

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

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том V

Москва
ГЕОС
2011

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: 2011. – 312 с.

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

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

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 11-05-06052), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик А.П. Лисицын

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

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

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

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

ISBN 975-5-89118-554-8
ББК 26.221

© ИО РАН 2011

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

Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В.

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, ВСЕГЕИ)

Морфология и геологическое строения подводных восточной части Финского залива и моделирование образования и развития

Amantov A.V., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V.

(A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, VSEGEI)

Morphology and geological structure of submarine terraces of the Eastern Gulf of Finland and modeling of its formation and development

Характерной особенностью морфологии подводного берегового склона восточной части Финского залива является наличие подводных террас, окаймляющих северный и южный берега, а также ряд островов. В качестве объекта исследований были выбраны три подводных террасы, расположенные между м. Флотский – м. Песчаный и м. Лаутаранта – пос. Репино (северное побережье залива) и терраса в районе пос. Большая Ижора – пос. Лебяжье (южное побережье). Морские геолого-геофизические исследования показали, что каждая из указанных террас обладает специфическими особенностями морфологии и геологического строения.

Поверхность (площадка) террасы м. Лаутаранта – пос. Репино лежит на глубинах 4-5 м, подножие террасы на востоке достигает глубины 8 м, на западе – 12 м. Поверхность площадки субгоризонтальная, в восточной части осложнена серией нерегулярных гряд и ложбин (амплитуда рельефа 1-2 м), расположенных под углом около 45° к бровке террасы. Уступ террасы со стороны моря имеет уклон около 2° , со стороны суши терраса прислонена к крайне пологому современному подводному береговому склону, представляющему собой валунный бенч с уклоном менее 1° . Тело террасы сложено преимущественно мелкозернистыми песками (с прослоями грубозернистых отмытых песков и мелкого гравия). Мощность песчаной толщи – от 2 до 4 м, в сторону берега она постепенно выклинивается. Цоколем подводной террасы мыс Песчаный – пос.Репино служат, в основном, ледниково-озерные отложения неоплейстоцена. Расчлененный рельеф поверхности морены обуславливает также в ряде случаев выход моренных гряд непосредственно под толщу песков. Под «верхней» (аккумулятивной) террасой установлена более древняя, абразионная, выработанная в неоплейстоценовых озерно-ледниковых отложениях.

Подводная терраса м. Флотский – м. Песчаный вытянута в субширотном направлении на 18 км, ширина ее составляет от 800 до 1100 м. В ее восточной части площадка террасы лежит на глубинах – 10 м, подножие расположено на -18 м. В центральной и западной (к востоку от м. Флотский)

частях террасы батиметрическое положение ее площадки не изменяется, а подножие опускается на глубины -20 м и -22 – 25 м соответственно. Уступ, ограничивающий террасу со стороны моря, имеет уклон в пределах $5-6^{\circ}$, со стороны берега терраса ограничена пологим уступом ($1-1.5^{\circ}$) начинающимся с глубин 7-6 м и переходящим в современный подводный береговой склон. Поверхность дна современного подводного берегового склона сложена валунно-галечными отложениям, покрытыми слоем песков различного гранулометрического состава. В техногенных депрессиях, возникших в результате добычи песков, происходит накопление алевро-пелитовых илов, но современной песчаной аккумуляции не происходит. Цоколем террасы служат преимущественно неоплейстоценовые ледниково-озерные отложения (ленточные глины местных приледниковых озер и глины Балтийского ледникового озера), на ряде участков под песками террасы наблюдаются также выходы морены. Поверхность цоколя террасы образует ступень с относительно пологим ($2-3^{\circ}$) склоном на глубинах от 6-12 м (со стороны берега) до 20-22 м (со стороны моря). Терраса сложена мелкозернистыми песками (с прослоями грубозернистых). Встречаются участки, сложенные средне- и крупнозернистыми песками, а также линзы илистых отложений. Со стороны берега на глубинах 4-7 м пески на ряде профилей, перпендикулярных простиранию террасы, перекрываются толщей песчано-гравийных образований, имеющих изменчивую мощность, достигающую в отдельных карманообразных депрессиях 4-6 м.

Площадка террасы пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора слабо наклонная в сторону моря, расположена на глубинах от -4 до -4.5 м, подножие – на глубине около -10 м; Терраса имеет ширину 1.5 – 2 км. Со стороны моря на склоне террасы выделяется локальное вытянутое повышение рельефа, которое может интерпретироваться либо как песчаный вал, либо как моренная гряда, покрытая с поверхности песком. Уклон мористого склона террасы не превышает $2-3^{\circ}$. Со стороны берега терраса ограничена пологим (менее 1°) уступом, переходящий в подводный береговой склон. Поверхностные осадки террасы представлены преимущественно мелкозернистыми песками. Более грубозернистые пески (средне-крупнозернистые, крупно-грубозернистые, а также пески с гравием и галькой) отмечаются лишь на отдельных участках склона террасы, и около ее подножия. Мощность песков террасы составляет от 2-2.3 м в прибрежной части и на склоне вдоль бровки до 3.8 – 4.2 м в центральной части. Цоколем рассматриваемой террасы повсеместно служат коричневатые-серые глины со стяжениями гидротроилита, представляющие собой бассейновые фации Анцилового озера.

Применительно к оценке возраста формирования террас восточной части Финского залива, моделирование сводилось к оценке изостатических движений в связи с деградацией и распадом последнего ледникового щита (покрова), перераспределением водных масс и осадочного материала,

трансформациями геоида, а также возможными сценариями эвстатических колебаний уровня океана. Базовой суперрегиональной основой послужило геолого-геоморфологическое моделирование высокого разрешения (МВР) [3], подтвердившее ранее установленные оценочные корово-мантийные реологические параметры [7]. Тем не менее, при сохраняющихся вариациях, прежде всего, оценки пространственно-временных изменений мощности ледникового щита и уровня океана моделирование предлагает возможные граничные и оптимальные сценарии развития и служит общей основой, корректируемой геологическими данными. Представляется, что автоматизированное МВР по временным срезам может способствовать более точному прогнозированию палеогеографической обстановки. В свою очередь, надежно датированные релевантные плейстоценовые и голоценовые поверхности позволяют уменьшить неоднозначности и улучшить модели.

Оценка возможного диапазона изменений мощности покрова является принципиальной для корректной модели. МВР оперирует описанием временного положения покровов во временных срезах и вспомогательным пакетом гридов, учитывая при расчетах концентрическую зональность ледникового щита, рисунок и воздействие преимущественно радиальных ледниковых потоков, вариации параметров во времени, топографические факторы, различные условия граничной системы льда – ложа [3], а также геологические и геотермические особенности данного среза. Естественно, что различия, связанные как с оценкой мощности и положения ледникового щита на стадии дегляциации, так и с реологическими параметрами, будут нивелироваться по мере увеличения пост-событийного временного отрезка. За последние 6500 лет они менее значимы.

Гидроизостазия также является весьма важной компонентой пост-ледникового поднятия. Перераспределение водных масс крупных приледниковых озер начала дегляциации, Балтийского Ледникового и Анцилового озер, а также морских стадий развития служило известным значимым генератором трансформации изостатической компоненты. В условиях генерального эвстатического подъема уровня океана, дополнительную осложняющую роль играли резкие документированные изменения озерных уровней [9]. По мере уменьшения роли гляциоизостазии во времени, возрастал относительный вклад гидроизостазии, в том числе приводивший к небольшим локальным вариациям. В частности, данный процесс мог повлиять на локальные отклонения рисунка поднятия района Ладожского озера вследствие значимых изменений уровня озера как после его изоляции от Балтийского бассейна, так и после прорыва – образования реки Невы [2]. В течение пост-событийных интервалов продолжительностью 1000–2000 лет нельзя исключить небольшое интерферирующее влияние и на район Невской губы с отклонением хода изобаз до 0.5 м.

Помимо этого, процессы эрозии и аккумуляции также внесли вклад в характер и амплитуду изостатических движений [3] и учитывались при моделировании. Заметим, что в связи с отличной плотностью льда, воды, денудированного и переотложенного материала сводная калькуляция изостатической релаксации, как обычно, осуществлялась с пересчетом в эквивалент водной нагрузки. Общий вклад перераспределения отложений в поздне-послеледниковые изостатические движения района восточной части залива не превышал первых метров. Однако процессы денудации и аккумуляции внесли существенный, если не доминантный, вклад в модификацию ландшафта дна и береговых зон.

В связи с сопутствующим изменением гравитационного поля при моделировании по известным формулам была проведена коррекция геоида, играющая значимую роль в оценке эвстатических колебаний [4, 6]. Существенно, что при попытке приложения различных “глобальных” кривых изменения уровня моря во времени необходимо, по меньшей мере, оценивать модификацию геоида и различия в тектонической составляющей между “регионом происхождения” того или иного сводного графика с одной стороны и районом приложения моделирования с другой. Кривые, подготовленные по островам Тихого океана [5] несколько более универсальны и аппликабельны [6]. Нам представляется, что для Балтийского региона интерес представляет график, предложенный Терсом [8] для Атлантического побережья Франции и подтвержденный недавними исследованиями [1]. Впрочем, ни одна из эвстатических кривых, по нашему мнению, не может в настоящее время быть использована без множественных оговорок. При моделировании может быть введена любая из известных, либо их осреднение по различным алгоритмам. Временной шаг вводимых таблиц (например, 100 лет) определяет генерируемые для визуализации срезы.

Несмотря на различные результирующие модели развития региона, связанные, прежде всего с некоторым диапазоном вариаций расчета гляциоизостатического фактора и оценки эвстатических колебаний, можно подытожить некоторые общие положения, и наметить некоторые временные интервалы, представляющиеся важными для формирования террасовых уровней крайней восточной части Финского залива.

В качестве начальной анциловой стадии прибрежной переработки гипотетично хочется выделить интервал 9400–8400 лет назад (здесь и далее мы будем использовать так называемую калиброванную шкалу скорректированного изотопного возраста). В зависимости от параметров модели приближение уровня к “террасовому” более вероятно около 9300, либо 8400 лет назад, а оценочный диапазон локализации альтитуд лежит в интервале +5 - -4 м по отношению к современному. Впрочем, выведение зоны наблюдаемых ныне террас из субаквальных условий в зону субаквальной штормовой активности теоретически было кратковременным,

так что, скорее, можно говорить о возможной подготовке формирования террас, которая происходила уже позже “литориновой трансгрессии”.

В качестве молодых “регрессивных интервалов” более вероятными представляются возрастные отрезки 5100–5300, 4600–4400, 3550–3000. При этом модель зависит от точности оценки циклических осложнений общего поднятия уровня океана, их ранга, величины и амплитуды. Диапазон 1400–1500 лет назад также может быть важен в случае, если будет доказано дискуссионное понижение уровня моря в течение “малого ледникового периода”.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 09-05-00303-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allard J., Chaumillon É., Poirier C., Sauriau P.-G., Weber O. Evidence of former Holocene sea level in the Marennes-Oléron Bay (French Atlantic coast) // C. R. Geoscience. 2008. V. 340. P. 306–314.
2. Amantov A., Fjeldskaar W. Plio-Pleistocene erosion and isostasy of the Baltic Region: impact of different glaciations // The Baltic Sea Geology-10 (Abstracts volume). St. Petersburg. 2010. P. 9-10.
3. Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. M. Glacial erosion of the Baltic Sea region, and the effect on the post-glacial uplift // Harff, J., Björck, S. and Hoth, P. (eds). The Baltic Sea Basin. Springer, 2011. P. 53-75.
4. Cathles L.M. The viscosity of the earth's mantle. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1975. P. 1-386.
5. Fairbanks R.G. A 17 000-years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. V. 342. P. 637–642.
6. Fjeldskaar W. Geoidal-eustatic changes induced by the deglaciation of Fennoscandia // Quaternary International. 1991. V. 9. P. 1-6.
7. Fjeldskaar W., Cathles L. The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere // Terra Nova. 1991. V. 3. P. 393-400.
8. Ters M. Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance // M.R. Rampino, et al. (Eds.), Climate: History, Periodicity and Predictability. Van Nostrand Reinhold, New York. 1986. P. 204–237.
9. Tikkanen M., Oksanen J. Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland, Fennia 180. ISSN 0015-0010. 2002.

Geological structure and morphology of the submarine terraces of the Eastern Gulf of Finland are discussed. Glacial, hydro, and sediment isostasy was accounted in high-resolution modeling (HRM).

Амелин Н.¹, Леончик М.И.², Петров Е.¹, Сенин Б.Н.², Хортов А.В.²

(¹ООО «Региональные геофизические исследования», Москва; ²ОАО «Союзморгео», Геленджик, smg@soyuzmorgeo.com)

**Региональные сейсморазведочные исследования
глубинного строения и геодинамики Черноморской
впадины**

**Amelin N.¹, Leonchik M.I.², Petrov E.¹, Senin B.V.²,
Khortov A.V.²**

(¹SOUZMORGEО company, Gelendgik, ²Regional geophysical investigation company, Moscow)

**The regional seismic investigation of deep structure and
geodynamics of the Black Sea basin**

В летнее-осенний период 2011 г. ОАО Союзморгео совместно с Институтом Океанологии Болгарской Академии наук, Институтом ГЕОЭКОМАР Румынии, Причерноморским Государственным Региональным Геологическим предприятием Украины, Среднезападным Техническим университетом Турции, в рамках разработанной ими Программы по изучению геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря, провело региональные сейсмические исследования, которые, по согласованию с приморскими государствами, охватили практически весь бассейн, за исключением территориальных вод этих государств. Настоящие работы являются продолжением исследований, выполненных Институтом Океанологии им. Ширшова и ФГУП «Южморгеология» в 1966-69 гг. и 1979-81 гг. [1-6].

Объём выполненных сейсмических работ составил около 10000 тыс. пог. км профилей, пересекающих всю акваторию (рис. 1). Работы производились с использованием научно-исследовательского сейсмического судна «Мезень» (С-Петербург), имеющего следующие основные характеристики: длина – 76 м, ширина – 13 м, осадка – 5.75 м, водоизмещение – 1164 т, главный двигатель 3х845 kW, тип – дизель-электроход; количество мест 74.

Для выполнения профилирования МОВ-ОГТ в качестве технических средств для возбуждения и регистрации сейсмического сигнала использовались компрессор Hamworthy 1600D с производительностью 25м³/мин., обеспечивающим постоянное рабочее давление 2000 psi; четыре линии излучателей G GUN с общим объемом камер около 100 литров и глубиной их погружения на 9 м.; 816-канальная буксируемая установка Sersel seal, с длиной активной части 10200 м и расстоянием между центрами баз групп 25 м. Запись регистрируемого сигнала осуществлялась сейсмической станцией Sersel- 408 XL.

Для стабилизации глубины буксировки косы в водной толще использовалось 36 активных стабилизаторов и концевой буй с приемопередатчиком GPS. Длина записи составила 18 секунд.

Первые результаты обработки материалов, выполнявшейся специалистами ЗАО «ЛАРГЕ» и ОАО «Союзморгео» с применением обрабатывающего пакета Promax, и последующей геологической интерпретации полученных данных с помощью интерпретационной системы Openwork, определяют необходимость и возможность существенного уточнения представлений о геологическом строении и глубинной структуре Черноморского бассейна.

В числе первых результатов интерпретации новой серии сейсмических профилей следует отметить:

- наличие крупных глубинных разломных структур вдоль континентальных склонов Западно- Черноморской и Восточно-Черноморской впадин;
- наличие крупных структурных оползней (олистостромы, палеосейсмодислокации) вдоль континентальных склонов Крыма, Кавказа и Понтида;
- развитие турбитных (подводно-донных и подводно-дельтовых) комплексов;
- наличие древних прогибов на шельфах Румынии, Болгарии и Украины, определяющих возможность уточнения границ платформенных структур в их пределах;
- наличие глубинных штоковых (субвулканических?) структур докайнозойского возраста;
- наличие повсеместных устойчивых отражений от подошвы осадочного чехла и кровли переходного комплекса, поверхности кристаллического фундамента и разделов в земной коре, связанных с кровлей верхней мантии (горизонт М).

Опыт картирования глубинных структур земной коры и мантии в пределах Черноморского региона с помощью применяемой методики, может быть распространен и на другие регионы мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н. Сейсмические исследования строения черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудаутой по сейсмическим данным // Геотектоника. 1969. № 3. С. 103-108.
2. Туголесов Д.А., Горшков А.С. Мейснер Л.Б. и др. «Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины». М., «Недра», 1985. 215 с.
3. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России // Океанология. 2006. № 2.
4. Яншин А.Л. и др. Структурные особенности осадочного чехла

Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования // Бюллетень МОИП, отд. Геологии. 1977. Т. 52 (5).

5. Belousov.V.V. et al. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea // Boll. Geof. Teor. Appl. 1988. V. 30. P. 109–196.

6. Golmshtok A.Y. et al. Age, thermal evolution, and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichannel reflection data // Tectonophysics. 1992. V. 120. P. 273–293.

7. Robinson A.G. Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 2. P. 195–223.

Acquisition of new geophysical data performed by the 2D CDP reflection technique with the use of streamer 10,200 meters long for achieving the objectives of the investigation – study of deep structure of the subsurface. Short points spacing made 50 meter and record length of 18 seconds. An seismic source with the volume of not less than 6000 cubic inches were used, tuned for emission of the main part of energy in the low frequency range. This provided for the necessary depth of investigation. That accompanied with loss of resolution in the upper part of the section, though by virtue of the geological objective, this factor may be deemed insignificant. The total data volume is 9,233 linear km, consisting of 27 seismic lines. The network of orthogonal lines with 100 km spacing was planned, which crosses major structural elements of the Black Sea. Basic ideas about the new conception of the geology and evolution of the Black Sea region are discussed.

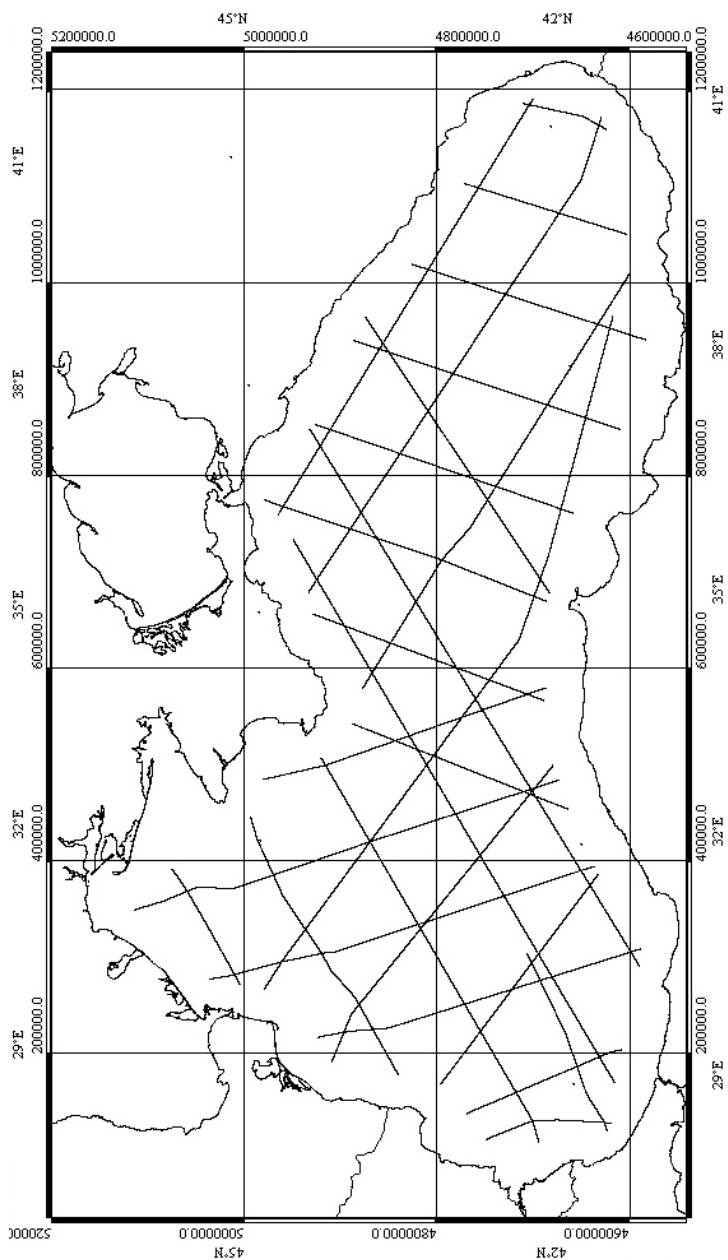


Рис. 1. Схема региональных сейсмических профилей МОГТ, выполненных ОАО «Союзморгео» в 2011 году

**Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А.,
Соловьева Г.Д.**

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
badyukova@yandex.ru)

К вопросу о происхождении корневой части Куршской косы

**Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Luk'yanova S.A.,
Solov'eva G.D.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

About the genesis of the Curonian Spit south part

Изучение геолого-геоморфологического строения прибрежно-морских барьерных образований имеет большое значение для формирования представлений о палеогеографических условиях их образования и современных тенденциях развития. Интересным и информативным объектом в этом отношении является Куршская коса юго-восточной части Балтийского моря, а особенно ее южная, так называемая «корневая» часть. В последние годы появились новые сведения о ее геологическом строении, позволяющие уточнить роль этого участка суши в формировании Куршской косы.

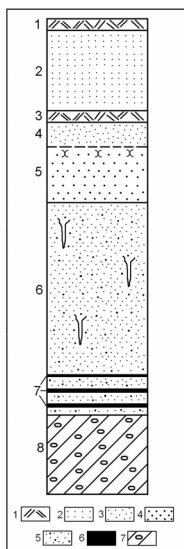
Вопрос о месте и характере сочленения Куршской косы с северным побережьем массива Самбийского полуострова давно привлекал внимание исследователей этого региона. В одной из первых монографий, обобщившей результаты его изучения [5], приведена геологическая карта района г. Зеленоградск (быв. Кранц). На ней отчетливо прослеживается идентичность строения поверхностей собственно Самбийского полуострова и самой южной, корневой части Куршской косы. Оба эти участка разделены понижением, занятым флювиальными осадками мелких водотоков, впадающих в Куршский залив.

Позднее В.К. Гуделис [2], пришел к, аналогичному выводу. К сожалению, никаких доказательств в пользу этой точки зрения автор не приводит. Однако в дальнейшем укрепились другая точка зрения, говорящая о целостности строения Куршской косы и о принадлежности ее корневой части к единой пересыпи. Авторы настоящей статьи в данной публикации и ранее [1] приводят геолого-геоморфологические данные, подтверждающие неморское происхождение корневой части Куршской косы, на их основе дан анализ палеогеоморфологических реконструкций этого участка.

По геоморфологическим особенностям южная часть косы отличается от ее более северных сегментов. В рельефе здесь доминирует низкая, слабоволнистая, переувлажненная поверхность. Она почти полностью покрыта лесом, значительно заболочена, местами заторфована.

Расположенное в самой южной части косы урочище Гренц (Королевский бор) представляет собой старые, сложные, богатые в биоценоотическом отношении хвойные (елово-сосновые) и смешанные леса, которые резко отличаются от лесов основной территории косы. Характерной особенностью корневой части косы является также отсутствие дюнных образований на ее поверхности. Эоловые накопления отмечаются только в прибрежно-морской полосе в виде, как правило, интенсивно размываемого древнего берегового дюнного вала, в теле которого фиксируются несколько слабо проработанных почвенных горизонтов. На поверхности косы дюны появляются только на 9-м км и далее к северу распространены повсеместно на всей ее территории, являясь одним из характерных элементов ландшафта.

По данным геологических исследований фундаментом Куршской косы являются плейстоценовые ледниковые отложения. Южная часть косы состоит из валунных суглинков, сформировавших холмистую гряду, которая поднята местами над современным уровнем моря. На их неровной кровле залегает сложно построенная толща в основном песчаных отложений (рис. 1), которые вскрываются в скважинах и в обнажениях абрадируемого берегового уступа, протягивающегося к северо-востоку от Зеленоградска почти на 10 км. В основании клифа залегает буро-серый моренный суглинок с большим количеством валунно-галечного материала видимой мощностью иногда до 2 м. Валуны разного размера обнаруживаются также и на поверхности этой части косы, «просвечивая» сквозь дерн.



Верхняя часть разреза представлена, как правило, двумя почвенными горизонтами (рис. 1, слои 1, 3). Между ними прослеживается прослой сортированного светло-желтого песка различной мощности, меняющейся от места к месту от 15 см до 3 м. Доминирование в песке фракции 0.5-0.25 (до 90%) позволяет отнести их к эоловым (рис. 1, слой 2). Ниже вскрывается слой светло-серого, белесого до пепельного, кварц-полевошпатового, мелкозернистого, неясно слоистого песка мощностью от 20 до 40 см (рис. 1, слой 4). К низу слоя он становится более темным, почти черным, граница с нижележащим горизонтом нечеткая, с затеками, карманами и гнездами оторфованных древесных остатков. Под этими отложениями – слой желто-коричневых плотных, разнозернистых, неясно слоистых песков, с растительными остатками. В верхней части слоя они частично сцементированы и характеризуются железистыми включениями и натеками. Мощность

этого слоя песка достаточно выдержана и составляет 0.5-0.6 м, что позволяет рассматривать его в качестве репера на этом отрезке побережья (рис. 1, слой 5).

Далее следует 2-2.5 метровая толща зеленоватых, средне- и мелкозернистых, четко слоистых песков (рис. 1, слой 6). В песках – прослой гиттии мощностью от 3 см до 6 см (рис. 1, слой 7). Вся выше описанная толща отложений залегает на буро-коричневом моренном суглинке с многочисленными включениями гравия, плохо окатанной гальки и валунов. Видимая мощность морены до 2 м (рис. 1, слой 8).

Результаты гранулометрического анализа, выполненного для описанных песчаных отложений разреза корневой части косы (рис. 2), не позволяют считать их ни морскими, ни эоловыми.

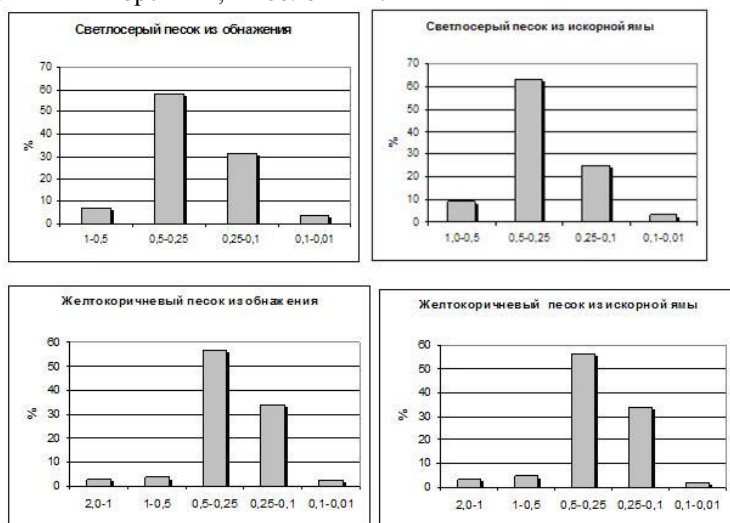


Рис. 2.

Присутствие алевритово-пелитовой фракции (менее 0.1мм) наряду с относительно грубозернистыми (более 1 и даже 5мм) исключает прибрежно-морской генезис песков. Последний предполагает значительно лучшую сортировку материала в береговой зоне и отсутствие тонкозернистых фракций. Аргументом против морского генезиса песков, слагающих нижнюю часть обнажения, является присутствие гиттии, накопление которой возможно только в затишных условиях без участия волнения. Такая обстановка, по-видимому, характеризует мелководные, возможно, приледниковые озера или их заливы, старицы и другие замкнутые водоемы. Эоловые пески также характеризуются высокой степенью сортировки и однозначным преобладанием фракции 0.5-0.25 мм, что отсутствует в изучаемых отложениях корневой части косы.

Отложения, обнажающиеся в абразионном уступе, протягиваются в

глубь суши и, залегая плащеобразно, слагают поверхность южной части косы. Здесь прослеживается тот же набор отложений, который характеризует верхнюю часть описанного выше обнажения: пепельно-светло-серые пески и рыже-коричневые пески под ними. Данные проведенного нами гранулометрического анализа подтвердили сходство пепельных и желто-коричневых песков, вскрывающихся в береговом уступе и в искорных ямах на поверхности косы (рис. 2).

Вдоль простирания берегового уступа состав слагающих его отложений несколько меняется. Один из разрезов в районе п. Лесное был описан и изучен М.В. Кабайлене [3], которая сделала вывод о пресноводной обстановке их формирования в холодных климатических условиях. По данным автора, в позднеледниковое время на исследуемой территории существовал пресноводный водоем, сток которого произошел в конце верхнего дриаса. В понижениях дна бывшего приледникового водоема в течение пребореального периода существовали остаточные водоемы, отложения которых обнаружены ею в разрезе у п. Лесное. В МГУ было произведено определение абсолютного возраста торфа из скважины на заливной части косы у п. Лесное, с глубины 0.8- 0.9 м от основания разреза, которое дало датировку 10050 ± 170 л. (МГУ-1245).

Интересные сведения о строении юго-западной части Куршской косы были получены в последние годы в результате проведения здесь инженерно-геологических изысканий по трассе газопровода [4]. Буровые скважины, выполненные в рамках этих работ, показали разновысотное залегание кровли моренных отложений, от -8 –10 м ниже уровня моря на участке 1-2 км косы до -2-3 м в районе п. Лесное. На плотных валунно-гравийных моренных суглинках непосредственно в корневой части косы залегает метровая толща озерных голубовато-серых суглинков без гравийно-галечного материала, которые вверх по разрезу замещаются торфом. Линза торфа мощностью до 10 м и шириной около 4 км приурочена к долинообразному углублению в моренном основании косы на ее 1-3 км. Формирование торфяных залежей на Куршской косе связывается с накоплением растительных остатков в проливах и протоках, через которые осуществлялся водообмен между Балтийским морем и заливом. По мнению авторов [4], наиболее крупные проливы существовали длительное время и выработали в плейстоценовых моренных суглинках широкие долины глубиной до 10 м. По-видимому, именно к этому понижению в кровле моренных суглинков была приурочена устьевая область реки Деймы, а затем и пролив Брокист, еще недавно функционировавший в корневой части косы.

Таким образом, геологическое строение корневой части Куршской косы свидетельствует о том, что она почти вплоть до п. Лесное по сути не является аккумулятивным барьером, созданным в голоцене волновыми и эоловыми процессами. В результате активной деструкции коренной водно-

ледниковой доголоценовой равнины с морской и заливной сторон, развившейся на фоне способствующих ей гидрометеорологических условий, участок между г. Зеленоградск и п. Лесное превратился в узкий перешеек между морем и заливом, морфологически «слившиеся» с косой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н. Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Анализ геологического строения Куршской косы (Балтийское море) в целях уточнения истории ее развития // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 4. С. 594-604.
2. Гуделис В.К. Геология и история развития приморских дюн на косе Куршю Нерия // *Тр. Инс-та геологии АН Эст.ССР*. 1960. Т. 5. С. 305-313.
3. Кабайлене М.В. Развитие косы Куршю-Марес, дельты Немана и прибрежных болот // *Труды Института геологии*. Вильнюс. 1967. Вып. 5. С. 181-207.
4. Харин Г.С., Харин С.Г. Геологическое строение и состав Куршской косы (Балтийское море) // *Литология и полезные ископаемые*. 2006. № 4. С. 354-361.
5. Schicht O. Die Kurische Nehrung in Wort und Bild. Königsberg. 1927. 180 p.

The southern section of the Curonian Spit situated in the southern part of the Baltic Sea is described. The analysis of the geological and geomorphologic structure of the spit suggests that within this section it is a part of the pre-Holocene coastal fluvioglacial plain rather than an accumulative bar formed during the Holocene by waves and wind.

Баранов Б.В., Дозорова К.А.

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

Тектоника Командорской и Курильской котловин и суперпозиция направлений спрединга

Baranov B.V., Dozorova K.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Tectonics of Komandor and Kurile basins and spreading directions superposition

Известно, что задуговые бассейны, в основном, имеют спрединговую природу и существуют многочисленные геолого-геофизические данные, которые дают основание выделять в структуре их фундамента оси спрединга и определять его направление. Командорская и Курильская котловины относятся к задуговым бассейнам и расположены в тылу Алеутской и Курильской островных дуг, соответственно.

Наиболее примечательной чертой строения фундамента Командорской котловины является наличие нескольких зон разломов, которые простираются в северо-западном – юго-восточном направлении и могут быть прослежены от континентального склона п-ва Камчатка до хребта Ширшова [1, 2] (рис. 1). В рельефе фундамента котловины также выделяются системы наклонных блоков, простирающихся в субмеридиональном/северо-восточном направлении. Сбросовые уступы блоков в западной и восточной частях котловины обращены навстречу друг к другу и к центру котловины, где в ряде случаев выделяется осевое поднятие. Основываясь на подобном структурном рисунке [2] и распределении линейных магнитных аномалий [3] было выделено несколько осей спрединга, простирающихся в северо-восточном направлении. Все оси спрединга перекрыты осадками за исключением самой южной, которая выражена в рельефе в виде крупного вулканического массива (массива Вулканологов) и сопряженного с ним грабена Командор.

По идентификации магнитных линейных аномалий [3] было получено, что основная часть дна Командорской котловины, за исключением массива Вулканологов, образовалась в результате спрединга в олигоцене-миоцене. Значения теплового потока свидетельствуют о том, что магматическая активность началась здесь на границе эоцена-олигоцена и закончилась в северной части котловины в позднем олигоцене-миоцене [2]. Высокие значения теплового потока в южной и западной частях котловины говорят о том, что магматическая активность, связанная с процессом растяжения, здесь продолжается.

Южная область высоких тепловых потоков соответствует современной зоне растяжения/спрединга, приуроченной к массиву Вулканологов и грабену Командор. Растяжение в этой зоне обусловлено современными

правосторонними смещениями вдоль зоны разломов Беринга. Область повышенного теплового потока в западной части котловины связывают с наличием структур растяжения, возникающих при реализации правосторонних смещений по зоне разломов Альфа [1]. Однако сейсмологические наблюдения не дают основание считать зону разломов Альфа активной, и поэтому мы предлагаем иную интерпретацию этих данных.

Вдоль западной окраины Командорской котловины трассируется пояс мелкофокусных землетрясений, который, вероятно, соответствует активной зоне разломов. По фокальным механизмам землетрясений здесь наблюдаются левосторонние смещения по плоскостям, ориентированным в северо-восточном направлении. Поэтому по аналогии с активным разломом Беринга и массивом Вулканологов можно предполагать, что левосторонний сдвиг приводит к возникновению области растяжения, приуроченной к поднятию Бета. Поднятие Бета в отличие от остальных структурных элементов котловины имеет не северо-восточное, а северо-западное простираие и состоит из серии линейных хребтиков, разделенных прогибами.

В Курильской котловине, в отличие от Командорской, линейные магнитные аномалии до настоящего времени обнаружены не были, тем не менее, на основании косвенных данных ее возраст оценивается как олигоцен-миоценовый [4]. В рельефе фундамента Курильской котловины были выделены два поднятия субмеридионального простираия, которые располагаются на травесе проливов Фриза и Буссоль и разделяют котловину на три суббассейна глубиной более 7 км. Предполагалось, что эти поднятия могли являться сдвиговыми зонами и их простираие соответствует направлению, в котором раскрывалась Курильская котловина [4], т.е. в данном случае ось спрединга должна быть ориентирована вдоль генерального простираия котловины (рис. 2).

Сейсмические исследования одного из этих поднятий (хребет Сакура) показали, что оно несет отчетливый отпечаток рифтовой структуры с наличием симметричных вулканических построек и наклонных блоков и по своей морфологии может быть интерпретировано в качестве спредингового хребта [5]. С другой стороны в пределах хребта Сакура линейные магнитные аномалии отсутствуют, хотя значения намагниченности, рассчитанные при моделировании, показали, что образование поднятия связано с излияниями вулканического материала, который по своим свойствам соответствует базальтам [6]. Однородность магнитных свойств пород, слагающих хребет Сакура, и их одинаковая (положительная) полярность свидетельствуют о быстротечности его формирования в пределах одного периода магнитохронологической шкалы.

На основании изучения эволюции осадочных бассейнов по юго-западному обрамлению Курильской котловины предполагается [7], что в

среднем миоцене она раскрывалась с севера на юг, т.е. ось спрединга была ориентирована вдоль простираения котловины. В конце миоцена направление раскрытия и спрединга изменилось на северо-восточное – юго-западное с осью спрединга, простирающейся вкост котловины. Магнитные данные свидетельствуют о том, что хребет Сакура представляет собой вулканическое сооружение, наложенное на ранее сформировавшийся фундамент Курильской котловины. Поднятие фундамента, расположенное к востоку от хребта Сакура, вероятно, имеет аналогичную природу. Поэтому, принимая во внимание данные о двухстадийном характере спрединга в Курильской котловине, можно предполагать, что эти структуры образовались за счет процесса растяжения, который был очень кратковременным, диффузным и происходил без формирования линейных магнитных аномалий.

В отличие от срединно-океанических хребтов спрединг в задуговых котловинах имеет ряд специфических черт, к которым относятся перескоки осей и наличие параллельных осей растяжения (диффузный спрединг). Командорская и Курильская котловины представляют собой примеры суперпозиции направлений спрединга. В зависимости от существующей геодинамической обстановки в первом случае разрастание вдоль осей спрединга, имеющих различную ориентацию, происходит одновременно а во втором – эпизоды спрединга по предполагаемым осям разорваны во времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Селиверстов Н.И. Строеие дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
2. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Muravev A.V. et al. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 237-269.
3. Валяшко Г.М., Чернавский Г.Б., Селиверстов Н.И. и др. Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. АН СССР. 1993. Т. 338. № 2. С. 212-216.
4. Gnibidenko H.S., Hilde T.W.C., Gretskey E.V. et al. Kurile (South Okhotsk) backarc basin // *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Ed. Taylor B. Plenum Press, New York, 1995. P. 421-449.
5. Baranov B., Wong How Kin, Dozorova K. et al. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *The Island Arc*. 2002. V. 11. P. 206-219.
6. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Баранов Б.В., и др. Магнитное поле и генезис хребта Сакура, Курильская котловина // *Геофизика*. 2008. № 6. С. 60-64
7. TuZino T., Murakami F. Evolution of collision-related basins in the eastern end of the Kurile Basin, Okhotsk Sea, North-western Pacific // *Journal of Asian*

Extension tectonics of Komandor and Kurile back-arc basins are compared and specific features of back-arc spreading process in these basins are analyzed. Spreading in Komandor and Kurile back-arc basins is characterized by superposition of spreading directions. In Komandor Basin spreading episodes along each of these axes occurred simultaneously; in Kurile Basin these episodes were spread out over a period of time.

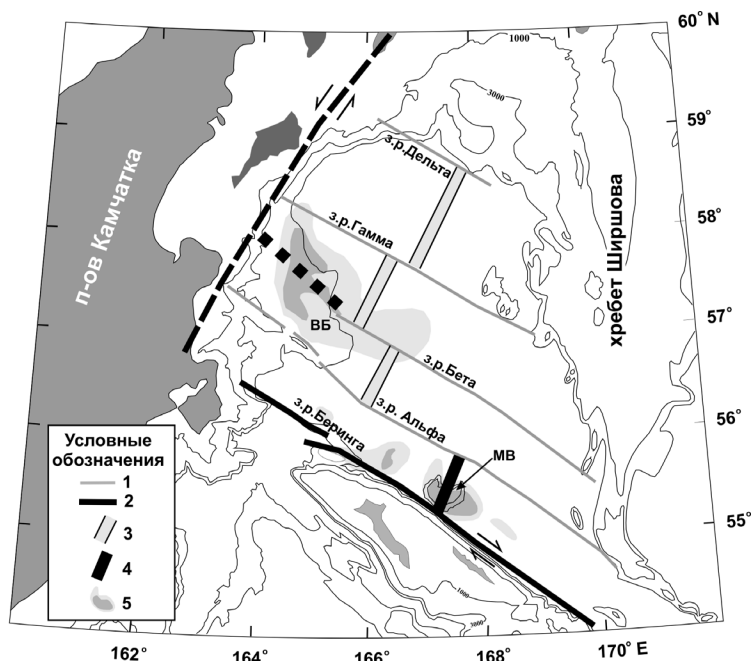


Рис. 1. Основные структурные элементы Командорской котловины
 Зоны разломов: 1 – неактивные, 2 – активные, пунктирной линией – предполагаемые; оси растяжения/спрединга: 3 – олигоцен-миоценовые, 4 – современные, пунктирной линией – предполагаемые; 5 – области высоких значений теплового потока: светло-серый тон – 150 мВт/м², темно-серый тон – 175 мВт/м². Сокращения: МВ=массив Вулканологов, ВБ=возвышенность Бета.

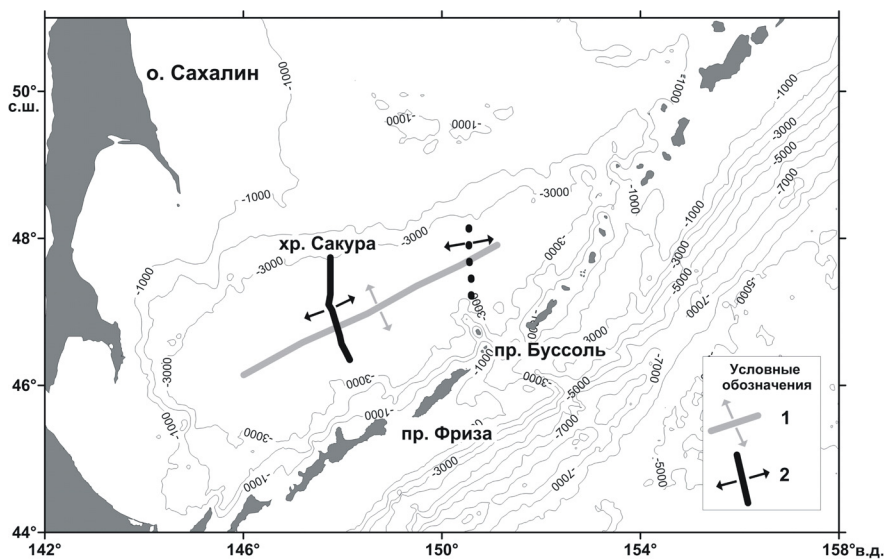


Рис. 2. Местоположение осей спрединга в Курильской котловине
 1 – олигоцен-миоценовая, 2 – постмиоценовая (?), пунктирной линией - предполагаемая

Баренбаум А.А.¹, Шпекин М.И.²

¹Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru;

²Казанский федеральный университет, Казань, Michael.Shpekin@ksu.ru)

Плюмовая тектоника на Луне и на Земле: сравнительный анализ

Barenbaum A.A.¹, Shpekin M.I.²

¹Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²Kazan Federal University, Kazan)

Plume tectonics on the Moon and Earth: A comparative analysis

Введение. Сегодня считается, что энергия геодинамических процессов имеет эндогенную природу и поступает из глубоких недр Земли [1, 2]. Переносчиком этой энергии к поверхности являются плюмы. Относительно происхождения плюмов ясности нет [3]. Одни исследователи полагают, что плюмы берут начало в земном ядре [2, 4], другие – что корни плюмов лежат на глубинах фазовых переходов в мантии [5]. Есть трудности и с механизмом [6] быстрой передачи плюмами энергии к земной поверхности в количестве, объясняющем феномен новейших поднятий [7] и масштабы излияния траппов [1].

Новый подход к проблеме. Показано [8], что энергия в тектоносфере может поступать как «снизу» – из ядра Земли, так и «сверху» – из космоса. Ее приносят галактические кометы, в большем числе бомбардирующие Солнечную систему в эпохи прохождения Солнца сквозь струйные потоки Галактики.

В атмосфере Земли галактические кометы полностью разрушаются, образуя сверхзвуковую ударную волну, которая с малым поглощением проникает в литосферу на глубины многих десятков – сотен километров, где взрывным образом нагревает породы. В дальнейшем эта кометная энергия выделяется в различных геодинамических процессах [9].

Оценки показывают, что при свойственной галактическим кометам частоте и плотности падений их энергии достаточно, чтобы вызвать раскол отдельных литосферных плит [10], образовать на океанском дне наблюдаемые количества подводных гор [11] и излившихся траппов [12], а также объяснить феномен новейших поднятий [13] и морфологию возникающих интрузивных тел [14].

Задачи работы. В [8, 11] изложен механизм образования подводных гор и горячих точек галактическими кометами. В этом механизме кометная ударная волна (в случае тонких океанических плит) создает под поверхностью дна магматическую камеру, из которой магма по каналу пород, ослабленных прохождением ударной волны, поднимается в виде плюма к поверхности, где, изливаясь на дно, формирует вулканическую

подводную гору.

В данном сообщении обращается внимание на то, что указанный механизм создания кометами магматических камер, плюмов и вулканических гор на Земле в полной мере справедлив и для спутника нашей планеты – Луны.

Фактические данные. На рис. 1 и 2 показан обнаруженный в кратере Циолковский на обратной стороне Луны вулкан [15, 16]. Кратер диаметром 180 км заполнен лавой, имеет сложное строение и центральную «горку», что типично для кратеров кометного происхождения.



Таблица 1. Оценки параметров плюма и вулкана на днище кратера Циолковский

Плюм	
Диаметр	24 – 26 км
Долгота центра	129 33 E
Широта центра	-19 27 S
Удаление от центр. горки	32 км
Вулкан	
Долгота	129 52 E
Широта	-19 30 S
Диаметр основания	1760 м
Высота конуса	102 м
Жерла в диаметре	50-70 м
Склоны конуса	7-8 градусов
Выбросы материала	2 x 1 км
Удаление от центр. горки	36 км

Рис.1 Вверху слева: центральная часть днища кратера Циолковский. Вверху справа: исследуемый участок восточнее центральной горки.

Рис.2 Внизу: вулкан и его окрестности с материалом выбросов в лучах заходящего Солнца. На Рис.1 эта территория очерчена белым прямоугольником.

(AS17-M-2798. Credit: NASA/JSC/Arizona State University)

В центре кратера на плоском овальном плюмовом возвышении высотой ~10 м и диаметром 24-26 км находится вулкан высотой 102 и диаметром основания 1760 м. Склоны вулкана имеют наклон по отношению к днищу кратера в 7–8°.

На снимках высокого разрешения видны истекающие из жерла вулкана потоки материала, очень похожего на застывшую лаву (рис. 2). Истечение лавы происходит в направлении центральной горки кратера. Диаметр жерла ~50-70 м. Параметры плюма и вулкана в кратере Циолковский приведены в табл. 1.

Обсуждение результатов. В отличие от окружающей местности склоны вулкана не испещрены малыми ударными кратерами, что свидетельствует о его малом возрасте. О том же говорят отражательные свойства поверхности конуса вулкана, которая не успела покрыться темной лунной пылью и потому заметно светлее днища кратера. Эти факты указывают на недавнюю, и быть может даже современную деятельность вулкана.

Показательно, что вулкан в кратере Циолковский находится на

невысоком поднятии плюмовой природы. Сочетание вулкана и поднятия характерно для молодых подводных гор [17]. Согласно [8] такие горы создаются неглубоко залегающими магматическими камерами, которые возникают на дне океанов в результате падения галактических комет на тонкие океанические плиты.

Магматические камеры ныне обнаружены под многими подводными горами [18]. Объем камер $\sim 10^4 \div 10^5 \text{ км}^3$, а степень плавления в них пород $\leq 10\%$ [2]. Тем самым при образовании камер возникает объем расплава $\sim 10^3 \div 10^4 \text{ км}^3$. За счет разной плотности пород и вещества камеры в ней появляется избыточное давление, которое заставляет магму по каналу ослабленных пород, оставшемуся после прохождения кометной ударной волны, подниматься вверх. Внешне это выглядит как подъем плюма. При этом сама камера под действием архимедовой силы может также всплывать к поверхности, что отражается на составе магмы.

Время жизни камер более 100 млн. лет [2], поэтому истечение магмы может продолжаться все 180 млн. лет существования ложа современных океанов и вызвать появление на дне Мирового океана крупных подводных гор.

Похожие на земные подводные горы структуры имеются на Венере. Здесь их называют тектоническими куполами и интерпретируют как щитовые вулканы. Купола имеют диаметр 1 – 20 км и высоту нескольких сотен метров [19].

Нечто подобное, вероятно, происходит и на Луне в кратере Циолковский. По нашим данным этот кратер имеет ударное происхождение и образован крупной галактической кометой при последней кометной бомбардировке, закончившейся примерно 1 млн. лет назад. Предположительно, кратер возник при наклонном падении галактической кометы, двигавшейся в юго-западном направлении.

Следует полагать, что активная магматическая камера присутствует сегодня под днищем кратера Циолковский. Судя по размерам вулканического конуса и плюмового поднятия, объем магматической камеры составляет $\sim 100 \text{ км}^3$.

Можно также ожидать, что изливающийся из камеры через жерло вулкана материал сильно разнится с составом лавы, заливающей дно кратера. Эта лава возникла в результате плавления пород поверхности Луны при импактном образовании кратера и потому может иметь иной состав, чем вещество плюма.

О составе вещества плюма судить нам сложно. Вместе с тем нижний снимок, где хорошо видна морфология застывшего лавового потока, позволяет полагать наличие в этом веществе большого количества воды.

Выводы

1. На примере вулкана и плюма в кратере Циолковский на обратной стороне Луны показано, что механизм образования галактическими

кометами плюмов и магматических камер, обоснованный для подводных гор на Земле и щитовых вулканов на Венере, в полной мере приложим и к Луне.

2. Данные по кратеру Циолковский свидетельствуют, что при образовании кратеров крупными астероидами и кометами энергия этих космических тел идет не только на образование кратерной воронки, плавление и испарение вещества, но и на создание в литосфере глубоко под местом удара крупных магматических камер, функционирующих многие миллионы лет после возникновения кратера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир. 2004. 612 с.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. Фил. ГЕО. 2001. 409 с.
3. Пучков В.Н. «Великая дискуссия о плюмах»: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3-22.
4. Летников Ф.А. Сверхглубокие флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №4. С.291-307
5. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А. и др. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3-13.
6. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // Доклады АН. 2003. Т. 393. № 6. С. 797-801.
7. Артющков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие резкого размягчения мантийной литосферы и ее замещения астеносферой // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. ХLI Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 31-34.
8. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ». 2010. 544 с.
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.
10. Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. Подводные горы, срединные океанические хребты и галактические кометы // 7th Zonenshain Intern. Conf. on plate tectonics. Abstract. 2001. P. 92.
11. Баренбаум А.А. Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Матер. XXXIX Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС. 2006. С. 33-37.
12. Баренбаум А.А. Трапповый магматизм как следствие нагрева астеносферы ударными волнами от разрушающихся в атмосфере галактических комет // Физико-химические и петрофизические

исследования в науках о Земле. Материалы 11 Межд. конф. М.: ГЕОХИ. 2010. С. 44-47.

13. Баренбаум А.А. Процессы в земной коре и верхней мантии: проблемы горообразования и новейших поднятий земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. XIV Межд. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. Ч.1. 2008. С. 43-47.

14. Баренбаум А.А. Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как следствия падений галактических комет // Геология морей и океанов: Матер. XVIII Междун. научн. конф. по морской геологии. М.: ГЕОС. 2009. Т. V. С. 205-209.

15. Shpekin M.I. (2009) The Last «Apollo» Orbit Pass over the Tsiolkovsky Crater // Intern. Conf.: Astronomy and World. Heritage: Across Time and Continents, Kazan. Russia. P. 219-221.

16. Шпекин М.И. (2009) Один маленький шаг человека (к 40-летию высадки людей на Луну). С.1-9. http://www.ksu.ru/f6/k8/bin_files/ols!38.pdf.

17. Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М.: Наука. 1996. 186 с.

18. Жулева Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.: ИО РАН. 2004. 185 с.

19. Креславский М.А., Вдовиченко Р.В., Хэд Дж.У. Морфометрия малых вулканов на Венере по радарным изображениям // Астрономический вестник. 2000. Т. 34. № 4. С. 291-301.

On the example of the volcano and the plume in the crater Tsiolkovsky on the far side of the Moon is shown that the mechanism of plume tectonics acting on the Earth fully may be apply to the Moon.

Баркин Ю.В.

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

Синхронные скачки активности природных планетарных процессов в 1997-1998 гг. и их единый механизм

Barkin Yu.V.

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

1997-1998 synchronous steps in activity of natural planetary processes and their unity mechanism

Введение. В работе показано, что в 1997-1998 гг. геодинамические и геофизические планетарные процессы испытали явно выраженные скачки в своей активности, которые происходили синхронно за сравнительно короткие периоды времени в 0.5-1.5 года. По разрабатываемой геодинамической модели [1] все эти скачки вызваны одним и тем же механизмом – механизмом вынужденных относительных смещений ядра и вязко-упругой мантии Земли и они характеризуются резкими спародическими смещениями центра масс ядра относительно центра масс мантии. Многие из обсуждаемых явлений были предсказаны на основе указанного механизма [1]. Ниже кратко обсуждаются скачкообразные изменения в 1997–1998 гг. основных геодинамических и геофизических процессов Земли. Полный перечень природных процессов исключительно широк, поэтому аналогичные иллюстрации скачков их активности будут рассматриваться в последующих работах. Согласно геодинамической модели [1] скачкообразные изменения должны в первую очередь наблюдаться в движении центра масс по отношению к мантийной системе координат $Oxyz$. Положение начала O (геоцентра) этой системы координат и ориентация ее осей задается координатами большого количества станций спутниковых наблюдений. Данные высокоточных спутниковых наблюдений (начиная с 1993 г.) позволяют определить координаты центра масс в указанной опорной системе координат, исследовать кинематические особенности движения центра масс Земли и на основе нашей геодинамической модели сделать определенные выводы об относительных смещениях центров масс мантии и ядра [1]. Скачкам в вариациях активности процессов в северном и южном полушариях Земли, очевидно, должны соответствовать более значительные скачки центра масс (и ядра) вдоль полярной оси. При этом скачки активности природных процессов в северном и южном полушариях характеризуются определенной асимметрией. В результате наблюдаемые вековые тренды вариаций процессов (до и после скачка) также получают скачкообразные изменения, т.е. меняются скорости вариаций активности процессов. Другими словами, активность геодинамических и геофизических процессов и скорости их вековых вариаций испытывают синхронные изменения – скачки.

Рассматриваемые в работе явления служат косвенными подтверждениями правоправности и универсальности самой геодинамической модели вынужденных колебаний и смещений оболочек Земли под действием гравитационного притяжения внешних небесных тел. Естественно, что подобные скачки природных процессов, связанные с явлением “галлопирования ядра” [2], происходят постоянно в ходе геодинамической истории, в разных шкалах времени и с различной длительностью. Повидимому, в ходе геоэволюции подобные скачки иногда характеризовались исключительно большими спародическими смещениями центра масс ядра относительно мантии в десятки и сотни метров за сравнительно короткие интервалы времени. Естественно, они порождали крупные катастрофы, например, типа “всемирного потопа”, поскольку любые смещения центра масс Земли вызывают океанические приливы [3]. Их изучение представляет важный интерес.

1 Движение центра масс Земли. 1.1. Скачки в значениях координат.

По данным системы спутниковых наблюдений ДОРИС в 1997 - 1999 гг. в значениях координаты Z центра масс Земли по отношению к мантийной геоцентрической системе координат $Oxyz$ наблюдались значительные скачки. Так изменения трендовых составляющих испытали скачки, которые приблизительно можно оценить в -1 мм в координате x , -4 мм в координате y и в -22 мм в координате z . Также по данным наблюдений ДОРИС выявлены скачкообразные изменения полярного вращения геоцентра в проекции на экваториальную координатную плоскость в 1997-1998 гг. [4]. Скорость тренда центра масс Земли и его направление: 5.54 мм/год; широта $72^{\circ}6'N$; долгота $118^{\circ}4'$. Предсказания: 10-20 мм/год; широта $70^{\circ}0'N$; долгота $104^{\circ}3'$ [5]. На сглаженной траектории обнаружен также разворот следа центра масс Земли на ее поверхности Земли в 1997-1998 гг. [4].

1.2 Траектория следа центра масс. Изгиб траектории долго-периодического тренда “следа” центра масс (его эпицентра по отношению к геоцентру O) на поверхности Земли в 1997-1998 гг. Этот изгиб почти на 90° градусов приходится на зоны крупнейших катастроф в рассматриваемый период 1993 -2005 гг. Высокоточные данные о положении и смещениях центра масс поступают лишь с 1993 года. Если в период 1993-1997 смещение происходило вблизи экватора в юго-восточном направлении, то после 1998 направление смещение стало близким к северо-восточному. Излом траектории пришелся точно на 1997-1998 гг. Это служит прямым подтверждением развиваемой геодинамической модели взаимодействия и вынужденных смещений основных оболочек Земли, в первую очередь ядра и мантии, и их возбуждающей и направляющей роли в вариациях всех планетарных процессов [1].

2 Гравитационное поле Земли. 2.1. Вариации геопотенциала.

По данным спутниковых наблюдений за последние примерно 30 лет наблюдается тенденция векового уменьшения коэффициента второй

зональной гармонки геопотенциала J_2 со скоростью около $\dot{J}_2 = -3.70 \cdot 10^{-11}$ 1/год [6] [7]. Эти же данные позволяют установить значительный положительный скачок в значениях коэффициента J_2 в период 1997-1998 гг, составляющий около $\Delta J_2 = 2.5 \cdot 10^{-10}$. Скорость векового изменения коэффициента, по-видимому, также претерпела малое скачкообразное изменение в указанный период. Более того, следует отметить, что при более тщательном анализе должны быть выявлены скачкообразные изменения во всех коэффициентах второй и более высоких гармоник геопотенциала. **2.2. Сила тяжести.** Четкий скачок в значениях силы тяжести был отмечен, например, в данных измерений на сверхпроводящем гравиметре и на абсолютных гравиметрах на станции Медисина в Италии [7]. На Рис. 1 приведены ежедневные значения силы тяжести исправленные за атмосферное давление, движение полюса Земли, и приливы для периода наблюдений с октября 1996 г по июнь 2000 г. По нашей модели скачкообразное смещение ядра Земли получило отражение в скачкообразном возрастании силы тяжести при станции Медисина в 1997 г примерно на $+5.5 \mu\text{Гал}$. Мы обсуждаем планетарный эффект в вариациях силы тяжести, поэтому аналогичные скачки в значениях силы тяжести должны были наблюдаться и на других станциях и в тот же период времени 1997-1998 гг. (Рис. 1). По оси ординат отложены микрогаллы. Кружками отмечены измерения на абсолютных гравиметрах [7].

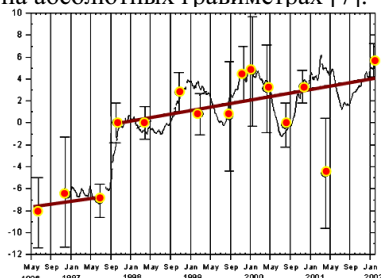


Рис. 1. Скачок силы тяжести на станции Медисина (Италия) в 1997-1998 гг.

3 Вращение Земли. 3.1. Осевое вращение Земли. Скачок в длительность суток (LOD). В период 1997.0 -1999.0 когда произошло сравнительно быстрое скачкообразное изменение (увеличение) длительности суток примерно на **0.038 ms**. Подобные скачкообразные изменения в природных процессах в геодинамической модели [1] объясняются скачкообразными смещениями центра масс ядра относительно мантии (явление “galloping of the core” [8]). **3.2. Свободная нутация ядра (FCN).** Период свободной нутации ядра Земли претерпел значительное скачкообразное уменьшение в 1997-1998 гг примерно на 45 суток [9]. В предыдущие годы этот период убывал со скоростью примерно -1.67 сут/год. Авторы отметили корреляцию вариаций периода FCN с аналогичными

вариациями индекса Nino 4 ($k=0.46$) и коэффициента геопотенциала $C_{20} = -J_2$ ($k=0.84$).

4 Сейсмичность. 4.1. Вековой тренд сейсмической активности и ее скачок в 1997-1998 гг. Смещения ядра сопровождаются упругими деформациями мантии и вариациями ее напряженного состояния контрастными в противоположных полусферах. Они в свою очередь находят отражение в вариациях сейсмических, вулканических и, вообще говоря, всех планетарных процессов. Скачкообразные относительные смещения центров масс ядра и мантии неизбежно должны к скачкообразным изменениям сейсмической активности. На графиках вариаций числа землетрясений в период после 1980 г. с магнитудой $M>6$ выделен скачок в тренде числа крупных землетрясений, произошедший в 1997-1998 гг. [10]. Использованы данные геологической службы [11].

5 Океан. 5.1. Глобальный уровень океана. Действие обсуждаемого механизма скачкообразного смещения ядра привело к заметному скачку глобального уровня океана в 1997-1998 гг. Для интервалов времени: 1993.5-1997.0 и 1999.0 - 2002.0 на основе альтиметрических измерений с помощью спутников Торех-Poseidon наблюдений были получены следующие оценки для средней скорости возрастания среднего уровня мирового океана: +2.75 мм/год и +4.28 мм/год, соответственно. В период 1997-1998 гг наблюдалось также скачкообразное возрастание глобального уровня океана приблизительно на 7.2 мм [12]. Аналогичные скачки в активности природных процессов и в их трендовых составляющих (до и после скачка) наблюдаются во всех планетарных геодинамических, тектонических и геофизических процессах на Земле. Скачки 1997-1998 гг. выявлены в вариациях полярной и экваториальных компонент векторов кинетических моментов атмосферы, океана и других флюидных масс Земли (в гидрологии), в вариациях площадей ледовых покрытий в Арктике и Антарктике, в изменении глобальных температур различных слоев атмосферы, в развитии облачности, в содержании водяного пара в стратосфере, в циклонической активности и др. Скачкообразные изменения вариаций магнитного поля Земли (его компонент) должны быть выделены в будущем по данным наблюдений [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке по проектам РФФИ N 11-05-01134-а и N 11-02-00988-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНТИ, 2002. Вып. 9. С. 45-97.
2. Barkin Yu.V. Step-by-step synchronous variations of geodynamical and geophysical processes and their uniform mechanism: events of 1997-1998 years. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009) // Geophysical Research Abstracts, 2009. V. 11. abstract # EGU2009-1618.
3. Баркин Ю.В. Объяснение вековых изменений среднего глобального уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях

Земли // Вестник МГУ. Физ., астрон. 2011. N 4. P. 75-83.

4. Zotov L.V., Barkin Yu.V., Lubushin A.A. Geocenter motion and its geodynamical content // Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes. Novosibirsk, Russian Federation, 22-26 September, 2008; Russian Academy of Sciences, Trofimuk Inst. Of Petrol. Geol. And Geophys., SB RAS. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo". 2009. P. 98-101.

5. Barkin Yu.V. Explanation and prediction of the secular variations of the Earth rotation, geopotential, force of gravity and geocenter drift // Proceedings of International Conference «AstroKazan-2001». Astronomy and geodesy in new millennium (24-29 September 2001), Kazan State University: Publisher «DAS», 2001. P. 73-79.

6. Cheng M., Tapley B.D. Variations in the Earth oblateness during the past 28 years // Journal of geophysical Research. 2004. V. 109. B09402. P. 1-9.

7. Zerbini S., Richter B. et al. Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy // Earth and planetary Science Letters. 2001. V. 192. P. 267-279.

8. Баркин Ю.В. Механизм тектонической активности Земли: глубинная геодинамика, ее современные проявления // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2007. С. 59-62.

9. Kalarus M., Luzum B.J., Lambert S., Kosek W. Modeling and prediction of FCN // Journees 2005, Systemes de reference spatio-temporels. Earth dynamics and reference systems: five years after the adoption of the IAU 2000 resolutions. Eds. Brzezinski A., Capitaine N., Kolaczek B. (Warsaw, 19-21 September). 2005. P. 181-184.

10. Баркин Ю.В. Относительные смещения ядра и мантии Земли и их роль в сейсмическом процессе // Международная конференция, посвященная 250-летию Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН «Геология: история, теория, практика» (14-16 октября 2009 года). М.: ГТМ РАН. 2009. С. 20-24.

11. <http://www.geophys.washington.edu/seismosurfing.html>.

12. Barkin Yu.V., J.M. Ferrandiz, Garcia D. Contrast secular variations of the mean atmospheric pressure and mean sea level in northern and southern hemispheres of the Earth. Proceedings of International Symposium "Topical Problems of Nonlinear Wave Physics-2008" (NWP-2008). Session 3. 2008. P. 15-16.

In work it is shown, that per 1997-1998 geodynamic and geophysical planetary processes have tested obviously expressed jumps (steps) in the activity which occurred synchronously for rather short periods of time in 0.5-1.5 years. On developed geodynamical model all these jumps are caused by the same mechanism - the mechanism of the forced relative displacements of the core and viscous-elastic mantle of the Earth and they are characterized by sporadic displacements of the center of mass of the core relatively to the center of mass of the mantle.

Баркин Ю.В.

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

Срывы и скачки в относительном положении ядра и мантии и катастрофические последствия наиболее опасные для человечества

Barkin Yu.V.

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

Disruptions and jumps in the relative position of the core and the mantle and the most disastrous dangerous for humanity

Представляются исследования автора по динамике относительных смещений и колебаний оболочек Земли, в первую очередь ядра и мантии, под действием гравитационного притяжения окружающих небесных тел [1]. Оболочки Земли занимают близ-центральные положения, которым по аналогии с центральными решениями задачи многих тел в небесной механике свойственна неустойчивость. Это находит отражение в их относительных смещениях и поворотах под гравитационным воздействием Луны, Солнца и планет и, в частности, выражается в резких спорадических смещениях ядра [1]. Дрейф ядра в северном направлении, его скачки (явление “галоппирования ядра” [2]) и его колебания с широким спектром астрономических (планетных) частот находят отражение в однотипных смещениях центра масс Земли, которые в последние примерно 20 лет поддаются определению и исследованию методами космической геодезии [3, 4].

Относительные смещения оболочек вызваны эксцентричным положением центров масс ядра и мантии и их различными сжатиями. В силу чего внешнее гравитационное воздействие окружающих небесных тел носит для них дифференциальный характер. Подвижное ядро деформирует все слои мантии и в силу диссипативных свойств приводит к их нагреванию или к понижению температуры в зависимости от интенсивности колебаний системы ядро-мантия. Колебания и смещения ядра влияют на все планетарные процессы. Это происходит в различных шкалах времени и с определенными циклическостями, диктуемыми внешними небесными телами.

В современную эпоху эти смещения – колебания и дрейф ядра составляют порядка 15 см и 2.6 см/год [5, 6]. Учитывая гигантские размеры планеты и ее ядра можно допустить возможность резких значительно больших по размаху смещений ядра порядка десятков и сотен метров, которые могут подготавливаться многие десятилетия. В силу сложных и трудно-предсказуемых процессов и явлений на границе ядра и мантии. Смещение центра масс Земли активно участвует в медленном изменении средних уровней океана в северном и южном полушариях Земли.

Здесь активно работает глубинный геодинамический механизм, позволяющий объяснить наблюдаемые контрастные и инверсионные

изменения природных процессов, включая климатические, в противофазе, разнонаправленные и асимметричные [5]. Гравитационное воздействие внешних небесных тел на систему ядро-мантия Земли вызывает тенденции относительных смещений их центров масс в радиальном направлении. При этом на границе ядро-мантия в диаметрально-противоположных зонах разно-направленно (контрастно) меняются давления вещества и создаются термодинамические условия его плавления и затвердевания. Это создает рабочие условия для функционирования механизма глубинного зарождения плюмов и для глобальных относительных смещений ядра и мантии Земли в целом. При этом должен наблюдаться широкий спектр вынужденных колебаний ядра и мантии и их вековой медленный тренд. Эти выводы подтверждаются современными данными космической геодезии о колебаниях и смещениях центра масс Земли. Указанный механизм имеет циклическую небесно-механическую природу и его деятельность находит отражение во многих геодинамических и геофизических процессах [8].

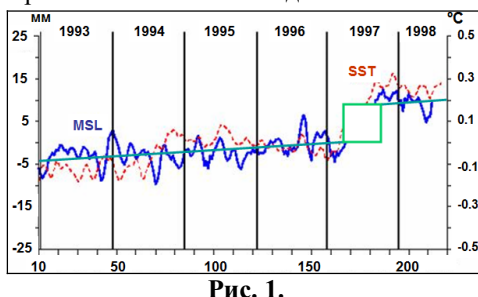


Рис. 1.

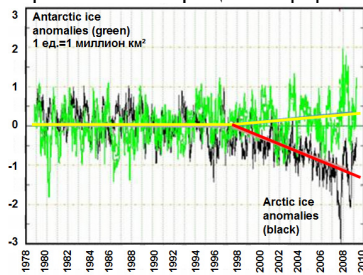


Рис. 2.

Рис. 1. Число циклов спутников Т/Р. Скачок глобального уровня океана 1997 г. на 8 мм. Скачок средней температуры поверхности океана на 0.16° .

Global Warming Science -www.appinsys.com/GlobalWarming.

Рис.2. Расщепление в 1997 г. трендов аномальных площадей арктических и антарктических льдов по данным за 1978 -2009 гг.

Подобные скачки таят в себе наибольшую опасность для человечества и биосферы в целом. Они могут вызвать планетарные океанические и климатические катастрофы. Например, скачок центра масс в 1997-1978 гг., зафиксированный методами космической геодезии (системами GPS и DORIS) привел к феноменальному по масштабам явлению Эль-Ниньо [9], вызвал большой скачок глобального уровня океана порядка 7 мм по альтиметрическим спутниковым данным (рис. 1) и порядка 3.5 мм по данным береговых наблюдений [2]. На рис. 3 приведены кривые изменения глобальной поверхностной температуры Земли, а также кривые вариаций средних температур в северном и южном полушариях Земли. Четко выделяются скачки в значениях указанных температур в период 1997-1998 гг. Хорошо видно, что северное полушарие прогревается гораздо интенсивнее по сравнению с южным полушарием.

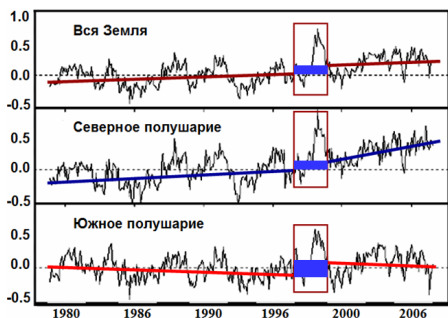


Рис. 3.

Рис. 3. Тренды средних температур глобальной (G) и для Северного (N) и южного полушарий (S) в период 1979 – 2007. Скачки указанных температур в 1997-1998: G: +0°17, N: +0°15, S: +0°24 градуса.

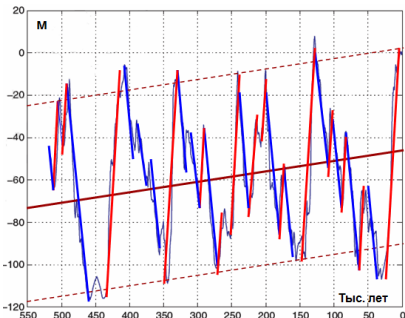


Рис. 4.

Рис. 4. Вариации уровня океана за последние 500-550 тысяч лет. По оценкам Rohling et al. (2009), которые основаны на измерениях концентрации

изотопов кислорода $\delta^{18}O$ в центральной части Красного моря, а не на береговых измерениях изменений уровня океана.

Роль Эль-Ниньо. Западные ученые, как правило природные климатические явления и события связывают с крупным явлением Эль-Ниньо 1997-1998 годов. По нашей модели это совершенно не так [9]. Единый механизм – вынужденные относительные колебания ядра и мантии управляет скачками, трендами и иными проявлениями во всех природных процессах одновременно. Скачок ядра в 1997-1998 гг. [10] вызвал и само явление Эль-Ниньо [9] и иные их проявления в современную эпоху. И в частности скачок ядра породил вариации теплового потока и его направленности к поверхности Земли, что в свою очередь получило четкие отражения во всех климатических характеристиках и в частности в вариациях ледовых площадей в северном и южном полушариях Земли (Рис. 2). Дрейфовая составляющая смещения ядра также является неблагоприятной для человечества, так как приводит к однонаправленному нагнетанию контрастных геодинамических обстановок в противоположных полушариях Земли. Подобные явления наблюдаются в жизни планеты в современную эпоху. Именно дрейф ядра управляет планетными тепловыми потоками и характеризует асимметричное потепление на Земле, когда в последние декады средняя температура северного полушария нарастает со скоростью в два раза больше, чем в южном полушарии. Колебания ядра с частотами вековых орбитальных возмущений планет, приводят к вариациям эндогенного тепла и к формированию известных и хорошо изученных циклов оледенения за последний миллион лет.

Мы высказываем предположение (гипотезу), что скачкообразные смещения ядра и соответствующие изменения уровня океана могут совершаться с большими амплитудами (в десятки метров) и происходить за сравнительно короткое время порядка года. В этом случае будут

происходить катастрофические явления на Земле, в том числе аналогичные известному Всемирному потопу.

Кривая на рис. 4 моделируется системой отрезков, представляющих линейные тренды нарастания уровня моря происходят со скоростью 5.4 мм/год (красные отрезки), а тренды убывания уровня моря со скоростью - 3.24 (синии отрезки). Причем скорости для отрезков одного цвета характеризуются примерно одинаковыми значениями. Средний тренд уровня океана на весь период в 550000 лет оценивается в 0.45 мм/год. А размах изменения уровня океана на указанных промежутках времени (в десятки тысячелетий) составляют около 120-130 метров. По нашим исследованиям [7] возрастание уровня океана пропорциональны скорости дрейфа центра масс Земли. Следовательно, соответствующие смещения центра масс также достигают величин порядка десятков или ста метров. При этом смещения ядра могут достигать 0.5 км и более.

Синхронные скачки в климатических и иных природных процессах. Обнаруженное недавно явление климатических “качелей” для северного и южного полушарий [11] также объясняется колебаниями и смещениями ядра синхронными с оледенениями, но не являющимися строго циклическими, а носящими пилообразный, ступенчатый характер [1, 6, 8]. Смещения ядра определяют активность, синхронность и единство, инверсию, скачкообразность и т.п. всех планетарных природных процессов, таких как вулканизм, сейсмическая активность, атмосферные процессы и процессы в океане и др. [1]. В современную эпоху (последние десятилетия) происходит вековой дрейф ядра в северном направлении с медленно нарастающей скоростью [5, 6]. Все природные процессы, развиваясь монотонно и циклически, активизируются с лидирующей ролью их вариаций в северном полушарии. Этот процесс может продолжаться в ближайшие десятилетия и столетия, что таит в себе большую угрозу для цивилизации. Число катастроф и аварий, в том числе на атомных станциях будет нарастать, климатические условия будут все более жесткими и трудными для биосферы. Проблема и трудность положения заключается в том, что указанные геодинамические явления не зависят и не могут зависеть от воли человека. От человека зависит лишь – не создавать дополнительные риски и трудности для жизни на Земле.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проектам РФФИ N 11-05-01134-а и N 11-02-00988-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНТИ, 2002. Вып. 9. С. 45-97.
2. Barkin Yu.V. Step-by-step synchronous variations of geodynamical and geophysical processes and their uniform mechanism: events of 1997-1998 years. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009) // Geophysical Research Abstracts, 2009. V. 11. abstract # EGU2009-1618.
3. Barkin Yu.V. Dynamics of the Earth's shells and fundamental problems of

celestial mechanics, astrometry, gravimetry and geodynamics // Proc. of Intern. Conf. «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., Vilke V.G. Celestial mechanics of the planet shells // Astron. and Astroph. Trans. 2004. V. 23. Is. 6 (December 2004). P. 533-554.

5. Баркин Ю.В. Механизм тектонической активности Земли: глубинная геодинамика, ее современные проявления // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2007. С. 59-62.

6. Баркин Ю.В. Вынужденные колебания системы ядро-мантия Земли и их отражение в геологических, геодинамических и геофизических процессах // «Геология морей и океанов: Матер. XVII Межд. Науч. Конф. (школы) по морской геологии». Т. V. М.: ГЕОС. 2009. С. 210-214.

7. Баркин Ю.В. Объяснение вековых изменений среднего глобального уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях Земли // Вестник МГУ. Физ., астроном. 2011. N 4. P. 75-83.

8. Barkin Yu.V. The mechanism of translational displacements of the core of the Earth at inversion molten and solidification of substance at core-mantle-boundary in opposite hemispheres // EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19-24 April 2009). 2009. V. 11. Abstract # EGU2009-6241. 2 p.

9. Barkin Yu.V. Mechanism of biannual cyclicity of ocean and atmosphere processes and phenomenon “El Nino” // Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2007: Earth: Our Changing Planet (Perugia, Italy, July 2-13, 2007), (M) – IAMAS, JMS014. 2007. P. 1183. www.iugg2007perugia.it.

10. Zotov L.V., Barkin Yu.V., Lubushin A.A. Geocenter motion and its geodynamical content // “Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes”, Novosibirsk, Russian Federation, 22-26 September, 2008; Russian Academy of Sciences, Trofimuk Inst. Of Petrol. Geol. And Geophys., SB RAS. Novosibirsk: Academic Publishing House “Geo”. 2009. P. 98-101.

11. Barker S., Diz P., Vautravers M.J., Pike J., Knorr G., Hall I.R., Broecker W.S. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation // Nature. 2009. V. 457. P. 1097-1102 | doi:10.1038/nature07770.

The possible catastrophic consequences of sudden sporadic displacements and the Earth's core relatively to the mantle are discussed. The core is occupied unstable near the central position in the shells of the Earth and is constantly exposed to the external gravitational influence of the Moon, Sun and planets. As a result of this exposure on long time intervals in the core-mantle system can be stored and later discharged a large elastic energy. This can occur at the sudden sporadic relative displacements of mass centers of the core and mantle, and their relative disruptions and scrolling. The possible consequences of such sporadic surges and disruptions in the geodynamic and geophysical processes are studied. In particular, we show that the jumps in the observed numerous geophysical processes occurring in 1997-1998 correspond to a particular jump in the center of mass of the core of the Earth in near equatorial direction.

Бондаренко В.И.¹, Рашидов В.А.²

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

Проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма в районе пролива Буссоль (Курильская островная дуга)

Bondarenko V.I.¹, Rashidov V.A.²

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

Appearance of gas hydrate and mud volcanism in area of Bussol strait (Kuril island Arc)

В 1980 – начале 1990 годов на большей части акватории Охотского моря, прилегающей к Курильской островной дуге (КОД) лабораторией подводного вулканизма Института вулканологии ДВО РАН была выполнена геофизическая съемка (непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), эхолотный промер, гидромагнитная съемка) по системе пересекающихся галсов со средним межпрофильным расстоянием 4-5 миль, со сгущением на отдельных участках до 0.5 миль [1]. Кроме того, был выполнен большой объем газогидрохимических исследований (как по ходу движения судна, так и на отдельных станциях) и литологического опробования. В результате этих исследований была показана газовая природа выявленных в 1982 г. рыбаками факелов "аномальной воды" в районе о-ва Парамушир [2, 3]. Было высказано предположение о наличии в верхней части осадочного разреза (ВЧР) в этом районе газовых гидратов (ГГ), дано описание аномалий сейсмоакустического изображения, связываемых с процессами гидратообразования и миграции углеводородных газов в ВЧР [2-5].

В 1986 г. экспедицией Института Океанологии АН СССР на НИС "Мстислав Келдыш" в районе газового источника у о. Парамушир грунтовой трубкой с глубины 3 м ниже дна были подняты ГГ [6]. В этот же период Северо-Тихоокеанской экспедицией НПО "Дальморгео" в этом районе был отработан профиль МОВ-ОГТ, который подтвердил наличие характерных для районов развития ГГ аномалий сейсмического разреза. В последующие годы в данном районе работали многие экспедиции, как российские, так и международные, но все их исследования в основном выполнялись вблизи упоминавшегося выше газового источника [6, 7].

Интерпретация материалов геолого-геофизических исследований, выполненных с борта НИС «Вулканолог», позволила оконтурить область распространения ГГ в районе о. Парамушир [4, 5], высказать предположение о возможном наличии ГГ в некоторых других районах,

прилегающих к КОД [8].

Проверка этого предположения позволила выделить в районе пролива Буссоль 3 участка, в пределах которых на профилях НСП фиксируются аномалии, которые могут быть индикаторами присутствия углеводородов (УВГ) и ГГ в ВЧР (рис. 1). Глубина моря в пределах этих участков 3200-3400 м. Мощность осадочных отложений по данным исследований МОВ [9, 10] – 2-3 км.

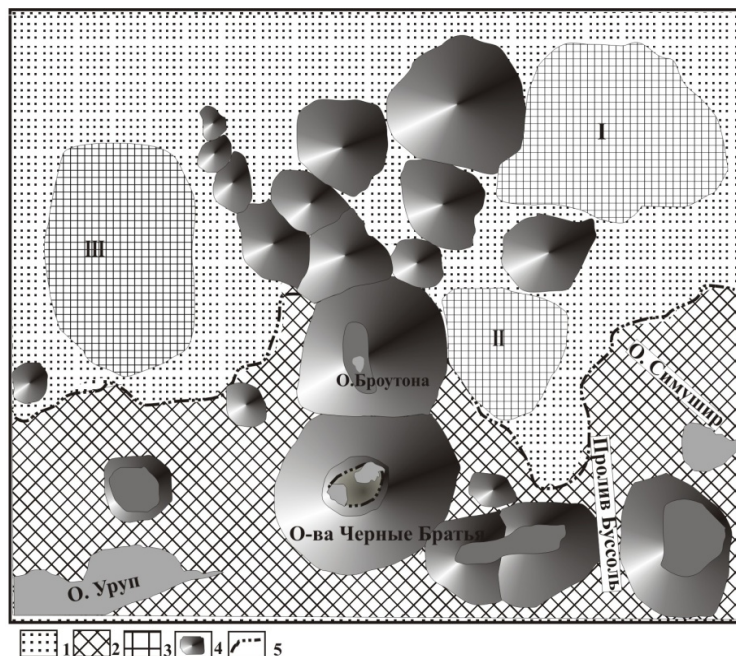


Рис. 1. Схема расположения участков проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма: 1 – дно Курильской котловины; 2 – склоны Большой Курильской гряды; 3 – участки проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма; 4 – подводные вулканы; 5 – граница Курильской котловины.

Участок I располагается к северо-западу и западу от южной части о. Симушир (рис. 1) на удалениях от него более 40 км. Западная часть этого участка выходит за пределы района наших исследований. Интенсивность отражений от дна сильно меняется. На сейсмограммах НСП соответствующая поверхности дна отражающая граница местами становится "мерцающей", с резкими изменениями интенсивности отражений на коротком расстоянии. На отдельных участках отражения от

дна являются очень слабыми или вовсе не регистрируются, что может свидетельствовать о резко неровном рельефе дна с множеством неоднородностей, по своим размерам сопоставимых с длиной волны зондирующего сигнала. В верхней части разреза выделяется аномально-неоднородная зона (АНЗ). На сейсмограммах НСП она выражена многочисленными разной интенсивности хаотически ориентированными непротяженными осями синфазности сигнала, высоким уровнем записи некоррелируемых сейсмических сигналов. Местами ВЧР имеет "акустически мутный" облик. Подошва АНЗ выражена довольно отчетливо. Ее глубина меняется от 0.2 до 0.4 в масштабе удвоенного времени распространения сигнала (200-400 м при скорости звука 2 км/с). Временами на этом уровне отмечаются участки более интенсивных отражений ("яркие пятна"). Местами подошва АНЗ сечет границы напластования. Ниже АНЗ, как правило, отчетливо прослеживаются хорошо коррелируемые протяженные отражающие границы, соответствующие границам напластования осадочной толщи. Но часто интенсивность отражений по простиранию этих границ меняется. На отдельных участках происходит ослабление их интенсивности, иногда до почти полного исчезновения, возможно, обусловленное более сильным рассеянием энергии сейсмического сигнала в АНЗ. Местами на отдельных участках происходит резкое усиление отражающей способности границ ("яркие пятна"), возможно, обусловленное появлением УВГ в разрезе на этом уровне. Наблюдаемая аномальная картина сейсмоакустического изображения, на наш взгляд, может быть обусловлена миграцией УВГ и процессами гидратообразования в ВЧР. Но интенсивность этих процессов по латерали, по-видимому, значительно меняется в связи с изменениями интенсивности поступления УВГ в ВЧР.

Участок II занимает относительно небольшую площадь (25×30 км) несколько севернее линии, соединяющей о-ва Симушир и Броутон, примерно посередине (рис. 1). Он практически примыкает к подножиям островных склонов этих островов. Картина сейсмоакустического изображения ВЧР здесь несколько отличается от картины, описанной для участка I. Здесь в ВЧР также выделяется аномально-неоднородная зона на временах 0 – 0.35-0.5 с ниже уровня дна (до 500 м). Но в ее пределах широко распространены участки практически полного отсутствия каких-либо отражающих границ ("акустически немые"). Лишь у самого дна, на временах 0-0.1с, на сейсмограммах отмечаются интенсивные, протяженные оси синфазности сигнала. Местами в пределах АНЗ на сейсмограммах НСП появляются протяженные разноориентированные оси синфазности сигнала, часто образующие своеобразные "облакоподобные", "куполообразные структуры". В местах, где эти "структуры" достигают поверхности дна, происходит резкое ослабление отражений от его поверхности, вплоть до полного их исчезновения. Местами здесь отмечаются небольшие холмы,

высотой до нескольких десятков метров, отчетливо они фиксирующиеся эхолотами, имеющими значительно более высокую частоту зондирующего импульса. Местами в пределах АНЗ можно проследить слабоинтенсивные протяженные отражающие границы, соответствующие, по-видимому, первоначальной слоистости осадочных отложений. Иногда на отдельных участках происходит резкое увеличение интенсивности отражений от этих границ ("яркие пятна"). Подошва АНЗ может быть прослежена на сейсмограммах НСП как неоднородная по латерали, "мерцающая" граница переменной интенсивности на временах 0.3 5-0.5 с ниже уровня дна. Ниже этой границы отмечается резкое ослабление интенсивности отражений от более глубоких горизонтов. Наблюдаемая картина может указывать на более высокую интенсивность поступления УВГ в ВЧР по сравнению с участком I. При этом в местах более интенсивных сосредоточенных потоков газов (связанных, возможно, с разломами), достигающих поверхности дна, происходит формирование небольших грязевых вулканов, выраженных в рельефе дна небольшими холмами.

Участок III располагается к северо-западу от северной части о. Уруп, на удалении 30-80 км (рис. 1). Размер обследованного аномального участка - 30×50 км. Он почти примыкает с юго-запада к подножию Броутонской поперечной вулканической зоны. Картина сейсмоакустического изображения разреза в пределах этого участка в значительной степени напоминает таковую в пределах участка распространения ГГ к западу от о. Парамушир [4]. На сейсмограммах НСП в ВЧР обычно отчетливо фиксируются многочисленные протяженные субгоризонтальные или наклонные оси синфазности сигнала, соответствующие отражениям от границ напластования осадочных отложений. На большей части профилей подобная картина отмечается на временах от 0 до 0.35 с ниже уровня дна. На уровне 0.35 с появляется аномально-неоднородный горизонт (АНГ). Характер выраженности его на сейсмограммах НСП меняется. На отдельных участках на этом уровне фиксируется интенсивная протяженная субпараллельная дну отражающая границы (BSR). В других местах на этом уровне появляются "акустически мутные" или "акустически немые" зоны, "яркие пятна". Ниже АНГ происходит резкое ослабление интенсивности отражений от нижележащих границ, вплоть до полного их исчезновения.

Таким образом, в районе пролива Буссоль выделены участки проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 100-104.
3. Бондаренко В.И., Надежный А.М. О возможности поиска подводных

газогидротерм методом непрерывного сейсмопрофилирования // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 3. Тез. докл. VI Всес. вулканол. совещ. Петропавловск-Камч. 1985. С. 135-136.

4. Надежный А.М., Бондаренко В.И. Газовые гидраты в Прикамчатско-припарамуширской части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1192-1195.

5. Bondarenko V.I., Rashidov V.A. Submarine mud volcanism zone in the vicinity of the Paramushir Island (the Kurile Islands) and its relation to the tectonics and peculiarities of hydrate formation of the region // Minerals of the Jaen-3 Future Developments. International Conference. Abstract. 19-23 June 2006. St. Prterburg. Russian Federation. 2006. P. 33-36.

6. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник к западу от о. Парамушир // Океанология. 1987. Т. XXVII. Вып. 5. С. 795-800.

7. Gaedicke C., Baranov B.V., Obzhirov A.I. et al. Seismic stratigraphy, BSR distribution and venting of metan - rich fluids west off Paramushir and Onkotan Islands, northern Kurils // Marine Geology. 1997. V. 136. P. 259-276.

8. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Данные сейсмоакустики о перспективах Охотоморского склона Курильской островной на газовые гидраты // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности. Тез. докл. I Всес. конф. М.: МИНГ им. И.М. Губкина. 1988. Ч. 2. С. 440.

9. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под. ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 л.

10. Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.

In 1980-1990 scientists of research vessel «Vulkanolog» made geology-geophysical investigations. These data interpretation allow distinguish fields of hydrocarbons, gas hydrates and mud volcanism in the area of Bussol strait (Kuril island Arc). In these regions depths of water vary from 3200 to 3400 m.

Бондаренко В.И.¹, Рашидов В.А.²

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

Геоморфология зоны пролива Крузенштерна (Курильская островная дуга)

Bondarenko V.I.¹, Rashidov V.A.²

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

Geomorphology of Kruzenshtern strait zone (Kuril island Arc)

Зона пролива Крузенштерна включает часть Большой Курильской Гряды (БКГ) и прилежащей к ней части дна Курильской котловины на участке от о. Матуа до о. Харимкотан.

Рельеф дна этой зоны очень сложный. Здесь отмечается большое количество подводных гор вулканического происхождения, многочисленные структуры тектонического происхождения, эрозионные формы рельефа [1].

Собственно пролив Крузенштерна располагается между островами Шиашкотан и Матуа. Это второй по глубине пролив Курильской островной дуги (КОД). Ширина пролива около 80 км. В северной части пролива от о. Шиашкотан в юго-западном направлении на 45-46 км. простирается подводный гребень с глубинами в основном менее 300 м. Он образован 4-я слившимися по основанию подводными горами, вероятнее всего, вулканического происхождения. В центральной части гребня ряд скал (скалы Ловушки) поднимается над уровнем моря на высоту от первых до 42 м. Вершины гор, слагающих гребень, или плоские, или окружены плоской подводной террасой. Внешняя бровка этих поверхностей располагается на глубинах 150-170 м. Вероятно, в голоцене в северной части пролива Крузенштерна произошло опускание земной коры на несколько десятков метров. При этом скорость опускания могла составлять от 3 до 5 мм/год.

Самая глубокая часть пролива представляет собой корытообразный субмеридиональный желоб. Азимут его простираения – 350°. Ширина желоба на глубинах около 1.7 – 10-15 км. Максимальные глубины дна в осевой части желоба 1880-1900 м. С востока и запада желоб ограничивается крутыми (до 10-20°) уступами, вероятно, связанными с крупными разломами. Сам желоб представляет собой грабен, секущий поднятие КОД под углом около 60°.

Желоб пролива Крузенштерна прослеживается на Охотоморском склоне БКГ, постепенно погружаясь до глубин 2200-2300 м, примерно на 30 км от ее оси, далее он перегораживается подводной горой 3.9 [1]. Но здесь узкой эрозионной долиной северо-западного направления, проходящей между горами 3.9 и 3.15, желоб соединяется с Курильской котловиной. Данные

непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) позволяют предполагать, что гора 3.9 моложе грабена пролива Крузенштерна, и что данный участок склона БКГ в последнее время характеризуется высокой активностью эрозионных процессов.

Далее к северу на продолжении грабена пролива Крузенштерна располагаются крупные вулканические массивы - Чиринкотан и Эдельштейна [1, 2]. Вулкан Чиринкотан поднимается над дном Курильской котловины с глубин около 2800 м до высоты 724 м выше уровня моря, образуя остров диаметром около 3.5 км. Вулкан действующий. Размер его основания – 30 × 20 км. От южного подножия в юго-юго-западном направлении ~ на 10 км протягивается относительно невысокое пологое поднятие дна. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, массив Чиринкотан, в основном, сложен плотными вулканическими породами. Рыхлые отложения на склонах вулкана практически отсутствуют. У восточного подножия вулкана Чиринкотан отмечается ряд небольших холмов, высотой до 200м, по-видимому, побочных вулканических конусов. Возможно такое же происхождение имеет и подводный вулкан 3.5 [1], находящийся ~ в 9 км к востоку от острова Чиринкотан.

К западу от грабена пролива Крузенштерна располагается протягивающаяся от о. Матуа в северном направлении зона с очень сложным рельефом дна. Западный и северо-западный склоны острова спускаются почти до дна котловины, очень крутые, местами до 30°, изрезанные подводными каньонами, небольшими эрозионными врезами. С востока и юга к о. Матуа примыкает довольно обширная подводная терраса с глубинами 100-150 м. К северо-восточной окраине вулканического массива Райкоке [3] примыкает подводный гребень, протягивающийся в северном направлении, ограничивающий с запада грабен пролива Крузенштерна.

От о. Матуа в меридиональном направлении протягивается подводный хребет, включающий ряд сливающихся по основанию подводных гор. Глубина вершин гор с удалением от о. Матуа возрастает соответственно. При этом входящие в хребет горы 3.16 и 3.18 имеют плоские вершины, наклонённые к северо-западу, гора 3.14 – острую вершину. Подобная картина может указывать на погружение этого участка в недалёком прошлом, при этом амплитуда погружения возрастает с удалением от осевой части БКГ, достигает не менее 500 м в районе горы 3.16. На продолжении хребта к северу примерно 25 км от горы 3.14 уже в пределах Курильской котловины была обнаружена ещё одна крупная подводная гора – 3.8 [1].

К юго-западу и югу от о. Чиринкотан располагаются две подводные горы (3.7 и 3.15), приуроченные, скорее всего к западному краю грабена пролива Крузенштерна. Их разделяет широкая подводная эрозионная долина.

Между островами Чиринкотан и Шиашкотан располагается крупное поднятие с обширной уплощённой вершиной, наклонённой к северо-западу (гора 3.6 (Ратманова) [1, 4]). Здесь отмечена минимальная глубина 806 м. Глубинами около 1300 м поднятие отделяется от обширного приостровного склона с пологой наклонной поверхностью на глубинах от 500 до 1300-1500 м. Эта площадка протягивается от о. Харимкотан до скал Ловушек. Над ней возвышаются о. Экарма и горы 3.2, 3.3. Возможно к этому же блоку относится и поднятие Ратманова, отделённое от него в настоящее время двумя эрозионными подводными долинами, ограничивающими это поднятие с севера-востока, востока и юга. От островов БКГ этот блок отделяется крутым ($10-30^\circ$) уступом, возможно связанным с зоной разломов, протягивающейся параллельно КОД. На западе и северо-западе этот блок крутыми уступами отделяется от структуры пролива Крузенштерна и северной части Курильской котловины. Расположение и форма его поверхности могут указывать на то, что этот блок когда-то мог находиться вблизи уровня моря. В этом случае, после формирования уплощённой поверхности блок должен был испытать значительные погружения от 300-500 м на севере в районе пролива Севергина до 1200-1500 м в районе скал Ловушек.

О-ва Шиашкотан и Харимкотан образуют единый массив с глубинами между островами менее 100 м. С запада этот массив обрезаётся уже упоминавшимся ранее уступом. По-видимому, в позднем плейстоцене эти о-ва образовывали единый обширный массив суши. С востока к островам примыкает обширная подводная терраса на глубине 100-140 м, что соответствует позднеплейстоценовому понижению уровня моря.

Данные геофизических исследований позволяют выделить в данном районе большое количество разломов. Преобладающие направления разломов – субмеридиональное, северо-восточное, северо-западное. Возможно, они входят в состав крупной трансрегиональной разломной зоны субмеридионального направления (Восточно-Охотский окраинно-океанический разлом по [5])

В формировании рельефа описываемого района ведущую роль играли тектонические процессы, в первую очередь движения по разломам субмеридионального направления, определившие формирование прогиба пролива Крузенштерна, и разломам субпараллельным простираанию дуги. Меньшую роль играли эрозионные и вулканические процессы, в свою очередь в значительной мере контролируемые тектоническими, движениями.

Тыловая часть КОД в этом районе в четвертичное время, по-видимому, испытала значительные погружения, особенно заметные в районе самого пролива Крузенштерна и на его продолжении. Амплитуда этих опусканий могла составлять от нескольких сотен метров в районе пролива Севергина до 1200-1500 м в районе пролива Крузенштерна.

Нисходящие движения в районе пролива Крузенштерна, по-видимому, происходят и в голоцене.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3-13.
3. Бондаренко В.И., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Подводный вулкан, расположенный к северо-западу от острова Райкоке // Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 847-850.
4. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Тр. лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71-87.
5. Сывороткин В.Л., Русинова С.В., Дриль С.И. Поперечные разломы Охотоморского сегмента зоны перехода континент-океан и их влияние на магматизм Курильской островной дуги // Геология морей и океанов. Тез. докл. 8 Всес. шк. мор. геол. Т. 4. М. 1988. С. 88-89.

Kruzenshtern strait zone stretches from Matua Island to Kharimkotan Island and has a very complex geomorphology. There are numerous submarine volcanoes, faults, erosion forms there. Recently, sea bottom is submerging.

Борисов Д.Г., Маринова Ю.Г.

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

Сейсмофации контуритов подножия Северо-Западного склона Аргентинской котловины

Borisov D.G., Marinova Y.G.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Seismic facies of contourites from the continental rise of the north-eastern Argentine Basin

Исследования Северо-Западного склона Аргентинской котловины (Атлантический океан) и его подножия проводились в ходе 26-го рейса нис «Академик Сергей Вавилов» и 33-го рейса нис «Академик Иоффе». Работы велись в районе между 30° ю.ш. и 33° ю.ш., на глубинах от 3000 до 4000 м.

Основным источником терригенного материала для данного отрезка южно-американского континентального подножия является залив Ла-Плата. В этот залив впадает р. Парана, которая несет в Ла-Плата огромное количество терригенного материала рек Уругвай и Парагвай.

В структуре водной толщи рассматриваемого района выделяются следующие водные массы: (1) поверхностные воды (0–700 м); (2) промежуточные воды (700–2500 м), нижний слой которых составляют трансформированные антарктические воды; (3) северо-атлантические глубинные воды (САГВ) (2500–4000 м) и (4) антарктические донные воды (ААДВ) (ниже 4000м). Движение этих вод обусловлено поверхностным теплым Бразильским течением, идущим с северо-востока на юго-запад, контурным течением САГВ, движущимся вдоль континентального склона в том же направлении, и придонным течением ААДВ, идущим с юго-запада на северо-восток.

В течение 26-го рейса нис «Академик Сергей Вавилов» и 33-го рейса нис «Академик Иоффе» в данном районе проводились сейсмоакустические исследования подножия Уругвайско-Бразильского континентального склона с помощью высокоразрешающих параметрических профилографов Parasound и SES-2000deep. В ходе работ 26-го рейса нис «Академик Сергей Вавилов» получены протяженные профили Parasound и короткие профили SES-2000deep, пройденные на континентальном склоне от выхода из залива Ла-Плата до подножия континентального склона. В 33-м рейсе нис «Академик Иоффе» помимо сейсмоакустического профилирования, на профиле SES ударной грунтовой трубкой были также отобраны две колонки: АИ 2442 (32°41.3' ю.ш., 46°05.6' з.д., глубина 3890 м) во впадине на подножии континентального склона Уругвая и АИ 2443 (30°36.2' ю.ш., 44°16.9' з.д., глубина 3410 м) на пологом валу континентального подножия Бразилии. Точки отбора колонок выбирались на профиле SES-2000deep с четкой акустической стратификации осадочной толщи при наличии хотя бы

одного рефлектора в пределах верхних трех-пяти метров от поверхности дна. Таким образом, обеспечивалась возможность прямой корреляции сейсмоакустических профилей с разрезами колонок [1].

В 26-м рейсе нис «Академик Сергей Вавилов» подножие Уругвайско-Бразильского континентального склона в интервале глубин 3000 – 4000 м было косо пересечено профилем Parasound в северо-восточном направлении, а на коротком участке (около 1 км) параллельно получена качественная запись SES. На обоих профилях (с проникновением на глубину примерно 40-50 м ниже поверхности дна) видна полого наклонная, параллельно стратифицированная толща осадков, слагающих аккумулятивный шлейф подножия континентального склона. На записи Parasound в разрезе верхней части осадочной толщи выделяется две пачки (0-12 м и 22–30 м) с сильными внутренними рефлекторами, разделенными 10-метровой акустически полупрозрачной пачкой слабых рефлекторов (12-22 м). Слабые рефлекторы почти не видны на профиле Parasound, но четко выражены на профиле SES, где расстояние между ними составляет 1–2 м. Сильные рефлекторы выделяются здесь на глубинах 6, 12 и 22 м, а между ними укладываются пакеты рефлекторов второго и третьего порядка, в расположении которых угадывается ритмичность. На глубине примерно 26 м от поверхности дна выделяется самый сильный рефлектор. От следующей пачки слабых рефлекторов, прослеживающихся до глубины около 40 м, его отделяет акустически прозрачный слой (26–30 м) [2]. По аналогии с типовыми сейсмофациями аккумулятивных шлейфов подножия пассивных континентальных окраин [3] можно предположить, что толща сложена терригенными турбидитами. Сейсмоакустический профиль проходил по пологому выступу континентального склона. Крутой участок склона на юго-западе от выступа иссечен небольшими каньонами, служившими путями стекания турбидных потоков, тогда как на профиле, вероятно, отражена толща дистальных турбидитов фации прируслового вала (*turbidite levee*). Отсутствие на профиле Parasound глубже 3000 м, а также на батиметрических картах, признаков каньонов или каналов может свидетельствовать о том, что турбидные потоки растекались здесь по полого наклонной поверхности шлейфа. В таком случае многократно повторяющееся накопление тонкозернистых дистальных турбидитов, вероятно, дает на профиле SES картину ритмично чередующихся слабых рефлекторов и метровых акустически прозрачных интервалов между ними. Поскольку циклиты дистальных турбидитов имеют обычно меньшую мощность (не более нескольких дециметров), можно предположить, что значительная часть акустически прозрачных слоев накопилась либо в результате стекания нефелоидных потоков разбавленной суспензии, либо путем фоновой гемипелагической седиментации. Профиль Parasound фиксировал слабо выраженные ундуляции рефлекторов глубже 3585 м и небольшую осадочную волну на глубине 4030 м. Подобные формы

встречались на подножье склона неоднократно. Скорее всего, они связаны с контурным течением придонных антарктических вод, направленным вдоль континентального склона на северо-восток, к каналу Вима, верхняя граница которых находится немного выше этой глубины. Таким образом, на полученном сейсмоакустическом профиле можно видеть переход от сейсмofации турбидитов шлейфа континентального подножия к сейсмofации контуритов, характерных для западной окраины Аргентинской абиссальной котловины [2].

В 33-м рейсе нис «Академик Иоффе» в результате сейсмоакустических исследований с помощью SES 2000deep был получен профиль, косо пересекающий подножие Уругвайско-Бразильского континентального склона в северо-восточном направлении, на глубинах от 3400 м до 4000 м. При подходе к геологической станции АИ 2442 у подножия континентального склона Уругвая, в интервале глубин 3800–4000 м, на сейсмоакустическом профиле наблюдается очень ровный, пологий склон, сложенный параллельно-слоистой толщей осадков мощностью 60–80 м. Обнаруженную полого наклонную слоистость так же с большой долей уверенности можно интерпретировать как дистальные турбидиты, пересливающиеся с гемипелагитами. На участке профиля от станции АИ 2442 до АИ 2443 верхняя часть осадочной толщи подножия континентального склона Бразилии в интервале глубин 3400 – 3700 м имеет очень изменчивую структуру. На отдельных участках она характеризуется простым строением с плоско-параллельными рефлекторами и гладким ровным дном. В других местах она имеет пологоволнистый характер, типичный для полей развития мигрирующих осадочных волн, или характеризуется развитием более выдающихся осадочных гряд (дрифтов). Эти отложения относятся к контуритам, которые формируются в результате активной циркуляции придонной воды, прежде всего придонных контурных течений. Резкие фациальные переходы от одних типов отложений к другим на подножии континентального склона Бразилии свидетельствуют о локальных горизонтальных масштабах придонных потоков [1].

Колонки АИ 2442, АИ 2443 сложены тонким гемипелагическим глинистым илом без признаков турбидитов. Глинистый терригенный материал поступает, вероятно, из залива Ла-Плата, где оседают все более крупнозернистые фракции выносов рек Парагвай и Уругвай, и сносится вниз по склону в виде нефелидных потоков суспензии малой плотности. Низкое содержание (до полного отсутствия) планктонных фораминифер в колонке АИ 2442 объясняется сильным разбавлением биогенного материала терригенным. Наблюдаемые в колонке вариации степени их сохранности указывают на колебания уровня лизоклина, возможно в связи с изменением положения верхней границы придонных антарктических вод. Судя по меньшей толщине поверхностного окисленного слоя в колонке АИ 2442, взятой со дна впадины, скорости осадконакопления здесь больше, чем на

валу, где взята колонка АИ 2443 с окисленным слоем толщиной 38 см.

Колонка АИ 2443 взята на вершине пологого холма (вероятно, осадочной волны), на 600 м выше верхней границы придонных антарктических вод. Осадки содержат уплотненные прослои (хардграунды), вероятно указывающие на деятельность придонного контурного течения североатлантических глубинных вод (САГВ), омывающих дно на этой глубине. Содержание раковин планктонных фораминифер здесь выше, а их сохранность лучше, чем в колонке АИ 2442. Вариации обилия фораминифер в разрезе связаны с неравномерным поступлением «разбавляющего» терригенного материала и/или флуктуациями контурного течения, смывающего глинистую взвесь с вершины холма [1].

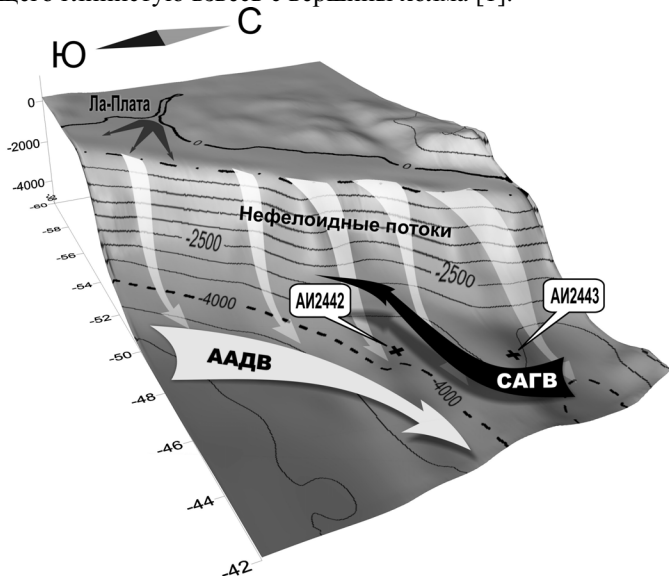


Рис. Схема осадконакопления на уругвайско-бразильском континентальном подножии

На сейсмоакустическом профиле уругвайско-бразильского подножия континентального склона выявлено 2 типа сейсмофаций: (1) сейсмофации турбидитов и (2) контуритов. В отличие от контуритов, для которых характерно волнистое залегание, параллельно-слоистые сейсмофации турбидитов имеют ровную поверхность залегания и более сильные, выдержанные на значительные расстояния рефлекторы, в чередовании которых видна цикличность. Эти отличия объясняются разницей в механизме накопления контуритов и турбидитов. Контуриты осаждаются из нефеловидного слоя, который перемещается контурными течениями, а турбидиты – из турбидного потока, имеющего большую плотность. При

этом образование турбидитов происходит за несоизмеримо меньшее время. Время образования осадочных волн может достигать 100 тысяч лет, в течение которых происходит их перемещение под действием контурных течений. На сеймопрофиле данного отрезка южно-американского континентального подножия обнаружен переход от сейсмofации турбидитов шлейфа континентального подножия к сейсмofации контуритов, характерных для западной окраины Аргентинской абиссальной котловины. Образование контуритов в этом районе связано с контурным течением придонных антарктических вод, направленным вдоль континентального склона на северо-восток, к каналу Вима.

Работа поддержана проектом РФФИ 11-05-01000а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Отчет о работах в рейсе № 33 нис «Академик Иоффе», Атлантический океан, март – апрель 2011г. // Фонды ИО РАН, 2011 (рукопись).
2. Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Маринова Ю.Г. О четвертичных сейсмofациях континентального подножия Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые, 2012 (в печати).
3. Faugeres J.-C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A. Seismic features diagnostic of contourite drifts // Marine Geology, 1999. V. 162. P. 1-38.

The SES 2000deep high-resolution seismoacoustic profile provided seismic facies of contourites in the continental rise of the Uruguay-Brazil margin along with facies of distal turbidites and hemipelagites. The contourite seismic facies interpreted by two sediment cores are developed as sedimentary waves deposited by the contour current of the North Atlantic deep water. The Antarctic bottom water forms contourites at depths more than 4000 m.

**Брусиловский Ю.В.¹, Иваненко А.Н.¹, Жуковин А.Ю.²,
Цовбун Н.М.²**

(¹Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва; ²Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичёва Дальневосточного отделения РАН, Владивосток)

Геомагнитное изучение Курило–Камчатской островной дуги в 52 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

**Brusilovskiy U.V.¹, Ivanenko A.N.¹, Zhukovin A.U.²,
Tsovbun N.M.²**

(¹Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

**Geomagnetic studies of the Kuril-Kamchatka Island arc,
cruise 52 RV “Akademik M.A. Lavrentiev”**

Рассматриваются результаты магнитометрических исследований, выполненных в комплексной геолого-геофизической экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», в сентябре-октябре 2010 г. Целью экспедиции было проведение геолого-геофизических работ с целью уточнения общих пределов развития зоны деструкции в центральном районе Курильской дуги («сейсмической бреши»), детализация её структурно-тектонической позиции и реконструкции тектономагматических процессов, ответственных за формирование указанной зоны; уточнение потенциально возможной сейсмогенной зоны. Результаты экспедиционных измерений были обобщены с данными магнитных съёмок на смежных участках в 2005-2006 гг. и дополнены материалами, взятыми из Международного банка геофизических данных – Geodas. Совместная обработка всех указанных данных значительно повысила детальность окончательной карты аномального магнитного поля. На этапе количественной интерпретации с целью определения источников магнитных аномалий была выполнена серия площадных трансформаций магнитного поля. Она включила в себя редукцию к полюсу, расчёт и построение карты аналитического сигнала, расчёт и построение карт горизонтального градиента поля и максимумов горизонтального градиента. На этих картах отчётливо выделяются линейные и кольцевые структуры, скорее всего, обусловленные тектоническими границами и магматогенными постройками. Из совместного анализа карты горизонтального градиента и карты аналитического сигнала установлено, что большая часть источников локальных аномалий приурочена к зонам тектонических нарушений, или к узлам их пересечений. Ранее, при интерпретации съёмки 2005 г. было установлено, что к северо-востоку от грабена Буссоль тектонические линейные элементы ориентированы преимущественно субмеридионально, а к юго-

западу – субширотно. Их преимущественно субширотное простираие сохраняется и в пределах изученного района, однако в центральной части полигона отмечается также область существенной поперечной тектонической раздробленности.

В целом, магнитное поле отрабатанного участка выглядит естественным аналогом и продолжением поля северной части хр. Витязя, повернутого на 60 град. На глобальной карте EMAG2 положительные аномалии субширотного простираия протягиваются через изучаемую нами зону в сторону Малой Курильской гряды и далее на о. Хоккайдо. Так же был выполнен подбор источника восточной локальной аномалии по аналитическому сигналу спектральным способом с последующей нелинейной оптимизацией. Установлено, что таким источником может быть интрузивный массив, размером 11х7х10 км, залегающий в интервале глубин от 7.3 до 17.5 км и сложенный породами с высокой намагниченностью (до 11.5 А/м). Интересно отметить, что в пределах о. Хоккайдо отмечается т.н. “магнитный пояс”, чье структурное положение по отношению к “вулканическому фронту” полностью соответствует изучаемой нами области, т.е. лежит в пределах “невулканической дуги”. Источники магнитных аномалий в пределах “магнитного пояса”, по данным Окубо и Мацунага, также сильномагнитны и сопоставимы с выделенными нами по размерам и параметрам залегания. Исходя из этого, напрашивается естественный вывод о схожей природе и механизме образования этих объектов. Более того, можно считать установленным тот факт, что выделенные ранее в пределах “невулканической дуги”, характерные как раз для областей проявления вулканизма, интенсивные магнитные аномалии, сопряжены с областями распространения здесь молодых вулканитов. Все это, возможно, потребует пересмотра самой концепции о невулканической природе фронтальной части дуги.

Таким образом, можно сделать вывод, что район работ расположен в зоне высокой тектонической раздробленности с активным проявлением магматизма. Учитывая высокие амплитуды локальных аномалий, можно предположить, что источники этих аномалий связаны с проявлениями молодого магматизма. Так как район работ 2010г. и район работ 2005-2006 гг. расположены в одной морфоструктурной зоне и находятся в сопредельных областях, можно предположить и единство тектонических процессов, формирующих всю зону в целом. И район работ 2010г., так же, как и район работ 2005-2006 гг. является зоной с активным проявлением магматизма, преимущественно вулканогенного типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ- №11-05-00280

The results of the magnetic studies performed during the complex geological-geophysical expeditions by the scientific research vessel Akademik MA Lavrent'ev, in September-October 2010 are considered. The aim of the expedition

was to study the geology and tectonic and structural characteristics of the crust within the frontal part of Kuril island arc. It is shown that the study area represent a zone of high tectonic fragmentation with active manifestation of young magmatism, mainly of volcanogenic type. Since the study area and the region of survey during 2005-2006 are located in same morphostructural layouts and occupy the adjacent areas, it can be assumed the identity of the tectonic processes forming entire part of forearc zone as a whole. We make the conclusion of possible similar origin and mechanism of formation of the source of magnetic anomalies within investigated area and in the so-called "magnetic belt" of Hokkaido.

Гаврилов А.А.

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

Основные типы морфоструктур центрального типа (МЦТ) дна Тихого океана

Gavrilov A.A.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, the Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

Basic types of central type morphostructures of the Pacific Ocean bottom

Спецификой МЦТ является существование определенных атрибутов пространственной организации геологической среды: радиально-концентрической зональность строения рельефа и размещения структурно-вещественных комплексов, наличие радиальных и дуговых или кольцевых в плане и конических в разрезе систем разломов, энергетических (магматических, газово-флюидных и др.) системообразующих центров, универсальных (ядерный, ядерно-сателлитный, сателлитный) типов инфраструктуры. По своей природе они представляют собой инъективные дислокации различного уровня глубинности.

К настоящему времени в России сформировалось целое научное направление исследований, охватывающее все многообразие проблем изучения статических, динамических, ретроспективных и иерархических систем МЦТ. Опубликованы различные планетарные и региональные схемы, проведены многочисленные физические эксперименты, сформулированы концепции очагового тектоморфогенеза, рудоконцентрирующих структур, ринговой металлогении и др. [1-3] Сформулировано положение о морфологической, структурной и динамической **гомологии** эндогенных структур центрального типа и, соответственно, МЦТ: все инъективные дислокации в геологической среде, независимо от механизмов формирования, глубины заложения, параметрических характеристик, возраста и генетического типа в ходе своего развития стремятся к образованию гомологичных форм и инфраструктур с симметрией центрального типа. Из него следует, что модели локальных очаговых структур, разработанные на основе репрезентативных геоморфологических и геолого-геофизических данных, принципиально применимы для объяснения механизмов формирования и развития мантийных диапиров, плюмов, представляющих собой глубинные инъективные дислокации. В основе гомологии и **инвариантности** развития МЦТ лежит следующий ряд факторов: 1 - наличие энерго- и магомгенерирующего центра, очага; 2 - слоистое строение недр; 3 - общая центробежная направленность потоков тепло-массопереноса; 4 – общее

подобие форм (конус) симметрии гравитационного поля планетных тел (сфероидов); 5 - общность фазовых состояний, форм, способов и условий миграции эндогенного материала при процессах тепло-массопереноса [4]. Наличие аналогичных морфоструктур в континентальных и океанических областях на Луне, Марсе, Венере делает их важным объектом сравнительно планетологических исследований. На Земле относительно хорошо изучены только МЦТ суши, дно морей и океанов представляет собой в этом отношении огромное белое пятно. В последние годы появился ряд публикаций, посвященных описанию МЦТ океанических областей нашей планеты (5-7), однако это - только начало большой и многоплановой работы. Между тем, изучение МЦТ дна морей и океанов важно как для решения фундаментальных проблем происхождения океанов, плюмовой тектоники и других, так и поиска, и прогноза полезных ископаемых (руды, углеводороды).

В ходе проведенных исследований был проанализирован комплект батиметрических карт М 1: 2 000 000, покрывающих около 70% площади дна Тихого океана, и составлены морфографические и морфометрические схемы. На основе этих построений были выделены аномалии рельефа, которые характеризуются признаками, типичными для МЦТ: круговые или эллипсоидальные контуры положительных и отрицательных форм рельефа разного ранга, радиально-концентрическая зональность высот и размещения элементов рельефа, наличие радиальных, дуговых и концентрических линейных элементов, универсальные схемы размещения сателлитных форм и др. Общее количество подобных аномалий, соотносимых с МЦТ, более 200. Выявленные морфоструктуры различаются географической и тектонической позицией, параметрами, морфологией, инфраструктурой и генезисом. Диаграмма частоты встречаемости МЦТ различных радиусов отражает существование непрерывного ряда построек до радиуса 300 км. Более крупные сооружения с поперечником более 600 км образуют дискретный ряд, который завершается морфоструктурами, диаметр которых близок 1400 км. Наиболее важную роль в процентном отношении при данном масштабе построений играют МЦТ радиусом 20-30, 40-50, 50-60, 80-90, 140-150, 170-180, 190-200 и 290-300 км.

Менее широко распространены постройки радиусами 110-120, 130-140 км. Исследованиями на суше (работы В.В. Соловьева, Б.В. Ежова и др.) статистически выявлена закономерность: радиусы МЦТ коррелируются с глубинами залегания генерирующих их энергетических центров, которые концентрируются на границах слоистых неоднородностей земной коры и мантии. Сравнение диаграмм распределения МЦТ по величине радиусов и глубин основных геолого-геофизических разделов Тихого океана (Ю.М. Пушаровский, А. Ross, А.Е. Ringwood; и др.) указывает на несомненную связь этих двух показателей при коэффициенте корреляции 0,7. Это позволяет использовать МЦТ не только как геоиндикаторы эндогенной

активности недр, но и для оценки особенностей строения литосферы и мантии океанических областей. Соответственно, по глубине заложения выделяются коровые, верхне-, средне- и нижнемантийные МЦТ. По морфологии они разделяются на положительные, отрицательные и комбинированные, по особенностям внутреннего строения на моно-, полядерные, ядерно- сателлитные и сателлитные (безъядерные). В ходе работ выявлены МЦТ субпланетарного, регионального и локального порядков. Среди положительных морфоструктур описаны магматические своды, вулcano-тектонические поднятия, изометричные группы вулканов, гайоты, отдельные вулканические постройки. Иерархический ряд отрицательных сооружений представлен глубоководными изометричными впадинами и котловинами, вулcano-тектоническими депрессиями, кальдерами и др. В качестве элементарных МЦТ океанических областей по аналогии с районами современного вулканизма на суше (Камчатка, Гавайи и др.) можно рассматривать флюидно-эксплозивные воронки, вулканические конусы, жерловины, некки, «черные курильщики» и другие относительно небольшие формы. Пространственно МЦТ разного порядка организованы в изометричные (кольцевые, эллипсоидальные, спиралевидные) или линейные системы – цепи или ряды. Инфраструктуры МЦТ могут быть симметричными, диссимметричными и асимметричными. Для рядов МЦТ всех рангов характерна трансляционная симметрия. В соответствии с тектонической позицией выделяются МЦТ океанических платформ, окраинных морей, подводных гор, островных систем и др.

В качестве типовых отрицательных МЦТ регионального ранга, связанных с явлениями мантийного диапиризма можно указать, Центральную ($R - 350$ км) и Восточно-Марианскую ($R - 600$ км) глубоководные котловины. Крупные сводовые морфоструктуры соответствуют поднятиям Туамоту, Срединно-Тихоокеанскому, Галапогосскому, Маршаллову и др. Чрезвычайно широко распространены на дне Тихого океана подводные магматические хребты, представляющие ряды вулканических МЦТ разного размера (острова Лайн, Гилберта, Тонга, Гавайи и др.), контролируемые системами глубинных разломов.

Анализ батиметрических карт и геологических материалов показывает, что многие вулканы Тихого океана объединены в правильные кольцевые постройки диаметром до 400 и более километров, представляющие огромные вулcano-тектонические депрессии. Одна из таких структур описана в районе Магеллановых гор [5]. По материалам драгирования и непрерывного сейсмосондирования сателлитные возвышенности в пределах Магеллановой СЦТ являются типичными гайотами. Они покрыты слоями пелагических осадков мощностью до 180 м, которые лежат на коралловых известняках (мощность до 300 м.) кайнозойского возраста. Скважины, пробуренные на вершинах гайотов Ита-Маи-Таи, ИОАН СССР и в прилегающих районах вскрыли кампан-маастрихтские туфы, кампан-

сантонские и палеоценовые базальты, что свидетельствуют о неоднократном проявлении здесь процессов эффузивного магматизма и субаэральных условиях осадконакопления. Ряд аналогичных структур выделяется в пределах островов Лайн, Ратак, гор Маркус-Неккер и в других районах. Параметры и особенности строения этих образований сближают их с вулcano-тектоническими депрессиями трапповых областей.

Помимо мантийного диапиризма и рифтогенеза возможным механизмом формирования депрессионных МЦТ служит снятие напряжений вокруг сосдвигового раздвига. В этом случае, на начальном этапе развития сдвига среди периферийных кольцевых конических разломов доминируют взбросовые, взбросово-сдвиговые тектонические нарушения, а после образования центрального раздвига сбросовые и сбросо-сдвиговые дислокации. Не исключено, что процессы разуплотнения геологической среды, сопровождаемые явление сосдвигового раздвига глубинных разломов стимулируют явления мантийного диапиризма, предопределяя взаимодействие дизъюнктивного и инъективного факторов тектогенеза. Связь с глубоководными котловинами положительных гравитационных аномалий и повышенных значений теплового потока подтверждает глубинную термическую природу происходящих в их пределах процессов деструкции. Сходные процессы мантийного диапиризма и утонения земной коры до полного исчезновения гранитно-метаморфического слоя характерны для арктических шельфовых морей с субконтинентальной корой, где описаны так называемые «базальтовые окна» (работы Ю.Г Киселева, Б.В. Сенина и др.). Результаты физических экспериментов (работы В.А Невского, А.И Петрова; и др.) и изучения МЦТ суши, анализ опубликованных результатов глубоководного бурения и морских геофизических материалов позволяет предположить некоторые основные механизмы формирования МЦТ дна морей и океанов.

1. Инъективный тектогенез, связанный с интрузивными, протрузивными, эффузивными явлениями, флюидно-газовыми взрывами при наличии на глубине мантийных диапиров, плюмов, «горячих точек».

2. Снятие напряжений вокруг сосдвигового раздвига .

3. Гравитационное обрушение, прогибание и опускание при оттоке магматического материала по периферийным коническим разломам. (кальдерный механизм, сателлитный тип инфраструктуры).

4. Образование компенсационных прогибов, впадин, грабенных вокруг магматогенных поднятий.

5. Эффузивный магматизм с некомпенсированным или перекомпенсированным характером накопления вулканического материала (щитовые, стратовулканы, вулcano-тектонические депрессии и др.).

6. Процессы базификации, связанные с магматическим, метасоматическим замещением пород вулcanoгенно-осадочного слоя базитовым материалом, а также явлениями глубинного метаморфизма, в

частности с фазовыми переходами породообразующих минералов при внедрении мантийных плюмов или диапиров.

8. Падение метеоритных тел, инициирующих магматические процессы и формирование астроблемно - очаговых систем на дне океанов. Не исключено, что некоторые из выделенных кольцевых аномалий рельефа дна Тихого океана соответствуют астроблемам, лишь частично переработанным в ходе тектоно-магматических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев В.В. Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. Объяснит. зап. Л.: ВСЕГЕИ. 1982. 44 с.
2. Ежов Б. В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа. Владивосток: Дальнаука, 1984. 127 с.
3. Кольцевые структуры континентов Земли / Брюханов В. Н., Буш В.А., Глуховский М. З. и др. М.: Недра 1987. 185 с.
4. Гаврилов А.А. О структурно-геометрической типизации и гомологии геологических систем центрального типа // Изв. АН СССР сер. геол. 1990. № 12. С. 89-96.
5. Кулаков А.П., Ермошин В.В., Ищенко, А.А., Никонова Р.И. Новые данные о морфоструктуре юго-запада Тихого океана. Препринт. Владивосток, 1987. 58 с
6. Ежов Б.В. Никонова Р.И. Морфоструктуры очагового типа - основа системного изучения геолого-геоморфологического строения океанического дна // Геология морей и океанов. Тез. докл. XV Межд. школы морской геологии. М., 2003. С. 248-249.
7. Gavrilov A. A. Ring morphostructures of the Pacific Ocean // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres. Proceedings of VII International Interdiscip. Symposium. Vladivostok. 2005. P. 73-75.

The set of bathimetric maps, which cover about 70% of the Pacific Ocean bottom area in the Scale 1:2 000 000, was analyzed. The ring anomalies of relief with signs (radial - concentric zonality of heights and relief elements distribution, the presence radial, arched, concentric hypsometric ledges and others) typical for morphostructures of central type (MCT) were revealed on the basis of morphographic and morphometric pattern. The total number of anomalies correlated with MCT is more than 200. The hierarchical, structural-morphological and genetic types of morphostructures are distinguished, the possible mechanisms of their forming are examined.

Гаврилов А.А.

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

Разрывные нарушения и геодинамическая ситуация на побережье залива Петра Великого (Японское море)

Gavrilov A.A.

(V.I Il'ichev Pacific Oceanological Institute, the Far East Branch of Russian Academy of Science, Vladivostok)

Fracture dislocations and geodynamic situation on the coast of the Peter the Great Bay (Sea of Japan)

Развернутые в последние годы работы по активному освоению побережий зал Петра Великого в Южном Приморье (строительство трубопроводной системы «Восточная Сибирь - Тихий океан», НПЗ в бухте Козьмино, моста и газопровода на о. Русский) предопределили особый интерес к изучению зон разломов и оценке их влияния на процессы эндогенной и экзогенной геодинамики в береговой полосе. Существующие статистические данные (А.В. Олейников, Н.А. Олейников, Н.Г. Сушков и др.) говорят о том, что за исторический период в Приморье зафиксировано более 100 сейсмических событий. В 1955 г. в районе станции Приморская в зоне Уссурийско-Билякчанского разлома произошло землетрясение магнитудой 4, 4. Площадь 6 балльных сотрясений превысила 600 км². Глубина очага – 10 км. Артем-Шкотовское землетрясение 1950 г. (зона Южно-Приморского разлома) имело магнитуду 4, 1, Ханкайское 1967 г. - 5, 0, Лесазаводское – 4, 5 и т.д. К западу от региона находится чрезвычайно активная система разломов Танлу северо-восточного простирания, а на востоке – аномальной геодинамической активностью характеризуется группа меридиональных разрывных нарушений (Монеронский, Западно-, Центрально-Сахалинские и др.) рифтогенного грабена Татарского пролива и Сахалинского горста. Данные GPS мониторинга (публикации М.Д. Герасименко, В.Ю. Тимофеев, Н.В. Шестакова и др.) о направленности векторов движения Амурской, Охотской плит и Японско-Корейской субплиты структурно-геологические реконструкции (работы В.П. Уткина, П.Л. Неволлина и др.) свидетельствуют о принципиальной возможности проявления в регионе сдвиговых, сбросо-сдвиговых смещений различной амплитуды и наличии потенциальной сейсмической опасности.

Описанию и анализу разрывных нарушений Южного Приморья посвящены многочисленные публикации (работы И.И. Берсенева, В.Л. Безверхнего, В.П. Уткина, Е.Н. Сапожниковой, И.К. Волчанской, Ю.В. Шевалдина и др.), однако роль этих типов дислокаций в становлении и развитии прибрежных морфоструктур, формировании контуров береговой линии Японского моря и возникновении геодинамически аномальных

ситуаций осталась относительно слабо изученной. В работах геоморфологического плана отмечалось значение различных геологических структур как субстрата рельефа материкового побережья залива Петра Великого (В.С. Петренко, Е.И. Арчиков, П.Ф. Бровко, А.М. Короткий и др.), но роль разрывных нарушений при анализе обвальных, оползневых, осыпных и сейсмотектонических процессов на берегах Японского моря, по существу, не рассматривалась.

Для Южного Приморья характерна высокая плотность региональных разломов. Южно-, Западно-Приморские, Партизанский, Центральнo-Сихотэ-Алинский и другие глубинные структуры играют роль тектонических швов, разграничивая структурно-формационные зоны, геоблоки с разным строением земной коры. Трансрегиональные разломы меридионального (Западно-Приморский, Аскольдский), субширотного (Посьетский, Славянский) и северо-восточного (Уссурийско-Биликчанский, Прибрежный) простираний обуславливают все основные особенности конфигурации береговой линии северо-западной части Японского моря [1]. Положение на стыке дифференцированно развивающихся структур континента и Япономорской котловины, на границе суши и моря определяет кумуляцию в пределах зон береговых разломов энергии эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. Однако, как показывают результаты дешифрирования космических снимков (КС) и морфоструктурные построения, имеющиеся материалы геолого-съёмочных работ не отражают всей сложности региональной сети разрывных дислокаций территории. Только комплексное использование различных данных наземных исследований и материалов дистанционного зондирования из космоса, позволяет получить достаточно полную картину разломных и блоковых дислокаций региона.

В качестве полигона рассматривалось побережье Амурского залива. Относительно малые глубины, не превышающие 30 м, и прозрачность толщи воды обеспечили отражение на КС основных неровностей и ландшафтов дна акватории. Выделяемые в ее пределах линейные аномалии фототона сочетаются с линеаменами, выделяемыми на континентальном и островном побережьях, что подтверждает достоверность результатов дешифрирования (рис.). Заверка выделяемых фотоаномалий осуществлялась в ходе маршрутных геолого-геоморфологических исследований береговой полосы. Детальный анализ геоморфологических, морфоструктурных карт и схем разрывных нарушений исследуемой территории подтвердил, что практически все скальные берега, клифы имеют тектоническую природу, так как их простирание, морфология и строение напрямую зависят от региональных и локальных систем разрывных нарушений. При объемах выборки более 200 замеров коэффициент корреляции для диаграмм ориентировок береговых линий и зон разломов превышает 0,7. Среди описанных разрывных нарушений доминируют

сбросы и сбросо-сдвиги, в меньшей мере представлены дизъюнктивы других морфо-генетических типов (сдвиги, взбросы, надвиги, раздвиги). Оперяющие разломы трансрегиональных и региональных зон дизъюнктивных дислокаций определяют общую геометрию и удлинненную форму Амурского и Уссурийского заливов, соотносимых с грабен-синклинальными структурами. Установленные на западном берегу Амурского залива, в зоне Уссурийско-Билибинского разлома серии зеркал скольжения, рвов отседания, ступенчатых сбросов, обвалов, оползней подтверждают общую высокую сейсмотектоническую активность этой структуры в позднем кайнозое. Многочисленные зеркала скольжения, зоны брекчирования, дробления пород, сбросо-обвалы характерны и для других участков побережий Петра Великого (о. Путятин, мыс Поворотный и др.), отражая общую высокую неотектоническую активность разломов побережий.

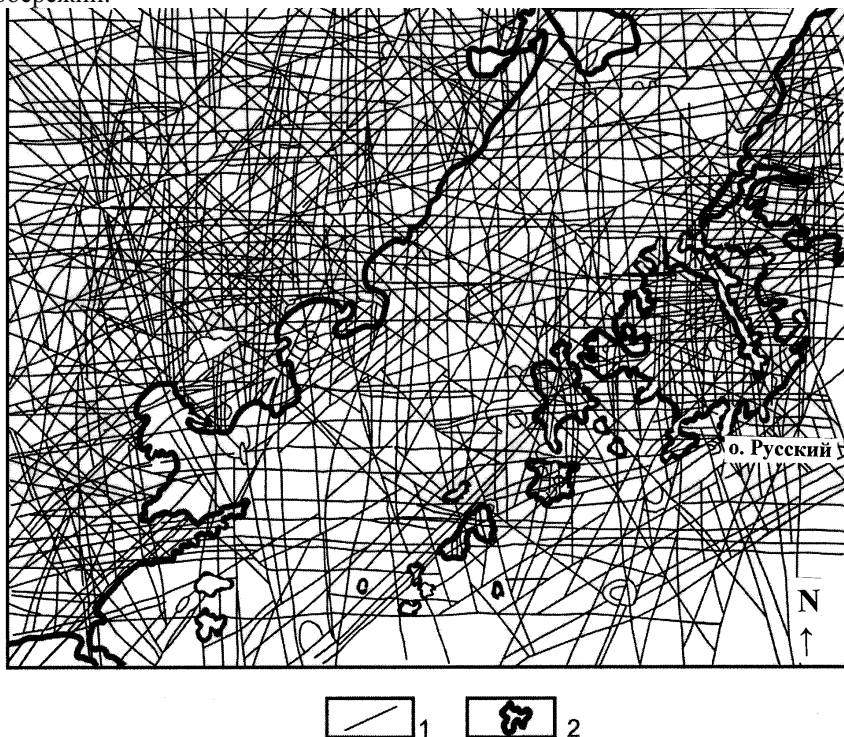


Рис. Системы разломов северо-западного и юго-восточных побережий Амурского залива (юго-запад полуострова Муравьева-Амурского, острова Русский, Попова и др.) по данным дешифрирования КС (Google Earth)
1 - линеаменты, соотносимые с зонами разломов; 2 – береговая линия.

В геологическом строении континентального и островных побережий залива Петра Великого участвуют преимущественно вулканогенно-осадочные и интрузивные породы позднепалеозойского возраста, менее широко распространены триасовые, раннемеловые и кайнозойские осадочные образования, а также миоценовые и миоцен-плиоценовые базальтоиды. Наиболее крупная цепь позднекайнозойских центров базальтоидного вулканизма приурочена к западному борту Амурского залива и контролируется Уссурийско-Биялчанским трансрегиональным глубинным разломом. Отдельные ареалы субгоризонтально залегающих стратифицированных толщ мезозоя (триас-ранний мел), расположенных на южных окраинах Ханкайского массива, западном побережье Амурского залива, на островах Русский, Путятин, Аскольд и восточном побережье Уссурийского залива образуют отчетливо выраженный структурный ярус, сопоставимый с платформенным чехлом. Поэтому морфоструктурное строение Южного Приморья определяется сочетанием реликтовых структурных элементов эпигерцинской платформы, наложенных структур позднемелового этапа регионального орогенеза, кайнозойских (эоцен, миоцен-плиоцен) рифтогенных впадин, грабенов и вулканических построек, сложенных продуктами позднекайнозойского базальтоидного вулканизма. История развития островов зал. Петра Великого являет собой феномен консервативности форм рельефа, образовавшихся более 250 млн. лет тому назад и сохранивших до настоящего времени свою морфологию и структурно-вещественную основу, несмотря на инверсии тектонического режима и неоднократную смену условий морфогенеза. Общая эволюция островной системы поднятий определяется следующей схемой: вулканоплутонический хребет (P_2) – интрузивный горст (P_2) – погребенный горст (T_1) – возрожденный горст (K_2) – остаточный горст (N_1) – ряд отпрепарированных купольных и блоковых структур ($N_2 - Q_{IV}$). Вместе с гранитоидными куполами (Седанкинский и др.) п-ва Муравьева–Амурского дискретная цепь древних структур архипелагов островов императрицы Евгении и Римского - Корсакова является морфотектонической основой Муравьевского хребта СВ простираения, протягивающейся от континента в акваторию залива Петра Великого на расстояние более 90 км. Сохранность реликтов эпигерцинской платформы и позднепалеозойского ряда вулканоплутонических структур островных систем залива Петра Великого плохо соотносится с представлениями об интенсивных коллизионно-аккреционных и субдукционных процессах в мезозое на юге Приморья (работы А.И. Ханчука, И.В. Кемкина и др.). Формирование котловины Японского моря, межгорных и предгорных впадин на прилегающей континентальной суше с мощными толщами (многие сотни метров) рыхлых отложений, а также грабенов Амурского и Уссурийского заливов свидетельствует о превалировании в кайнозое вертикальных тектонических движений при подчиненном значении горизонтальных (сдвиги, взбросы,

надвиگی) составляющих. Нет никаких оснований полагать, что в мезозое и палеозое механизмы тектогенеза были принципиально иными.

В результате проведенных совместно с сотрудниками ИПМ ДВО РАН (Н.В. Шестаков, М.Д. Герасименко и др.) 5-летних наблюдений по оценке современных тектонических движений на основе данных космической геодезии были получены общие и частные оценки параметров деформаций структур рассматриваемых островных территорий (дилатация, вращение, сдвиг и максимальный сдвиг). Установлено, что за отмеченный хронологический период уровень деформаций и максимальные скорости плановых смещений островных пунктов как относительно друг друга, так относительно пункта, расположенного во Владивостоке, не превышают 4 миллиметров в год. При этом для о. Попова характерна центроклинальная и восточная ориентировка векторов смещения, а для о-вов Рейнеке и Рикорда преимущественно юго-западная, совпадающая с общим простираанием осевой линии и направлением погружения Муравьевского подводного хребта.

Несмотря на полученные данные об отсутствии значимых амплитуд тектонических движений в пределах Южного Приморья на современном этапе, наличие на побережье зал Петра Великого многочисленных следов неотектонической активности разломов, структурном контроле береговых линий, сведения о количестве, магнитуе сейсмических явлений и позднекайнозойских сейсмодислокациях свидетельствуют о высокой вероятности периодической разрядки тектонических напряжений в верхних частях литосферы региона. Принятая на данный момент 7 балльная оценка сейсмичности строительных площадок моста и газопровода на остров Русский не учитывает конкретных данных о зонах аномального геодинамического риска, связанных с системами береговых разломов Амурского залива и пол-ва Муравьева-Амурского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов А.А. Роль разрывных нарушений в формировании береговых линий Охотского и Японского морей. Ст 2. Локальные аспекты исследований (зал. Петра Великого) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 64-73.

Tectonic nature of coastlines and high density of fracture zones by the relatively large quantity of seismic events within South Primorje cause the considerable degree of the geodynamic risk by realization of important building projects on the coast of the Peter the Great Bay. For the time being estimations of building sites seismicity do not consider the all complexity of geological situation.

**Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н.,
Филин А.М., Шишкина Н.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, gorodnit@ocean.ru)

**Аномальное магнитное поле окраинных и внутренних
морей России по данным высокоточной магнитной съемки
Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N.,
Filin A.M., Shishkina N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia)

**Anomalous Magnetic Fields (on the Example of High Accuracy
Marine Surveys in the Marginal and Intra Continental Seas
of Russia)**

Структура и природа аномального магнитного поля на акваториях окраинных и шельфовых морей, по сравнению с океаническими областями, является гораздо более сложной, и ее изучение требует совершенно иного методического подхода. Если в первом случае мы имеем дело с двух или трехслойным строением магнитоактивного слоя океанической коры (базальты, габброиды и серпентиниты), то во втором случае, в притопленной части континентальной коры, измеренное магнитное поле представляет собой сложную суперпозицию аномалий от разноглубинных источников, имеющих различную природу.

Решение обратной задачи магнитометрии для окраинных и шельфовых морей России осложняется еще и тем, что большая их часть располагается в высокоширотных областях, где точность геомагнитных съемок существенно снижается ввиду искажающего влияния геомагнитных вариаций. Кроме того, на шельфовых морях перед магнитной съемкой, наряду с задачами по изучению геологического строения дна, ставятся еще и поисковые задачи – выявление объектов экологической опасности или залежей углеводородов (УВ). В этих случаях речь идет о выделении изометрических в плане аномалий малой интенсивности на фоне сложного магнитного поля. Все это делает необходимым создание и использование нового аппаратурно-методического комплекса, позволяющего изучать тонкую пространственную структуру аномального магнитного поля, как на стадии самих магнитных измерений, так и на этапе обработки и интерпретации полученных данных.

Такой комплекс «Градиент» был разработан и успешно освоен в 2000-е годы в Лаборатории геофизических полей Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИОРАН), на базе применения для высокоточной морской магнитной съемки градиентометрической схемы магнитных измерений, результаты которых не зависят от влияния геомагнитных вариаций. В свою очередь, для снижения инвариантности решения обратной задачи при обработке и интерпретации полученных данных в условиях сложного строения магнитоактивного слоя континентальной коры с разноглубинными

источниками, был создан оригинальный комплекс математических методов.

В 2010 г. был разработан и внедрен в практику новый оригинальный пакет компьютерных программ для решения обратной задачи магнитометрии, позволяющий исследовать тонкую пространственную структуру аномального магнитного поля, проводить пространственно-частотный анализ и рассчитывать верхние и нижние кромки магнитных тел, даже в случае низкоамплитудных аномалий.

На базе комплекса «Градиент» были проведены высокоточные магнитные съемки в окраинных и внутренних морях России, показавшие его высокую эффективность при изучении геологического строения акваторий и поисков месторождений нефти и газа.

Первоочередными объектами исследований были Охотское море и океанический склон Курило-Камчатской островной дуги, а также Баренцево море и северная часть Каспийского моря. На этих акваториях авторами получен значительный объем экспериментальных данных, требующих специальной обработки и интерпретации.

РАЙОН КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Результаты магнитометрических исследований, выполненных в комплексной геолого-геофизической экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», в сентябре-октябре 2010 г. были обобщены с данными магнитных съёмок на смежных участках в 2005-2006 гг. и дополнены материалами, взятыми из Международного банка геофизических данных – Geodas . На этапе количественной интерпретации с целью определения источников магнитных аномалий была выполнена серия площадных трансформаций магнитного поля. Она включила в себя редукцию к полюсу, расчёт и построение карты аналитического сигнала, расчёт и построение карт горизонтального градиента поля и максимумов горизонтального градиента. Из совместного анализа карты горизонтального градиента и карты аналитического сигнала установлено, что большая часть источников локальных аномалий приурочена к зонам тектонических нарушений, или к узлам их пересечений. В целом, магнитное поле отработанного участка выглядит естественным аналогом и продолжением поля северной части хр. Витязя, повернутого на 60 град. Также был выполнен подбор источника восточной локальной аномалии по аналитическому сигналу спектральным способом с последующей нелинейной оптимизацией. Установлено, что таким источником может быть интрузивный массив, размером 11х7х10 км, залегающий в интервале глубин от 7.3 до 17.5 км и сложенный породами с высокой намагниченностью (до 11.5 А/м). Интересно отметить, что в пределах о. Хоккайдо отмечается т.н. “магнитный пояс”, чье структурное положение по отношению к “вулканическому фронту” полностью соответствует изучаемой нами области, т.е. лежит в пределах “невулканической дуги”. Источники магнитных аномалий в пределах “магнитного пояса”, по данным Окубо и Мацунага, также сильномагнитны и сопоставимы с выделенными нами по размерам и параметрам залегания. Исходя из этого, напрашивается естественный вывод о схожей природе и

механизме образования этих объектов. Более того, можно считать установленным тот факт, что выделенные ранее в пределах “невулканической дуги”, характерные как раз для областей проявления вулканизма, интенсивные магнитные аномалии, сопряжены с областями распространения здесь молодых вулканитов. Все это, возможно, потребует пересмотра самой концепции о невулканической природе фронтальной части дуги.

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

По данным аэромагнитных съемок, предоставленных ВНИИОкеангеологией, на базе оригинального метода интерпретации проведены оценки геометрии магнитных слоев в коре Баренцевоморского региона и прилегающей суши. Построена серия геомагнитных разрезов и карты глубин магнитных объектов. Отмечена корреляция нижних кромок с данными геотермики. Также проведена интерпретация результатов аэромагнитной съемки масштаба 1:50000, выполненной ГПП «Аэрогеофизика» в восточной части Мезенского бассейна на сухопутном продолжении Беломорско-Баренцевоморского палеорифта.

Была построена карта остаточных аномалий после частотной 2D-фильтрации с удалением длиннопериодных аномалий с длиной волны более 40 км. На карте отчетливо выделяются две ортогональных системы максимальных градиентов, связанные, по-видимому, с границами блоков дизъюнктивной природы. В северной части района в области спокойного поля они теряют четкое простираие. Карта наглядно демонстрирует эффективность выделения линеаментов АМП и связанных с ними геологических объектов (прежде всего разломов) на основе частотной фильтрации. Отчетливо видно блоковое строение региона, контролируемое двумя ортогональными системами тектонических линеаментов. Одно направление простираия линеаментов поля, ЗСЗ простираия, в южной части соответствует Кольско-Канинская моноклиналь (ККМ) и прослеживается по западной части площади до вала Эльдхольма, которому соответствуют близкие к изометричным аномалии неправильной формы. В центральной части региона выделенные аномалии протягиваются в ССВ направлении параллельно структурам Адмиралтейского поднятия и Новой Земли, а в юго-восточной части плавно причленяются к аномалиям ККМ, меняя простираие на ЮВ. Характерной особенностью выделяемых тектонических блоков является однородность их поперечных размеров: они практически постоянны для всей площади и составляя примерно 50-60 км.

На основании описанной выше методики был проведен расчет положения верхних и нижних кромок магнитных тел и мощности магнитоактивного слоя по опорным сейсмическим профилям геотраверсов 1-АР и 2-АР.

Был выполнен подбор эквивалентной модели локальной изометрической аномалии в южной части района. Она соответствует субвертикальному массивному интрузивному телу с намагниченностью 3.5А/м, приуроченному к узлу пересечения ортогональных разломов, залегающему в

диапазоне глубин 14 – 30 км. На изученной площади выделены несколько подобных тел, что говорит об их возможной интрузивной природе.

Проведена также интерпретация результатов аэромагнитной съемки в районе Мезени, на сухопутном продолжении Беломорско-Баренцево-морского палеорифта, и построены геомагнитные разрезы, отражающие горст-грабенную тектонику кристаллического фундамента. Первоначально, из аномального поля был убран линейный тренд, после чего, вкрест простираения основных структур, были намечены 7 профилей, для которых было выполнено 2.5 мерное моделирование магнитного поля.

Верхняя кромка модели магнитоактивного слоя задавалась с учётом сейсмических данных, величина намагниченности подбиралась в диапазоне от 0.1-6.0 А/м, при этом расчетная глубина нижней кромки магнитоактивного слоя составила от 12 до 30 км. Поверхность кристаллического фундамента характеризуется сложной системой сопряжённых горст-грабренных структур, разделённых разломами.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Эффективность поиска углеводородов (УВ) на акваториях может быть повышена за счет применения дифференциальной геомагнитной съемки и новых, разработанных в ИО РАН, способов ее обработки. Предложенная методика нацелена на обработку и интерпретацию именно морских дифференциальных съемок. Кроме того, она акцентирована, в первую очередь, на оценку геометрических параметров источников поля, что имеет первостепенное значение при поисковых работах.

Для интерпретации высокоточных площадных съемок в 2010 г. был разработан и внедрен в практику новый оригинальный пакет компьютерных программ для решения обратной задачи магнитометрии, позволяющий исследовать тонкую пространственную структуру аномального магнитного поля, проводить пространственно-частотный анализ и рассчитывать верхние и нижние кромки магнитных тел, даже в случае низкоамплитудных аномалий.

За счет повышения качества первичной обработки исходных данных (фильтрации, разделения полей, увязки данных) удалось добиться построения карт аномального магнитного поля с предельно низким сечением изодинам (1-2 нТл). Это позволяет (при достаточном масштабе съёмки) картировать слабые аномалии (5-10 нТл), вызванные эффектами минерализации на контакте УВ с вмещающими породами, а также выделять слабомагнитные структурные элементы осадочного чехла, которые незаметны на картах наблюждённых полей. На этапе интерпретации эта методика позволяет оценить глубины верхних и нижних кромок источников аномалий, определить мощность магнитоактивного слоя и оценить его намагниченность.

Иллюстрацией этому могут быть работы на участке Ялама-Самур (Центральный Каспий), где использование предложенной авторами методики позволило выделить палеограницы шельфовой террасы и выделить область, соответствующую области аккумуляции терригенно-

осадочного материала. На участке Центральное была выделена область отрицательного поля величиной всего 2-3 нТл, которая, возможно, связана с нижними горизонтами осадочного чехла. Корреляция контура этой аномалии со структурами, выделяемыми по гравиметрии и электроразведки, может служить основанием для рассмотрения выделяемой структуры как перспективной. Проведенное ОАО «ЛУКОЙЛом» бурение в 2008 г. на выбранной площадке подтвердило наличие нефти на этом участке

Высокую эффективность, предложенная методика продемонстрировала на Северном Каспии в районе недавно открытых нефтегазовых месторождений. Использование предложенной методики позволило построить по трассам карты аномального поля с сечением изодинам 2 нТл при тренде поля вдоль трасс более 200 нТл. Применение этой методики на площадках 1х1 км позволило построить карты с сечением изодинам 1 нТл.

Таким образом, принципиально новая методика, позволяет выполнять первичную обработку исходных данных (фильтрацию, разделение полей, увязку данных) и в конечном результате добиваться построения карты с предельно низким сечением изодинам (1-2нТл). При достаточной детальности съёмки это позволяет картировать слабые аномалии (5-10нТл), вызванные эффектами минерализации на контакте УВ с вмещающими породами, а также выделять слабомагнитные структурные элементы осадочного чехла, которые незаметны на картах наблюденных полей. На этапе интерпретации эта методика позволяет оценить глубины верхних и нижних кромок источников аномалий, а также определить мощность магнитоактивного слоя.

Полученные результаты наглядно показывают, что Изучение тонкой пространственной структуры поля представляется весьма эффективным методом при исследовании геологического строения и тектоники окраинных и шельфовых морей.

Кроме того высокоточная морская градиентная магнитная съёмка в комплексе с разработанным оригинальным методом компьютерного выделения слабых магнитных аномалий может эффективно применяться в при поисках нефтяных и газовых залежей на акваториях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ- №11-05-00280.

Processing and interpretation of geomagnetic surveys in the marginal and intra continental seas of Russia on the basis of improved apparatus-methodical complex for marine gradient magnetic measurements are carried out. The zone of high tectonic fragmentation with the manifestations of young magmatism of mainly volcanic type on the oceanic periphery of the Kuril island arc is revealed. The interpretation of aeromagnetic survey results in the central part of the Barents Sea has allowed to determine the thickness of the crust magnetically active layer. Detailed gradient surveys in the North Caspian oil and gas areas indicate the prospects of using high-precision magnetic survey to search for oil and gas deposits on the shelf.

Греку Р.Х., Греку Т.Р.

(Институт геологических наук НАН Украины, Киев, satmar@voliacable.com)

**Структура и тектонофизические характеристики
плотностных неоднородностей по трансатлантическому
разрезу вдоль альтиметрической траектории ИСЗ ERS-1
Greku R.Kh., Greku T.R.**

(Institute of Geological Sciences of NASU, Kiev, Ukraine)

**Structure and tectonics/physics parameters of dense
inhomogeneties along the trans-Atlantic cross-section under
the ERS-1 altimetry ground-track**

28 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов» проводился в Атлантическом океане по программе Геологического института РАН, связанной с проблемами происхождения линейных тектоно-вулканических структур в западной части Бразильской котловины [1]. Маршрут судна проходил частично вдоль альтиметрической траектории № 18245 ИСЗ ERS-1. Попутно проводились исследования рельефа дна океана и акустическое профилирование осадков, а также было выполнено моделирование глубинного строения Земли по методу гравитационной томографии [2]. Положение траектории протяженностью 6425 км показано на рис. 1. Дискретность альтиметрических измерений вдоль траектории составляет 6.4 км. В работе использовались также цифровые базы данных по рельефу дна ЕТОРО5 [3], массив гравитационных аномалий в свободном воздухе KMS02 [4] и глобальная модель гравитационного потенциала (геоида) EGM 96.

Коэффициенты сферических функций высот геоида использовались для расчета гармонических аномалий плотности [5] во всем диапазоне глубин до 5300 км (рис. 2). Пространственное разрешение плотностной модели по вертикальному разрезу составляет 30 км, а по глубинам изменяется от 0.5 км до 10 км в интервале до 100 км и увеличивается на больших глубинах в зависимости от номера гармоники.

По результатам расчетов аномалий плотности, цветовая шкала на рис. 2 характеризует разуплотненные структуры синим цветом, с постепенным переходом к более плотным массам, показанным желтым цветом. В то же время, в слое изостатической компенсации интерпретация цветов меняется на обратную: синий цвет соответствует более плотным массам, а желтый – менее плотным. Это связано с тем, что при моделировании мы имеем дело не с аномалиями силы тяжести, а с аномалиями геопотенциала. Аномалии силы тяжести равные нулю показывают, что в слое компенсации отсутствует эффект притяжения и поэтому они не отражают распределение плотностных неоднородностей. В теории изостазии аномалий геоида [6] показано, что в скомпенсированных районах аномалии геоида ΔN не равны нулю, они пропорциональны дипольному моменту распределения аномалий

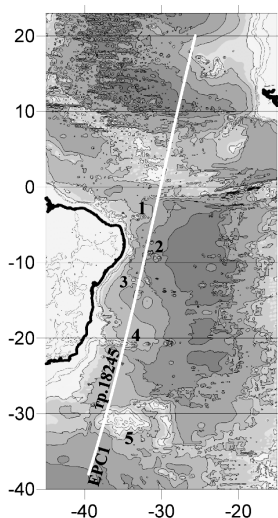


Рис. 1. Географическое положение спутниковой траектории №18245 ИСЗ ЕРС-1. Траектория пересекает основные геолого-геоморфологически структуры центральной и южной Атлантики.

1 - Фернанду-ди-Норонья,

2 – Пернамбуку,

3 – Байя,

4 – Витория-Триндади,

5 – Риу Гранди

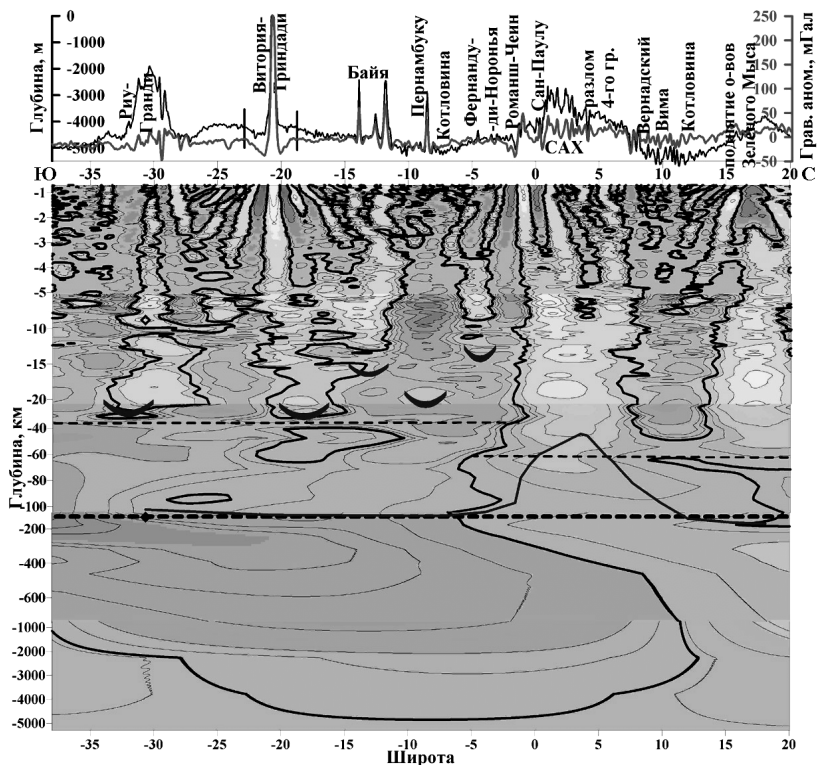


Рис. 2. Распределение плотностных неоднородностей по траектории

плотности $\Delta\rho$ под точкой наблюдения и поэтому обеспечивают дополнительную информацию о распределении плотности по глубине. А именно [7]:

$$\Delta N = -\frac{2\pi G}{g} \int_0^h y \Delta\rho(y) dy,$$

где $\int_0^h y \Delta\rho(y) dy$ - дипольный момент распределения плотности.

Отсюда видно, что плотностные аномалии $\Delta\rho$, рассчитанные по гармоникам высот геоида должны иметь обратный знак в пределах мощности слоя изостатической компенсации.

Аномалии силы тяжести на большей части разреза в районах котловин, Срединно-Атлантического хребта (САХ), поднятия островов Зеленого мыса и Риу Гранди меняются незначительно около нуля. Это характеризует состояние изостатического равновесия для длинноволновых поверхностных структур. В то же время, значительные аномалии силы тяжести отмечаются на локальных коротковолновых морфологических структурах Витория-Триндади, Байя и Пернамбуку. Согласно теории изостазии эти структуры не скомпенсированы и удерживаются на поверхности за счет жесткости литосферы.

Для интерпретации аномальных плотностных структур на рис. 2 использованы физические принципы изостазии, механизмы прогибания упругой плиты, охлаждения и утолщения океанической литосферы. Рассчитанные по глубинам аномалии плотности были использованы для определения кумулятивного веса столбца в каждой точке разреза. За глубину компенсации по изостатической схеме Пратта (локальная компенсация) принималась глубина, на которой наблюдается минимальное среднеквадратичное отклонение весов между столбцами. Глубина изостатической компенсации для всего разреза была определена таким образом на уровне 132 км (пунктирная линия на рис. 2). Синей жирной линией показана глубина основания литосферы по работе [8].

Вместе с тем, на модели отмечается различная природа структуры южной и северной частей разреза, что отразилось на разных глубинах компенсации. Глубина компенсации, посчитанная отдельно для северной части составила 62 км (также показана пунктирной линией). В южной части между 37° ю.ш. и 5° ю.ш. видна прослойка на глубине 34 км, совпадающая по расчетам с частным минимумом стандартного отклонения между весами отдельных столбцов. Это характеризует уравнированность отдельных блоков литосферы в районах поднятий Риу Гранди и Витория-Триндади на глубинах около 34 км. Жирной изолинией отмечена граница масс различной природы Южно-Американской и Африканской плит. Она проходит по южной окраине тела САХ от 1.5° ю.ш. на поверхности и распространяется до глубины 100 км на 7° ю.ш. и далее до глубин ядра около 5000 км.

Как отмечалось, коротковолновые морфологические структуры

(подводные горы), протяженностью в основании около 100 км, изостатически не скомпенсированы и удерживаются жесткостью подстилающих масс, практически не прогибая литосферу. В этом случае поверхностная топографическая нагрузка не влияет на распределение масс по глубине, а дипольная схема распределения плотностных аномалий не работает.

Для геодинамической интерпретации аномальных коротковолновых структур были выполнены расчеты по региональной модели компенсации Венинг Мейнеса с учетом упругих свойств литосферы. Слой компенсации в районах подводных гор включают высоту возвышенности над средним уровнем дна, величину прогиба и мощность упругой плиты, основание которой согласуется с глубиной изотерм океанической литосферы 300°-600°C [9]. Согласно возрасту литосферы региона подводных гор, это относится к глубинам 20-50 км [7]. Глубины компенсации для отдельных возвышенностей показаны на рисунке 2 символом в виде полумесяца синего цвета.

По результатам использования теоретических разработок [7, 10, 11] и проведенным расчетам получены оценки характеристик структуры и физических свойств литосферы в районе подводных гор (Таблица).

Таблица 2. Результаты расчетов по модели региональной компенсации

Структуры Параметры	Риу Гранди	Витория- Триндади	Байя, гора Стокс	Пер- нам- буко	Фернанду- -ди- Норонья	САХ
Жесткость плиты, Н м	5.09×10^{21}	1.84×10^{22}	1.07×10^{22}	6.4×10^{21}	6.37×10^{20}	6.22×10^{20}
км, Толщина упругой плиты,	20.1	30.9	12.0	21.7	10.1	
Прогиб, км	2.0	0.094	0.06	0.05	0.31	
Глубина компенсации от уровня дна океана, км	26.0	34.0	17.0	24.7	14.6	62.2
Степень компенс.	0.83	0.01	0.01	0.1	0.02	1.0

На плотностном разрезе (рис. 2) примечательным представляется архитектурное строение комплекса, связанного с поднятием Витория-Триндади в диапазоне южных широт 15.5°-25°. К молодому подводному вулкану, расположенному в центре комплекса на 20.66° ю.ш., веерообразно примыкают аномальные блоки – ‘крылья’. Такая архитектура, по-видимому, связана с вулканической деятельностью подводной горы. В докладе в более детальном масштабе приводится фрагмент из рис. 2, относящийся к возвышенностям Риу Гранди и Витория-Триндади. В структуре Витория-Триндади наглядно показан канал поступления разогретых магматических

масс. Блоки симметрично расходятся по обе стороны от вулкана, а величины их смещений соответствуют эпизодам магматических извержений. Возникновение таких периферийных тел и их спрединг относительно собственно вулкана рассмотрены на основе анализа механизмов напряженности земной коры, разработанных в работах по тектонофизике [12, 13, 7]. С учетом физических и механических свойств пород рассчитаны величины литостатических и девиаторных напряжений и получены оценки скорости смещений между блоками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сколотнев С.Г., Пейве А.А, Турко Н.Н. Новые данные о строении подводного хребта Витория–Триндади (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 656–661.
2. Греку Р.Х., Бондарь К.М. Алгоритм и математическое моделирование плотностной структуры земных недр по данным геоида // Геоинформатика. 2003. № 2. С. 66-69.
3. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>
4. Andersen O.B., Knudsen P. Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry // J. G. R. 1998. V. 103. C4. P. 8129-8137.
5. Мориц Г., Фигура Земли. Теоретическая геодезия и внутреннее строение Земли. Киев, 1994. 240 с.
6. Turcotte D.L., Ockendon J.R. Geoid anomalies and near-surface dipole distribution of mass // Proc. of the 9th GEOP Conference. An Intern. Symp. on the Application of Geodesy to Geodynamics. Oct., 1978. P. 257-259.
7. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Cambridge. 2002. 456 pp.
8. Muller R.D., M. Sdrolias et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9.
9. Lowrie W. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, New York. 2007. 381 p.
10. Sandwell D.T., McKenzie K. R. Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 7403-71418.
11. Watts A.B. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5989– 6004.
12. Короновский Н.В. Напряженное состояние земной коры // Соросовский образовательный журнал. Науки о Земле. 1997. № 1
13. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А. В. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. № 1. P. 45–67.

Model of density inhomogeneities along the ERS-1 ground track in the Atlantic Ocean is created. Thickness of the lithosphere and elastic plates under seamounts are computed taking into account the rigidity of underlying rocks. Displacement (spreading) of cooled magmatic blocks from the Vitoria Trindadi volcano is shown.

Губенков В.В., Григорьева Ж.В.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, ocean@ymg.ru)

**Эрозионные формы растворения и обрушения в
нанофоссилийных известняках зоны Клариян-Клиппертон**

Gubenkov V.V., Grigorieva J.V.

(SSC FSUGE “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

**Erosive forms of dissolution and caving on nanofossil
limestones of Klarion-Klipperton zone**

Эрозионные формы растворения и обрушения в нанофоссилийных известняках зоны Клариян-Клиппертон стали обнаруживаться при акустическом профилировании, не редко они отображаются и на батиметрических картах многолучевого эхолотирования, а с помощью фототелесъемки появилась возможность увидеть особенности строения стенок и дна таких провалов.

Французские ученые в первых статьях сравнивали их с полостями, образованными при тектонических сдвигах, хотя в дальнейшем на обитаемых подводных аппаратах при спусках в такие провалы наблюдали эрозионные останцы. Коллектив ученых под руководством В.М. Юбко в 1992 году, проанализировав многочисленные геоакустические материалы, полученные за десятилетний период, вытянутые структуры отнес к «одиночным промоинам», а изометричные – к «воронкообразным депрессиям»; в этот же период ведущий геолог В.В.Кругляков, опубликовав статью в научном издательстве, приурочил все эти новообразования к «карстовым воронкам».

Для сравнения приведем характеристики, которые отражают суть явления. «Одиночные промоины – отрицательные геоморфологические структуры шириной от нескольких десятков до первых сотен метров, нарушающие структуру осадочного чехла. Поперечный профиль промоины имеет V-образный или U-образный характер, иногда борта имеют ступенчатое строение. Ширина днищевых частей промоин колеблется от нескольких до 200 м (в редких случаях ширина их верхней части достигает 1 км). В плане эти структуры имеют обычно вытянутую форму, их протяженность составляет сотни метров, изредка достигая 5÷6 км. Глубина промоин различна и варьирует от первых метров до 80 м, при этом выделяются промоины с размывом осадочной толщи до разных уровней разреза, в том числе до базальтового фундамента. Иногда отмечаются промоины, сформировавшиеся над магматическим внедрением. Дно промоин имеет обычно неровную поверхность в связи неравномерным размывом осадочных пород различной плотности и выходами магматических пород. Признаками, по которым промоины отличаются от узких долинообразных депрессий, является незаполненность промоин

современными осадками и сравнительно небольшая протяженность». Тогда как вторые формы представляют собой «углубления, суживающиеся книзу в виде воронки, имеющие в плане изометричные или эллипсовидные очертания. Глубина депрессий различна, чаще первые десятки метров. Размеры их в плане изменяются от нескольких десятков до первых сотен метров. Чаще депрессии располагаются на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга на выровненных участках дна в условиях спокойного залегания осадочного чехла. В некоторых случаях фиксируются вблизи уступов и выходов фундамента».

Под такими определениями авторы полностью согласны, за исключением генезиса. Можно также добавить, что при слиянии депрессий они могут иметь более сложную в плане форму. Встречаются они только в пределах положительных структур с градиентными перепадами глубин (более 125 м) - это гряды, но на разных их зонах; очень редки на увалах и ни разу не обнаружены в пределах днищ долин и ложбин. Нельзя их интерпретировать и как карстовые воронки, так как не сопоставимы по размерам в ерархии карстовых форм на суше.

После образования *поноров* – каналов, с которыми можно сопоставить ветвящиеся зоны освещения на профилограммах (о чем сообщалось в материалах XVII Школы), формируются *карстовые воронки*: от блюдцеобразных *западин*, за счет проседания и заполнения современными илами, через *воронки просасывания* к *карстовым колодцам* или *провалам* с отвесными стенками. Замкнутые карстовые впадины небольших размеров (диаметром редко до сотни метров, в западноевропейской литературе носят название *дolini*). Вытянутые морфоструктуры больше соответствуют другому термину-*увал* или *слепые овраги*. Более крупные карстовые депрессии – это *поля*, имеющие размеры в поперечнике от первых километров до первых десятков. Но в пределах зоны Кларийон-Клиппертон таких новообразований не обнаружено. Данная терминология хоть и имеет славянские корни, и соответствуют параметрам таких форм, не удобна, потому что близки по звучанию за исключением ударения с другими терминами, используемые при геоморфологическом районировании. Подобные трудности возникают у членов Международной комиссии по морскому дну, анализирующие годовые отчеты стран-контракторов, когда одни и те же процессы или образования отражаются различными терминами. На данный момент мы предлагаем общий термин- *эрозионные формы растворения и обрушения в карбонатных породах*, а конкретным морфоструктурам давать новые термины.

На одном из участков на Восточном полигоне Российского разведочного района, отличающегося сложным геоморфологическим строением, в пределах верхней части восточного склона Восточного регионального поднятия, была получена батиметрическая основа масштаба 1:200 000 многолучевым эхолотированием, а сеть геоакустических профилей достигла

6 км, при этом ширина сонарного изображения составляла 1 км были оконтурены такие эрозионные формы.

Глубина таких структур колеблется в широких пределах от десятка сантиметров на периферии вытянутых тальвегов до первых десятков метров в центре структуры, где внедрялись магматические породы и где проходило растворение нанофоссилий известняков гидротермальными растворами. Продуктами растворения карбонатных пород являются аллофановые глины или радиоляритовые образования с обрывистыми и ступенчатыми склонами. Не редко на карнизах образуются бронированные цеолитово-оруденелые корки, а на выступах встречаются дыры до 15 см в диаметре, отличающиеся другим цветом. Кроме того, иногда внутри этих эрозионных форм провального типа также по данным фототелепрофилирования встречаются обвалившиеся глыбы, реже отмечаются столбчатые останцы причудливой формы.

На участке площадью 3540 км² только по геоакустическим материалам было выделено 27 провальных эрозионных форм общей площадью 19 км², кроме того по батиметрии намечалось еще три глубоких провала, с учетом того, что не все выделенные мелкие структуры выделяются на такой карте.

Учитывая проектную протяженность геоакустических профилей в пределах участка и полосу обзора, то заснятая площадь составляет 760 км². Можно предположить, что при сплошной съемке возможно выявить уже 125 аналогичных форм при площади проработки гидротермальными растворами карбонатной толщи до 88 км². То есть каждый такой «дымоход», который выразился по геоакустике, приходится на 28 км². Если брать только положительные структуры с учетом ступеней и площадок и без вулканических построек, то площадь влияния уменьшится до 19 км².

Для примера в последующей таблице приведем такие параметры как длину, ширину, площадь и батиметрический уровень, на котором образовались эти локализованные эрозионные формы на одной гряде, которая прослеживается с севера на юг через весь участок. Кроме того, приведено и их геоморфологическая приуроченность в пределах самой гряды, а условная нумерация – с севера на юг и с запада на восток, если эти образования находятся рядом.

Как видно из таблицы, почти все эрозионные формы растворения и обрушения вытянутой формы и соотношение длины к ширине варьирует от 2 до 7. Площадь их в пределах этой гряды изменяются от 0,1 до 1,7 км². Пять образований приурочено к гребню гряды. Увал 2 хоть и расположен на террасовидной ступени, но он также приурочен к вершинной поверхности, а увал 4 масштабен не только по площади, но и по глубине: восточный борт составляет почти 90 м, а западный по общей глубине меньше на 10 м, хотя обрывистая его часть не превышает 40 м (рис.). Два увала сформировались на середине склона и два у подножья. Большинство увала расположены на одном батиметрическом уровне – от 4750 до 4780 м.

Самый глубокий (5080 м) по положению увала 6 хоть и лежит уже в пределах днища широкой долины, но также приурочен к взбросовому нарушению, который ответственен за формирование гряды. Только одно из выделенных образований можно отнести к типу провала с его концентрической формой, его диаметр составляет 200 м и расположен на соседней восточной гряде в верхней части восточного склона. Кроме обнаружения его на сонограмме, его наличие подтверждается полузамкнутой изобатой.

Таблица. Размеры эрозионных форм растворения и обрушения на центральной гряде

Тип увала с условным номером	Уровень, м	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км ²
1 - вершинный	4780	3,9	0,3÷0,6	1,7
2 - террасовидный	4820	1,2	0,2	0,2
3 - вершинный	4750	1,0	0,5	0,4
4 - межвершинный	4770	3,7	0,2÷0,6	1,3
5 – склоновый (подножье)	5010	0,9	0,4	0,3
6 - склоновый (подножье)	5080	0,5	0,3	0,1
7 - склоновый (середина)	4780	1,5	0,2	0,3
8 - вершинный	4760	1,8	0,6	0,8
9 - склоновый (середина)	4930	0,6	0,2	0,1
10 - вершинный	4770	2,0	0,1	0,2

В редких случаях зонами обрушения являются вертикальные склоны куэстовых гряд, сложенные также нанофоссилиевыми известняками. Следы скатывания глыб до трех метров в поперечнике хорошо видны в глинах в виде белых полос на сонограммах длиной от первых сотен метров до первых километров, докатываясь до тальвегов долин. То, что склоны также подвержены химической эрозии до 2 см с изменением состава, подтверждалось неоднократно нахождением в трубках рамы фототелекомплексов своеобразные керны отложений при резком подъеме вдоль обрывов, но что является причиной обрушения, пока нет прямых признаков. Менее катастрофичны зоны осыпей вблизи деструктивных выходов базальтов, их протяженность по данным фототелесъемки обычно не превышает 50÷100 м.

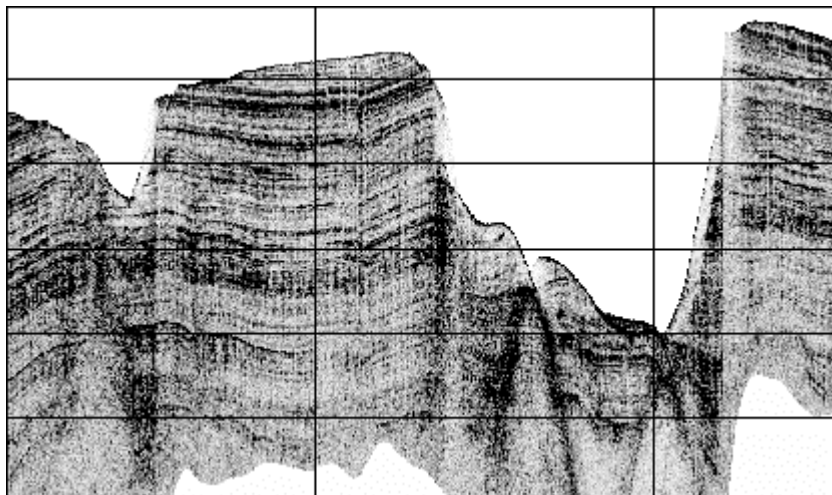


Рис. Профиль двух эрозионных форм (увала 3 и 4) над зонами внедрения базальтовых даек

Вертикальные марки (расстояние) проведены через 2500 м, горизонтальные (глубина и мощность) – через 25 м

Итак, эрозионные формы достаточно часто встречаемы, объем растворенных и измененных известняков можно оценить до 0,03 км³ для самых крупных образований; формироваться начали в период магматектонической активности почти 15 млн лет назад, окончательно сформировавшись, вероятно, в плейстоцене. Прямых признаков активного растворения используемой техникой не наблюдается, для подтверждения нужны тематические исследования специальными приборами.

Erosive formations of dissolution and caving on nannofossil limestones have various forms on the bottom. They are discovered over magmatic dikes. It is necessary to co-ordinate the terminology of these forms.

**Дубинин Е.П.¹, Тетерин Д.Е.², Грохольский А.Л.¹,
Кохан А.В.³, Курбатова Е.С.³**

¹Музей Землеведения МГУ, dubinin@mes.msu.ru,

²ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского,

³Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, kkkkk1987@mail.ru)

Рельеф и гравитационное поле центральной части моря Скоша

**Dubinina E.P.¹, Teterin D.E.², Grokholsky A.L.¹, Kokhan A.V.³,
Kurbatova E.S.³**

¹Museum of Earth Sciences MSU, ²GEOCHI RAS, ³Geographical faculty of the MSU)

Relief and gravity field of central part of Scotia Sea

Море Скоша располагается в пределах обширной плиты на стыке Южно-Американской, Антарктической, Тихоокеанской и Африканской плит. Непосредственно плиту Скоша можно разделить на три разнородных участка. Ее западная часть сформирована океанической литосферой, образованной на палеоспредиговом хребте Западном Скоша. В рельефе она выражена Западной котловиной моря Скоша. Восточная ее часть сформирована океанической литосферой, образованной на активном задуговом спрединговом хребте в тылу Южно-Сандвичевой зоны субдукции. В рельефе она выражена Восточной котловиной моря Скоша. Наиболее проблематичным является генезис литосферы и морфоструктур центральной части котловины моря [1, 2].

Центральная часть плиты Скоша состоит из ряда блоковых поднятий с предположительно континентальной корой различной степени утонения и разделяющей их системы бассейнов и котловин. Все они характеризуются различным рельефом поверхности дна и отражением в геофизических полях.

Рельеф южной части региона сформирован цепочкой блоков с глубинами вершинной поверхности от 1300-1400 до 1800 м. Плато Дискавери характеризуется глубинами в 1300-1600 м, плато Брюс – 1600-1800 м, Плато Пири – 1500-1700 м. Вершинная поверхность плато Дискавери и Брюса сильно расчленена грабенообразными впадинами глубиной 200-400 м и разбита на отдельные небольшие блоки. В пределах данных блоков наблюдаются выровненные морской абразией вершинные поверхности и отдельные вулканические горы с глубинами до 900-1500 м. Блок плато Пири характеризуется плоской выровненной вершинной поверхностью. В целом строение блоков асимметричное – с юга их структуры срезаются сбросовыми стенками разломов сдвиговой зоны южной окраины моря Скоша, а противоположная часть полого опускается к поверхности окружающих котловин. К северу и западу от плато Брюс наблюдаются крупные, краевые поднятия изометричной формы,

отделенные от основных структур плато широкими пологосклонными грабенами глубиной 200-400 м.

Плато Пир и Брюс отделяются друг от друга котловиной Дове с глубинами дна в 3600-4600 м. Согласно данным [3] котловина сформирована океанической корой, аккреция которой происходила в пределах рифтовой зоны в ее центральной части. В пределах бассейна Игльс с соавторами [3] выделяют систему симметричных линейных магнитных аномалий субмеридионального простирания от C16 до C18. Погружение коры на месте котловины началось около 50 млн. лет назад. Разрыв сплошности коры и начало спрединга они относят к этапу 40-41 млн. лет назад. Спрединг продолжался до времени 35-36 млн. лет назад и происходил с ультрамедленной скоростью порядка 13-14 мм/год. По другой модели [4] раскрытие бассейнов южной части Моря Скоша происходило в период 10-14 млн. лет назад. В рельефе осевой части котловины фиксируется гребневидная возвышенность гребня Гевара высотой 1-1,5 км. В северной его части наблюдается система линейных грабенов глубиной до 300-400 м. Морфологически рельеф северной части котловины Дове напоминает регион столкновения продвигающегося рифта с пассивной континентальной окраиной. Удинцев с соавторами [2] предполагают, что данный гребень имеет приразломную взбросовую природу.

Плато Брюса и Дискавери отделены друг от друга бассейном Скан. Его плоское дно располагается на глубинах 2500-3000 м и сформировано отложениями контуритовых осадочных дрифтов. Южная часть бассейна служит естественным проходом для холодных придонных водных масс моря Уэдделла. Согласно данным [5] мощность аккумулятивных образований в пределах плато достигает 500-800 м. Предположительно, его раскрытие происходило в тылу отмершей зоны субдукции Джейн, располагавшейся к востоку от плато Дискавери, в период 10-14 млн лет назад [4],

Рельеф региона к северу от 59° с.ш. сформирован значительно более погруженными и расчлененными плато и котловинами неясного генезиса. В северо-западной части рассматриваемого региона располагается система грабенов и поднятий под общим названием возвышенности Геттинген. В ее центральной и южной частях располагаются блоковые возвышенности, с вершинными поверхностями на глубинах 2,5-3,2 км. Они разделены системой грабенов субширотного простирания с глубинами дна 3,2-3,7 км. Южная часть возвышенности расчленена крупным грабеном Полярштерн с крутыми бортами высотой до 1,5 км и максимальными глубинами дна в 4-4,5 км. Грабен отделяет от основного массива возвышенности крупное поднятие субширотного простирания [2].

Южнее возвышенности Геттинген располагается холмистая равнина сформированная системой пологосклонных поднятий и впадин, ориентирующихся по азимутам 0°, 45° и 320-330°. Вершинные поверхности

данных форм располагаются на глубинах 2800-3200 м. В 400-500 км восточнее располагается субширотное блоковое поднятие Сев. Плато Брюса. Его вершинная поверхность располагается на отметках 2300-2600 м. От плато Брюса его отделяет засыпанный осадками прогиб шириной 200-300 км и глубиной дна около 3200-3400 м. От возвышенности Геттинген данный блок отделяется изометричной котловиной Шота с глубиной дна в 4000-4500 м [2].

В котловине Шота и в прогибе, разделяющем Южное и Северное плато Брюса, наблюдаются слабо выраженные линейные магнитные аномалии субширотного простирания. Баркер с соавторами [1] интерпретируют их как миоценовую последовательность аномалий возрастом 10-20 млн. лет. Иглс [6] интерпретирует их как последовательность мезозойских аномалий М7-М20. Согласно предположению Баркера данный участок коры сформировался в результате задугового спрединга в тылу действовавшей южнее субдукционной зоны. Гипотеза Иглса заключается в следующем. Данный фрагмент коры является заблокированным аллохтоном коры моря Уэдделла. При этом меньшая глубина дна в его пределах связана с последующим термическим «обновлением» - внедрением расплавов по разломам образованным в ходе рассеянного растяжения как отголоска спрединга на расположенных к западу и востоку спрединговых системах. Удинцев с соавторами [2] выдвигают гипотезу о формировании системы линейных аномалий в результате серпентинизации данного блока коры или внедрения базальтовых расплавов в ходе его погружения, также в результате рассеянного растяжения.

Вдоль западной границы Центральной части моря Скоша располагаются блок Сев. плато Дискавери. Его вершинная поверхность располагается на глубинах 1800-2000 м. От основного плато Дискавери блок отделяется грабеннообразным понижением с глубиной дна около 2200-2500 м. Еще севернее располагается система блоков с глубинами дна вершинных поверхностей в 2600-2800 м с пологими засыпанными осадками склонами и системой пологосклонных впадин глубиной 200-400 м. Здесь, как и в бассейне Скан, осадочный покров сформирован отложениями контуритов глубинных течений.

Для анализа особенностей гравитационного поля региона нами был использован грид аномального гравитационного поля в редукции Буге (плотность промежуточного слоя $2,75 \text{ г/см}^3$). С.Ю.Соколов [7] предположил, что изоаномала 175 мГал осуществляет демаркацию зон с утоненной континентальной и океанической и субокеанической корой. Были выделены ареалы со значениями гравитационного поля более -175 мГал. Все они совпали с вершинными поверхностями блоков южной периферии региона – плато Брюс, Дискавери, Пири, Сев. Плато Дискавери, что подтверждает их континентальную природу. Для сильнорасчлененных тектоническими нарушениями блоков плато Геттинген характерны

значения в -175 - -200 мГал, что говорит о предельном утонении их коры. В пределах Сев. плато Брюса ареал со значениями более -175 мГал был зафиксирован только в центральной, наиболее приподнятой части плато. Остальная его часть отличалась значениями в -175 - -200 мГал. Аналогичные значения были характерны для холмистых равнин к северу от плато Пири и к востоку от Сев. плато Дискавери.

Типично океаническая кора со значениями гравитационного поля в -275 - -300 мГал прослеживается в центральной части котловины Шота, в котловине Дове и в пределах котловины моря Уэдделла. Значения, близкие к океаническим – -250 – 275 мГал наблюдаются в пределах южной части котловины Шота и в прогибе, разделяющем плато Брюс и Сев. плато Брюс.

Исходя из предположения об изостатической компенсации весовых колонн в пределах блоковых поднятий центральной части моря Скоша, была предпринята попытка предварительного расчета степени утонения коры для блоковых поднятий региона. Для оценки средней глубины дна погруженных блоков коры региона использовался грид GEBCO_08 версии 20090202 [8]. В качестве эталона глубины границы Мохо были использованы данные [9], согласно им в пределах минимально утоненного микроконтинента о. Южная Георгия граница Мохо располагается на глубинах 30-31 км. Плотность континентальной коры принималась равной $2,75 \text{ г/см}^3$, плотность пород мантии – $3,3 \text{ г/см}^3$, плотность воды – $1,03 \text{ г/см}^3$, плотность осадков – $2,3 \text{ г/см}^3$. В зависимости от величины погружения блоков были получены следующие значения коэффициента β , равного отношению между установленной толщиной коры для отдельно взятого блока и принятым за эталон значением в 30,5 км для микроконтинента о. Южная Георгия. Для плато Пири и Дискавери $\beta=0,79 \div 0,80$, для плато Брюс – $\beta=0,70 \div 0,75$, для плато Северный Дискавери $\beta=0,70$, для южной части Сев. плато Брюс $\beta=0,62 \div 0,65$, для северной части Сев. плато Брюс $\beta=0,62$, для плато Геттинген $\beta=0,54 \div 0,62$. Частки сильно погруженных холмистых равнин к северу от плато Пири и к востоку от Сев. Плато Брюс относятся к участкам с максимально утоненной корой, для них $\beta < 0,55$ -0,60. Платообразные возвышенности Центральной части Моря Скоша можно выстроить в следующий ряд в зависимости от степени погружения и океанизации в порядке их возрастания (от более толстой коры до все более утоненной коры): плато Пири и Дискавери, плато Брюс, Сев. плато Дискавери, Сев. плато Брюс и плато Геттинген.

можно предложить предварительную типизацию морфоструктур региона в зависимости от характера их коры. Блоки плато и возвышенностей, вероятно, обладают континентальной корой различной степени утонения, испытавшей погружение различной амплитуды. Данные морфоструктуры являются погруженными реликтами обширного континентального массива [2]. Максимальная толщина коры характерна для плато Пири, Брюс, Дискавери и Сев. плато Дискавери, для них характерны минимальные

глубины и максимальные значения гравитационного поля более -175 мГал. Меньшая толщина коры характерна для Сев. плато Брюс. В его центральной части, вероятно, располагается небольшой массив сильно утоненной континентальной коры, для других его частей характерны большие глубины и значения гравитационного поля в -175 - -200 мГал. Блок плато Геттинген подвергся наибольшей деструкции и утонению – он не образует единого массива в рельефе региона, для него характерны значения гравитационного поля -200 - -250 мГал. Дно котловины Дове и центральной части котловины Шота сформированы океанической корой, Участки бассейна Скан и прогиба разделяющего северное и южное плато Брюса отличаются значительной мощностью осадочного покрова, их кора также, вероятно, обладает океаническим генезисом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barker P., Dalziel I., Storey B. Tectonic development of the Scotia arc region // *The Geology of Antarctica*. Oxford, Clarendon Press, 1991. P. 215-248.
2. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год*. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66-90.
3. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // *Earth and Planet. Sc. Let.* 2006. V. 206. P. 343-353.
4. Maldonado A., Balanyá J., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // *Mar. Geophys. Res.* 2000. V. 21. № 1. P. 43–68.
5. Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // *Palaeog. Palaeocli. Palaeoc.* 2003. V. 198. P. 187–221.
6. Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // *Geophysical Journal International*. 2010. V. 183 № 2. P. 587-600.
7. Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // *Геотектоника*. 2009. № 1. С. 23-38.
8. GEBCO_08 grid, ver. 20090202, <http://www.gebco.net>
9. Kimbell G.S., Richards P.C. The three-dimensional lithospheric structure of the Falkland Plateau region based on gravity modeling // *Journal of the Geological Society*. 2008. V. 165. № 4. P. 795-806.

The relief of the central part of Scotia Sea was studied. We made preliminary estimations of crustal thickness of thinned continental blocks comprising this area using gravity field and bathymetry. According to our data we propose this region to be a part of ancient destructed continental area.

Дунаев Н.Н.

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

Фактор новейшей тектоники в развитии морских берегов

Dunaev N.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The neotectonics factor of the seas shores development

Берега морей образуют морфосистему, которая определяется комплексом элементов рельефа, созданных процессами и явлениями природного и антропогенного происхождения. В их числе ведущее значение принадлежит климату и таким особенностям зоны сопряжения суши и акватории, как геологическое строение, новейшая тектоника и производным от них её исходному рельефу и гидрологическому режиму соответствующей акватории. При этом новейшая тектоника или *ниатектоника* (греч. *viata-yonost'*) как один из главных факторов природных изменений на Земле является наиважнейшим компонентом, контролирующим состояние и развитие берегов. В данной работе принимается, что понятие новейшая тектоника допускает при исследованиях *свободный* выбор временного диапазона в рамках неотектонического периода соответственно решаемой задаче. Последний характеризуется скользящей, но в региональном плане фиксированной, нижней границей, определяемой временем деформации наиболее молодой поверхности выравнивания соответствующей территории.

В результате *ниатектонических* исследований наблюдается не столько сам процесс в виде механических перемещений различных объемов земного вещества в тектоносфере Земли, отражающихся в изгибах и разрывных деформациях приповерхностного горизонта земной коры и движениях её отдельных участков, сколько его суммарный результат, когда выявляются элементы тектонической структуры этого горизонта, прямо или косвенно отраженные в рельефе и молодых отложениях, а также связанные с особенностями ландшафта и проявления экзогенных морфо- и литодинамических процессов. Активизируя более ранние и создавая новые пликативные и дизъюнктивные положительные, отрицательные и линейные структурные формы, новейшая тектоника детерминирует исходные неровности земной поверхности, через которые, контролирует распределение областей сноса и седиментации, а следовательно развитие денудационного и аккумулятивного рельефа, формирование литологических разновидностей и мощностей отложений, механические свойства осадочного материала и пути его транзита, предопределяет флюидопроницаемость литосферы и тепловые свойства грунтов, особенности гидрологического режима, местоположение геопатогенных зон, опосредованно детерминирует местоположение барьеров и магистралей горизонтальных потоков вещества. Она контролирует пути миграции и

места накопления загрязняющих веществ (*кознантов*), обуславливает основные экзогенные берегоформирующие процессы (пассивное затопление суши, размыв, абразию, перестройку дельт и др.), их интенсивность, пространственное распределение, направленность эволюции береговой зоны по трансгрессивному или регрессивному пути, аккумулятивному или абразионному сценарию, опережая по своей значимости, особенно в высоких географических широтах с их коротким безлёдным периодом, роль климата. Новейшая тектоника предопределяет общую конфигурацию береговой линии и соответственно её экспозицию к волновому воздействию акваторий, ширину и уклоны подводного берегового склона, степень устойчивости его участков, особенности субаквального макро – и мезорельефа, через которые контролируют трансформацию энергии в зоне взаимодействия воды акваторий с их дном и с суши и соответственно направленность движения наносов волнового поля. При тектонических деформациях дна изменяется направление волновой равнодействующей, что и приводит к изменению характеристик потока наносов в береговой зоне. Опосредованно новейшая тектоника влияет на способ формирования донных осадков: потоковый, волновой, эксвивизный (лат. *exido*-падать, выпадать, *visis*-друг за другом, поочерёдно) - вертикальное выпадение осадочного материала «частица за частицей» и др. Следует подчеркнуть, что исходным уклонам земной поверхности принадлежит особое место. В них, как отмечал В. Пенк [1], содержится не столько климатическая, сколько тектоническая информация и они не зависят от климатического пояса и расположения в пространстве. Иногда достаточно, например, поверхности перемещающегося с перекосом по вертикали тектонического блока изменить уклон на 0,001, как абразионный сценарий развития береговой зоны (БЗ) в его пределах сменится аккумулятивным или наоборот. С увеличением тектонически обусловленной крутизны склонов, уменьшается их устойчивость к негативным экзолитодинамическим процессам. Это относится и к склонам, испытывающим повышенные скорости тектонического поднятия. Последние считаются значительными уже при величине 1мм/год. Скорость вертикальных тектонических смещений является также решающей в формировании подтипов берегов, размеров и конфигурации береговых аккумулятивных форм [2]. С увеличением скорости поднятия усиливаются и экзогенные субаэральные береговые литодинамические процессы, прежде всего обусловленные гравитацией. Тектонически созданное залегание горных пород в приурезовой зоне может как препятствовать деградации берега, так и способствовать его разрушению.

Акватория по-разному воздействует на сходный геологический субстрат в пределах различных структурно-тектонических образований и их элементов и разной направленности и интенсивности вертикальных движений соответствующих участков береговой зоны. Поэтому не

случайно, что генеральные очертания береговой линии, как правило, имеют структурно-тектоническую природу, а определённый тип берегов приурочен прежде всего именно к районам с той или иной направленностью тектонических движений, а не к их литологическим особенностям [3]. Последние, как и климат, влияют лишь на скорость береговых процессов. Новейшая тектоника предопределяет дискретность морфолитодинамических обстановок БЗ и локализует наиболее выдержанные их границы. Поэтому районирование берегов рекомендуется в первую очередь производить по различию тектонической структуры и характеру голоценовых тектонических движений. Только структура является наиболее четким критерием внутренней упорядоченности (организации) природных систем, позволяя выявлять их целостность и соответственно оконтурить потенциально опасные участки. Изучение новейших структурно-тектонических элементов, их границ, размеров, уклонов, ориентации, особенностей сменяемости в пространстве, направленности и скорости движения представляет важнейшую задачу, особенно для установления возможного проникновения акватории на сушу и тенденции динамического развития тех или иных участков БЗ.

Одной из форм проявления новейшей тектоники, обуславливающей места и интенсивность разрешения создаваемых ею напряжений в приповерхностных горизонтах земной коры, является сейсмичность – следствие деформаций земной коры, прочность пород которой в данном месте оказалась меньше накопившихся в её толще напряжений вследствие нарушения гравитационного равновесия. Наиболее опасны в сейсмическом отношении зоны крупных разломов, узлы пересечения, изломы (резкие изгибы) линеаментов земной коры, а также растущие тектонические поднятия и др. В свете изложенного и с учётом того, что процессы морфолито-и тектогенеза идут одновременно со специфической выраженностью первых в субаэральных и субаквальных условиях, можно заключить, что для понимания происходящих в береговой зоне процессов изучение региональной новейшей тектоники является насущной необходимостью, актуальность которого трудно переоценить.

Изложенным предполагается обратить внимание на то, что без учета новейшей тектоники значимость исследований в пределах БЗ резко снижается. Поэтому неотектонические построения должны быть неотъемлемой их частью, элементом унифицированной базы данных ГИС «Берега водных объектов». Сведения о новейшей тектонике помогают выяснению причинно-следственных отношений в литодинамических процессах БЗ, организации берегозащиты, созданию рациональных программ КУПЗ и др. Необходимость неотектонических изысканий при изучении береговой зоны отмечали выдающиеся её исследователи, в том числе основоположник российской научной школы о морских берегах В.П. Зенкович [4] и основатель российской школы литодинамики БЗ

В.В. Лонгинов [5].

При прогнозе развития морских берегов есть фундаментальное ограничение в виде исходных позиций и конкретных условий соответствующей территории. Широко применяемое в настоящее время математическое моделирование имеет смысл только тогда, когда эти позиции на прогнозируемый период времени остаются неизменными. Иначе оно справедливо лишь для того места и того момента времени, применительно к которым оно выполнялось и будет похоже на существующий ныне подход к прогнозу погоды. В этой связи роль новейшей тектоники и необходимость её учета выступают на первый план, поскольку до тех пор, пока в недрах Земли функционирует мощный тепловой котёл, на её поверхности нет и не будет стабильного покоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.
2. Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: МГУ, 1977. 175 с.
3. Лукьянова С.А., Холодилин Н.С. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1975. № 1. С. 48-54.
4. Зенкович В.П. Основные направления исследований прибрежной зоны морей в СССР // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964. С. 3-13.
5. Лонгинов В.В. Современные представления о динамике береговой зоны моря//Тр. Океаногр. Комисс. АН СССР. 1962. Т. 10. Вып.3. С. 102-112.

The very important role of the newest tectonics in an orientation and features of display of coastal processes of seas and necessity of neotectonic researches in planned development of their shores is discussed.

Железнов А.М.

(Факультет географии и геоэкологии СПбГУ, Санкт-Петербург, zhelezi@yandex.ru)

К проблеме изучения морфологии внутренних океанических комплексов районов нетрансформных смещений осевой зоны Срединно-Атлантического хребта
Zheleznov A.M.

(St.-Petersburg State University, St.-Petersburg)

Problems of geomorphology of oceanic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge

В последние годы внимание многих морских геологов приковано к исследованиям скоплений гидротермальных полиметаллических сульфидов (ГПС), как к рудопроявлениям, которые потенциально могут стать альтернативой истощаемым континентальным месторождениям. Непосредственно российскими учёными (из ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология и др.) в ходе рейсов НИС «Профессор Логачёв» были открыты скопления ГПС в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ, проявления Логачёв, Ашадзе, Краснов, Семёнов, Зенит-Виктория и др.).

Параллельно с этим рядом учёных, преимущественно зарубежных, проводились исследования тектонических условий, в которых формировались подобные скопления сульфидов. Были выявлены [1] специфические комплексы форм рельефа, которые ориентированы в крест простиранию оси САХ. На таких участках, хорошо заметных на батиметрических картах в виде своеобразных «гор», сторона, обращённая к оси хребта (или трансформного разлома), выположена и отличается специфичным бороздчатым микрорельефом. При этом по этому склону обнажаются более глубинные породы, чем в соседних районах, сформировавшихся в условиях симметричного растяжения рифта. Всё это позволяет предположить, что данный склон является поверхностью срыва, создаётся эффект «тектонического окна», условия формирования которого отличаются от общепринятой модели симметричного спрединга.

Структура рифтовой зоны в этих районах скорее соответствует структуре detachмента (поверхности срыва растяжения), чем грабена (ступенчатого или даже ассиметричного) по аналогии с хорошо изученными континентальными офиолитами [2]. Аналогичные detachменты широко известны в районах предполагаемых палеорифтов (например, в Припятском прогибе, в Неваде, на Кипре и других районах). При этом вопросы о природе, геометрии и глубине проникновения океанических detachментов в настоящее время остаются открытыми.

По разлому detachмента в изученных районах САХ под углом не более 15-30° обнажаются гофрированные куполовидные массивы, которые сложены основными и ультраосновными породами (частично

серпентинизированными перидотитами, габбро и диабазами). Изначально предполагалось, что подобные структуры могут возникать только по краям сегментов разного порядка у медленноспрединговых хребтов (то есть преимущественно в зонах сочленения рифтовой долины с трансформными разломами), но последние исследования показывают, что подобные массивы могут занимать до 50% [3], а по некоторым оценкам и до 60% [4] площади дна рифтовой долины на медленноспрединговых хребтах.

Такие куполообразные структуры на океанском дне вызывают активный интерес в научном сообществе в связи с целым комплексом нерешённых проблем из областей океанологии, тектоники, геологии глубинных пород, геотермии, геохимии, морской биологии и, конечно, геоморфологии срединно-океанических хребтов. В зарубежной литературе они получили название *Oceanic core complexes* [5] или *megamullins* [1]. Их можно считать тектоническими окнами к глубинным породам и локальным деформациям осевой зоны САХ, а комплекс подробных геофизических и геоморфологических исследований этих структур может привести к пересмотру целого ряда представлений о тектонике Мирового океана.

Зарубежными специалистами за последние годы были организованы специальные научные сессии по обсуждению различных аспектов исследований зон нетрансформных смещений рифтовых долин СОХ на научных конференциях Американского и Европейского Геофизических союзов, Американской Геологической ассоциации, а также специальная конференция «AGU Chapman Conference on Detachments in Oceanic Lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow, and Ecosystems» на Кипре в мае 2010 года. Количество публикаций за рубежом в известных журналах о внутренних океанических комплексах (перевод англоязычного термина “*oceanic core complex*” по Силантьеву С.А.) уже достигло нескольких десятков (а общее и первых сотен), в то время как российские специалисты заметно отстают в вопросах комплексного (океанологического, геологического, химического, биологического) систематического изучения проблемы.

В свою очередь геоморфологические исследования в сочетании с геохронологическими датировками могут помочь как в геодинамическом моделировании, так и в прикладных вопросах изучения законов формирования гидротермальных проявлений на поверхности дна (как уже хорошо изученных проявлений, например, ТАГ или Логачёв, так и новых, которые ещё предстоит открыть). По оценке ряда исследователей [6], визуальный анализ цифровой модели рельефа по результатам детальных промеров дна позволяет более точно определить положение внутренних океанических комплексов, чем геофизические исследования или геологическое моделирование: поднятые перпендикулярно оси рифтовой долины куполовидные структуры размером до первых десятков километров могут говорить о вероятном наличии гидротермальных проявлений и

выходов глубинных пород, а выровненный пониженный рельеф об обратных процессах.

Наиболее значимым вкладом отечественной науки в изучение океанических детачментов внесён коллективом петербургских геологов, геохронологов и геоморфологов, которые проводят исследования с использованием датировок возрастов образцов гидротермальных проявлений при их строгой привязке к батиметрическому положению и геологическому обрамлению. Благодаря точному определению возраста при $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировании можно говорить [7] о закономерностях расположения более древних гидротермальных проявлений на поверхности дна вблизи оси САХ и более молодых на удалении от него для одного и того же внутреннего океанического комплекса. Это подтверждает важность изучения районов нетрансформных смещений рифтовой долины и позволяет строить обобщённые геодинамические модели для подобных структур даже без подробных сейсмических исследований и дорогостоящего бурения.

Подготовка доклада проводилась в лаборатории «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана» СПбГУ в рамках работ по Гранту Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских ВУЗах № 11.G34.31.0025. Значительную помощь в исследовании оказали профессора СПбГУ Г.А. Черкашёв, В.Ю. Кузнецов и А.И. Жиров, а также сотрудники Полярной Морской Геолого-разведочной экспедиции В.Е. Бельтенёв, И.И. Рождественская и многие другие коллеги автора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tucholke B.E., J. Lin, M.C. Kleinrock Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103(B5). P. 9857–9866.
2. John B., Cheadle M. Oceanic and Continental Detachment Fault Systems: How Similar Are They? // *AGU Chapman Conference on Detachments in Oceanic Lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow, and Ecosystems.* 2010.
3. Smith D.K., Cann J.R., Escartin J. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13 degrees N on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 2006. V. 442. P. 440–443.
4. Cheadle M., Grimes C. To fault or not to fault // *Nature Geosciences.* 2010. V. 3. P. 454–456.
5. Blackman D.K. et al. Geology of the Atlantis Massif (MAR30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex // *Mar. Geophys. Res.* 2002. V. 23. P. 443–469.
6. Cannat M., Sauter D. et al. Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges // *Earth and Planetary Science*

Letters. 2009. V. 288. P. 174-183.

7. Kuznetsov V., Maksimov F. et al. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ chronology of ore formation within the Semyeonov hydrothermal district ($13^{\circ}31'\text{N}$) at the Mid-Atlantic Ridge // *Geochronometria*. 2011. V. 38(1). P. 72-76.

Oceanic core complexes are very important objects for modern marine geomorphology because they represent main part of the largest hydrothermal systems and mineral deposits at mid-ocean ridges. Oceanic core complexes may expose lower crustal and mantle rocks. At slow-spreading Mid-Atlantic ridges, these structures may form up to half of the rift valley seabed.

Завьялов И.Н.

(Московский физико-технический институт (государственный университет))

**Особенности распространения гравитационного
взвесенесущего потока при наличии активного
массообмена с донными осадками**

Zavyalov I.N.

(Moscow Institute of Physics and Technology)

**Features of spreading of gravitational mud flow in the presence
of active mass transfer from bottom sediments**

В природе гравитационные взвесенесущие потоки довольно распространенное явление [1], причем данные потоки могут достигать катастрофических масштабов. Наиболее известен поток, возникший на Большой Ньюфаундлендской банке в 1929 г., приведший к серии обрывов трансатлантических линий связи [2].

Гравитационные придонные потоки можно разделить на термохалинные и взвесенесущие (или мутьевые). Термохалинные потоки образуются из воды, имеющей более низкую температуру или более высокую соленость, чем окружающая (фоновая) вода. Во взвесенесущих потоках более высокая плотность достигается наличием внутри потока мелких частиц осадочных пород.

В научной литературе вопросам исследования гравитационных потоков в лабораторных условиях посвящено много работ [3-6]. Эти исследования дали ответы на очень большое число вопросов о зарождении и развитии плотностных гравитационных потоков. Однако до сих пор остается слабо исследованным механизм вовлечения в плотностной поток окружающей жидкости и твердых частиц донных пород. Особенности движения гравитационного потока, распространяющегося при активном массообмене с донными осадками, также мало изучены. Кроме того, затруднительны надежные количественные оценки массы вовлекаемых в движение и переносимых вниз по склону донных осадков. Важным вопросом является вопрос о физике развития катастрофически сильных мутьевых потоков, особенно в их головной части.

В данной работе было проведено лабораторное моделирование распространения гравитационного потока вдоль дна с учетом активного массообмена с донными осадками.

Запишем закон Ньютона для некоторой выделенной области потока:

$$\frac{d}{dt} \iiint_V \rho \vec{u} dV = +g \sin \alpha \iiint_V \rho dV - \oint_S \mu \left(\frac{\partial u}{\partial n} \right) dS - \oint_S u_n u \rho_b dS, \quad (1)$$

($\vec{u}$, ρ и V – скорость, плотность и объем взвесенесущего потока, g –

ускорение свободного падения, $\sin \alpha$ - угол наклона дна, μ - коэффициент вязкости, u_n - скорость частиц дна направленная перпендикулярно поверхности потока, или скорость завлечения в движение донных осадков, ρ_b средняя плотность донных отложений (включая запечатанную в осадках воду).

Где в правой части первый член, это сила тяжести, второй член сила вязкого трения о дно и окружающую воду, третий член связан с вовлечением в движение донных осадков, в данной работе эту силу будем называть реактивной.

В эксперименте оказалось, что движение вниз по склону выделенной области происходит с постоянной скоростью, а геометрические размеры выделенной области не претерпевают изменений в масштабе отклонения от некоторой средней величины, таким образом, левую часть уравнения можно приравнять к нулю. Общую силу сопротивления потоку можно разбить на силу сопротивления связанную с внешней средой и силу трения о дно. В работе [7] было показано, что для дна, которое может увлекаться в движение вместе с потоком, сила поверхностного напряжения не может

превышать некоторой критической величины $\tau_{кр}$ связанной с пределом взмучивания материала дна. Силу сопротивления внешней среды можно

оценить $\iint_{S \subset S_b} \mu \left(\frac{\partial u}{\partial n} \right) dS = \chi \frac{\rho u^2}{2} S_c$, где χ - некоторый коэффициент, связанный с формой обтекаемого тела, S_c - максимальная площадь сечения тела плоскостью перпендикулярной вектору скорости тела.

Для определения общей тормозящей силы нужно было бы еще учитывать силу связанную с захватом фоновой воды, но из экспериментальных наблюдений видно, что в процессе движения потока захват фоновой воды происходит в задней части потока, а захват донных осадков в головной, что позволяет предположить, что именно захват донных осадков оказывает основное тормозящее влияние на взвесенесущий поток.

Для простоты будем считать, что плотность взвесенесущего потока постоянна по объему потока. Заменяем интегрирование произведением средних величин по объему на объем и средних величин по площади на площадь. С учетом всего выше сказанного уравнение (1) примет форму:

$$g \sin \alpha \delta \rho (hl) = u_n u \rho_b l + \chi \frac{\rho u^2}{2} hL + \tau_{кр} l$$

Без учета сил трения вообще данная формула существенно упрощается:

$$g \sin \alpha \delta \rho h = u_n u \rho_b$$

Экспериментальная установка представляет собой оптически прозрачный канал квадратного сечения со стороной 81 мм. Данный канал можно устанавливать под различные углы наклона в диапазоне от 10 до 30 град. В качестве взвеси использовался молотый полистирол с плотностью 1.08 г/см^3 .

Скорость распространения передней кромки такого потока, остается постоянной практически на всем промежутки движения. Причем погрешность в определении скорости движения такого потока не превышает 2%. Графики зависимости перемещения передней кромки потока от времени см. рис. 1.

По полученным снимкам также можно оценивать скорость роста выбегающего вперед языка. Рост языка, в основном, осуществляется за счет вовлечение в движение донных осадков. Для проверки этого факта изучалось движение взвесенесущего потока без вовлечения донных осадков, то есть движение взвесенесущего потока по гладкому дну. В ходе этих экспериментов было установлено, что выбегающий из потока язык, практически не увеличивается в размерах. Поэтому скорость роста выбегающего языка можно считать скоростью вовлечения в движение донных осадков, обозначенную в теоретической части символом u_n . График зависимости высоты языка от времени см. на рис. 2. Из данных графиков видно, что скорость вовлечения в движение донных осадков можно считать постоянной, по крайней мере во время формирования новой головной части.

Оценить $\tau_{кр}$ для экспериментов проводимых в данной работе можно из того факта, что молотый полистирол, используемый для моделирования донных осадков, теряет устойчивость на дне при угле наклона 32-33 градуса. Таким образом $\tau_{кр} \approx gh_b \delta \rho_b \sin \alpha_{кр}$, где h_b - толщина донных отложений, $\delta \rho_b = \rho_b - \rho$. Толщина донных отложений равнялась примерно 0.5 см, таким образом $\tau_{кр} \approx 0.2 \text{ Па}$. Для оценки коэффициента χ применялся коммерческий пакет программ FlowVision и изучалось вязкое сопротивление твердых тел с формой и скоростью движения близких к получаемым в лотке потокам. Результаты численного счета показали, что данный коэффициент лежит в диапазоне значений (0.17;0.24) в зависимости от параметров тела. Для численных оценок будем считать, что $\chi = 0.2 \pm 0.04$. График отношения реактивной силе вовлечения донных осадков к силе тяжести см. рис. 3, график отношения реактивной силы вовлечения донных осадков и сил трения к силе тяжести см. рис. 4.

Выводы:

- В рассмотрение задачи о распространении гравитационных потоков включена реактивная сила сопротивления донных осадков.

• В лабораторном моделировании было показано, то основной тормозящей силой действующей на взвешенный поток, распространяющийся при активном массообмене с донными осадками, является реактивная сила торможения, около 80%, и лишь 20% приходится на силу трения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войтов В.И., Соловьев А.В., Ястребов В.С. Гидрофизические исследования придонного слоя океана (обзор) // Океанология. 1989. Т. 29. № 6. С. 885-898.
2. Kuenen Ph. H. Estimated size of Grand Banks turbidity current // Amer. J. Sci. 1952. V. 250. P. 874-884
3. Зацепин А.Г., Костяной А.Г., Семенов В.И. Осесимметричное плотностное течение на наклонном дне во вращающейся жидкости // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 339-346.
4. O'Brien J. S., Julien P.Y. Laboratory analysis of mudflow properties // J. of Hydraulic Engineering. 1988. V. 114. № 8. P. 877-887.
5. Major Jon J., Richard M. Iverson Debris-flow deposition: Effects of porefluid pressure and friction concentrated at flow margins // Geological Society of America; 1999. V. 111. № 10. P. 1424-1434;
6. Major Jon J. Gravity-driven consolidation of granular slurries implications for debris-flow deposition and deposit characteristics // J. of Sedim. Res. 2000. V. 70. № 1. P. 64-83;
7. Григорян С.С. Новый закон трения и механизм крупномасштабных горных обвалов и оползней // ДАН СССР. 1979. Т. 244. № 4. С. 46-50.

Capture the sediment in movement of the flow is the major factor affecting the evolution of near-bottom flow. In this work was supposed that 3 forces (gravitational, frictional and reaction) affect the flow. This assumption was verified by the experiment.

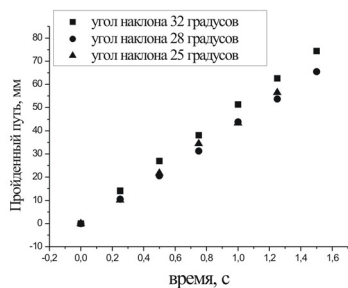


Рис. 1. графики зависимости пройденного пути передней кромки мутьевого потока от времени

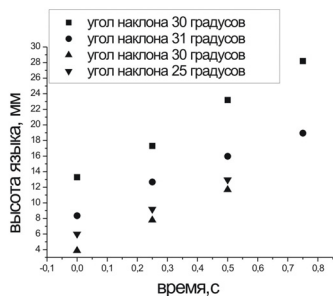


Рис. 2. изменение высоты выбегающего вперед потока языка в зависимости от времени

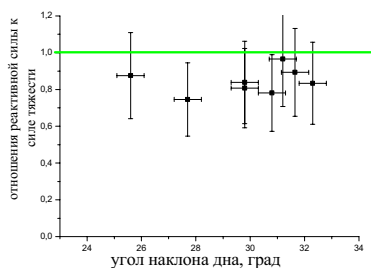


Рис. 3 отношение реактивной силы вовлечения донных осадков к силе тяжести

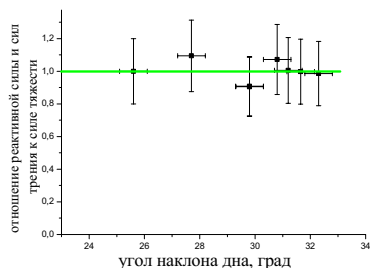


Рис. 4 отношение реактивной силы вовлечения донных осадков и сил трения к силе тяжести

Иваненко А.Н.¹, Шишляев В.В.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, aliv54@ocean.ru;

²МГРИ-РГГРУ им.С. Орджоникидзе, Москва, shishlyaev@yandex.ru)

Новый способ локализации источников потенциальных полей

Ivanenko A.N.¹, Shishlyaev V.V.²

(¹Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²Russian State Geological Prospecting University, Moscow)

New approach for localization the sources of potential fields

Алгоритмы автоматического определения положения и типа источников потенциальных полей получили широкое развитие в последние два десятилетия в связи с многократно возросшими объемами и качеством геофизических изысканий, в том числе и на акваториях. Большинство современных алгоритмов для решения задач локализации источников можно разделить на две группы – одни из них основаны на решении однородного уравнения Эйлера для поля и/или его различных производных, другие - на вейвлет-преобразовании. К недостаткам методов, основанных на эйлеровской деконволюции, относится их невысокая чувствительность к соответствию модели источника реальности – в принципе, решения (в смысле наименьших квадратов) находятся для любого фрагмента поля. В результате получаются кластеры положения возможных источников поля, соединенные «цугами» физически бессмысленных решений и возникает необходимость задействовать специальные алгоритмы распознавания и дискриминации полученных решений. Вейвлет-алгоритмы дают хорошее разрешение источников поля по латерали, однако для вертикального их картирования также необходимо использование полуэмпирических способов обработки вейвлетграмм. Нами предлагается принципиально новый способ профильного картирования источников потенциальных полей, названный нами «деконволюцией источника», основанный на обратной фильтрации измеренного поля непосредственно в функцию его источника.

В теоретической части показано, что аномалии потенциальных полей на профиле можно представить в виде сверток функций источника с соответствующей функцией Грина, зависящей от типа поля. Все функции элементарных источников определяются как соответствующие производные дельта-функции по направлению. Функции источников с нецелочисленными структурными индексами определяются через обобщенные производные с помощью Фурье-преобразования. В результате становится возможным рассматривать потенциальное поле от источника на фиксированной глубине как выход линейной системы с известной передаточной характеристикой и найти обратный фильтр, переводящий поле в функцию источника. Имея набор таких фильтров для известного

априори диапазона распределения глубин, можно найти в данной точке профиля глубину до источника как глубину, для которой отклик фильтра максимально подобен теоретической функции источника. В качестве меры подобия нормированного отклика фильтра и входной теоретической функции источника нами использован коэффициент корреляции между ними. Применение такого набора фильтров ко всем точкам профиля приведет к его сканированию по вертикали и горизонтали. Рассчитав коэффициент подобия для всех точек профиля и всего диапазона возможных глубин, получим в результате матрицу, которую по аналогии с вейвлетграммой мы назвали истокограммой (sourcegram). Местоположению источников поля будут соответствовать локальные максимумы истокограммы, последняя естественным образом отображает геологию среды.

При численной реализации метода нами использована возможность построения устойчивых обратных фильтров с учетом фактического уровня помех в исходных полях через псевдоинверсию матрицы данных.

Многочисленные расчеты на модельных примерах показали очень высокое разрешение и эффективность метода в случае адекватном выборе типа источника поля. Выполнено также сравнение предлагаемого метода с традиционными способами на реальных данных, где он показал лучшие результаты. Для сложноустроенных сред необходимы дальнейшие исследования с целью разработки способов настройки метода на оптимальный выбор типа источника и его интеграцию в общую систему решения обратной задачи.

Работа проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта №11-05-00280.

A new approach for localization the source of potential fields is presented here. We're using the expression of anomaly fields as convolution of source function and corresponding Green's function. Inverting this expression for various source's depth allows to construct the family of the inverse filters. Responses of this filters gives the family of estimating source's functions, then we find their similarity with theoretical source's functions. Scanning profile in horizontal and vertical direction yield to a matrix of these correlations, we call it "sourcegram". The locations of field sources are marked as local maximums on this image. The resolution and accuracy of our method is better than Euler's deconvolution and wavelet's based algorithms.

Ильин А.В.

(Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева, Москва, alexander_ilyin@mail.ru)

Основы геоакустического моделирования дна океана

Ilyin A.V.

(Acoustic Institute, Moscow)

The bases of the sea floor geoacoustic modelling

Геоакустическое моделирование является важнейшим направлением акустических исследований Мирового океана. Моделирование предполагает создание моделей распределения акустических параметров для конкретных областей морского дна или в целом для океана [1]. Подобные модели используются в расчётах акустических полей, ибо любые акустические сигналы испытывают влияние дна. Без учёта этого влияния невозможно спрогнозировать дальнейшее распространение звука и оценить предельные дистанции действия различных акустических средств.

Существуют два направления исследований, связанных с решением проблемы геоакустического моделирования – формальное и геологическое. Первое реализуется путём представления акустических параметров дна океана в узлах (точках) регулярной пространственной сети. Второе основывается на описании сравнительно однородных геологических объектов (ареалов), в рамках которых геоакустические параметры меняются незначительно. В тех или иных сочетаниях подобные ареалы повторяются на пространствах дна океана, представляя характерные типы дна [3,4].

Представление дна океана, как совокупности типизированных ареалов более логично, нежели формальный подход к геоакустическому моделированию. Геологических данных неизмеримо больше, нежели акустических, и при выявлении строгих корреляционных связей между ними объём геоакустической информации возрастает неизмеримо.

С позиций геологического направления геоакустических исследований дно океана следует рассматривать как триединый природный объект, существующий в трёх ипостасях – геометрической, вещественной и структурной. Геометрическая субстанция воплощается в рельефе, вещественная – в рыхлых донных осадках, залегающих на границе вода-дно, а также породах акустического фундамента, обнажающихся на поверхности дна, и, наконец, структурная – во внутреннем строении дна океана. Такое тройственное сочетание генетически разнородных природных субстанций создаёт единую геологическую среду, реагирующую на акустические сигналы одномоментно. То есть, акустические сигналы, взаимодействующие с дном, представляют суперпозицию сигналов, отражённых (преломлённых, рассеянных) одновременно от трёх упомянутых компонентов среды. Разделить три генеральных "субъекта" дна по акустической эффективности затруднительно, но необходимо, чтобы в конкретной ситуации понимать значение каждого из них.

Легче всего это сделать для донных отложений, залегающих на поверхности дна. Они давно классифицированы по гранулометрическому и вещественно-генетическому составу с выявлением основных типов донных отложений [2]. На базе корреляционных связей с акустическими параметрами (скоростями звука, плотностью пористостью и др.) типы донных отложений надёжно представляются в новом качестве – типизированных геоакустических моделей, обусловленных в данном случае литологией донных осадков.

По такому же сценарию намечается и геоакустическая типизация рельефа дна. В общем виде типы рельефа представлены на геоморфологических картах. Это рельеф срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин, холмистых зон и др. Они охарактеризованы количественными характеристиками – показателями горизонтального и вертикального расчленения, средними углами наклона, статистическими параметрами. Выявлены соответствия потерь акустической энергии упомянутым геоморфологическим зонам. Особенно велики потери энергии в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Срединно-Атлантический хребет (САХ) является важнейшей акустической границей, разделяющей западную и восточную акватории океана. При дальнем распространении звуковых волн изменчивость характеристик рельефа рифтовых зон, по простиранию САХ, играет едва ли не решающую роль в прогнозировании предельных дистанций действия разнообразных акустических средств. Следовательно, практическое значение данных по рельефу дна для акустики океана очевидно. Другими словами, можно говорить о морфологической типизации геоакустических параметров.

Следует отметить также некоторые особенности внутреннего строения дна океана, учёт которых имеет первостепенное значение при использовании низких акустических частот. Общие черты внутренней структуры дна океана определяются сочетанием генеральных слоёв океанической земной коры – осадочной толщи (слой 1), вулканических базальтов (слой 2), базальтового слоя (слой 3) и ультраосновных пород акустического фундамента.

Главными параметрами осадочной толщи, с позиций акустики океана, являются мощность (толщина), характер слоистости и степень уплотнения. Благодаря DSDP стали известны основные геоакустические параметры – градиенты физических и акустических свойств – скоростей звука, плотности, пористости. Выявлена пилообразная изменчивость этих свойств на фоне генерального тренда, границы рыхлых, полуконсолидированных и консолидированных осадков, связанных с додиагенетическими и диагенетическими преобразованиями в осадочной толще. Совокупность данных по разнообразию характера расслоения осадочного чехла позволила сделать вывод о том, что любая акустическая частота найдёт свой масштаб слоистости (3) Каротажные исследования в скважинах DSDP акустического

фундамента показали характер изменчивости геоакустических параметров с глубиной. Все эти достижения позволяют говорить о существовании элементов геоакустической типизации внутреннего строения земной коры океана, иначе – структурной типизации. Но всё же, в этом направлении успехи пока менее заметны, нежели в разработке проблемы литологической и морфологической типизации.

Для геоакустического моделирования привлекаются три группы данных – непосредственные измерения, анализ и систематизация данных, существующих в отчётах, статьях, монографиях и сведений, полученных в результате прогнозирования, выполненного на основе корреляционных связей акустических и геологических параметров. Три источника данных воплощаются в трёх составных частях геоакустического моделирования – литологической, морфологической и структурной типизации дна океана. Совокупность значений акустических и геологических параметров позволяет сделать вывод, что на современном отрезке времени достигнут определённый уровень геоакустического моделирования дна океана, который позволяет уже сейчас рассчитывать на создание прогнозных геоакустических моделей для любого района океанического дна. Их можно назвать базовыми (основополагающими) моделями поскольку диапазон значений внутри типизированных ареалов пока достаточно широк.. Современный уровень моделирования был достигнут в ходе обобщения огромного разнообразного материала геологических и акустических исследований.[5]. По этой причине достигнутый уровень, в рамках методологических и методических возможностей, будет, в дальнейшем, повышаться сравнительно медленно, поскольку, благодаря типизации данных произошло определённое насыщение данными. Важнейшую роль в этом сыграло понимание основных закономерностей развития природных процессов на дне океана. Отметим, что такая теоретическая концепция как тектоника литосферных плит работает на геоакустику дна океана более капитально, чем любые сугубо практические подходы к решению проблемы. Но тем не менее основные надежды на детализацию данных связываются с крутым поворотом, скачком в получении массового материала, как это произошло, например, с батиметрией и гравиметрией дна океана благодаря альтиметрическим измерениям из космоса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №10-05-00196а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов С.Б., Ильин А.В. Концепция геоакустического моделирования дна океана // Проблемы геоакустики: Методы и средства. Сборник трудов под ред. В.С. Ямщикова. Издательство Московского государственного Горного Университета, 1996. С. 54-57
2. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоёмов // Тр. Института Океанологии АН СССР. 1960. Т. XXXII. С. 3-14.

3. Ильин А.В. Характеристики дна океана, важные для акустики // Акустика океана. Современное состояние. М.: Наука, 1982. С. 226-242.
4. Ильин А.В., Орлёнок В.В., Шурко И.И. Петрофизика дна Мирового океана. Межведомственный Геофизический Комитет при Президиуме Академии наук СССР, Москва, 1992. 221 с.
5. Ильин А.В., Аверьянов С.Б., Никифоров С.Л., Попов О.Е. Геоакустическое моделирование дна океана // Акустика океана. Доклады XIII школы-семинара имени академика Л.М. Бреховских. М.: ГЕОС, 2011. С. 229-239.

Geoacoustic modeling provides for information (creation) of the acoustic parameters distribution model in a specific area of the sea floor. Methodology of the geoacoustic modeling has been developed in the Acoustic Institute. It is based on typification and regionalization of the characteristics of the relief, bottom sediments and earth crust inner structure. These characteristics are converted into physical and acoustic parameters by way of correlational associations. Geoacoustic parameters are presented in geoacoustic charts and digital models.

Ильин А.В.

(Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева, Москва, alexander_ilyin@mail.ru)

**О генетической взаимосвязи симметрии дна океана
с морфоструктурой океанической земной коры**

Ilyin A.V.

(Acoustic Institute, Moscow)

**Genetic interrelation of the sea floor symmetry and oceanic
earth crust morphostruncture**

В отличие от материков, дно Мирового океана обладает свойствами геометрической симметрии, отчётливо выраженной в морфоструктуре океанической земной коры. Носителями симметрии являются срединно-океанические хребты (СОХ). С исключительной наглядностью симметрия проявляется в Атлантическом и Индийском океанах, а при внимательном рассмотрении – в Тихом и Северном Ледовитом.

Едва ли не идеальной иллюстрацией геометрической симметрии представляется дно южной Атлантики, где по обе стороны от оси Южно-Атлантического хребта (ЮАСХ) простираются равновеликие пространства глубоководных котловин и других морфологических провинций. Именно в этом сегменте Мирового океана достигнута предельно точная реконструкция Гондваны. Сочетание данных о магнитных аномалиях, новейшей батиметрии (ГЕБКО), спутниковых наблюдений (ГЕОСАТ), а также анализ внутриконтинентальных рифтовых структур, существовавших на этапе раскола Гондваны, позволило воссоединить береговые контуры Африки и Южной Америки без зазоров и перекрытий. Точность составила первые десятки километров [1]. На современном этапе развития, осевая зона ЮАСХ располагается по медиане южной Атлантики.

Подобный феномен геометрической симметрии, при внешней простоте, вызывает неоднозначные толкования. С одной стороны, ясно, что симметрия не сиюминутное явление, возникшее на современном этапе развития дна океана. Иначе придётся признать, что наше время является уникальным в геологической истории океана. Притом, что никаких других аргументов исключительности современного этапа в геологии не существует. Следовательно, геометрическая симметрия дна океана есть неотъемлемая черта океанической земной коры, которая неизменно воспроизводилась на всех этапах её формирования.

Другое дело, каковы механизмы такого воспроизведения. Самый простой из них был предложен на заре зарождения тектоники литосферных плит. Если плиты под действием конвекционных потоков мантии Земли расходятся равномерно, то центр симметрии новообразованной земной коры будет всегда находиться посередине. Продолжая логику подобного представления о симметрии, согласимся, что возникающая при этом

морфоструктура, должна быть идентичной и однообразной. Этот пункт в истории представлений о симметрии был ключевой и требовал обоснования. Оно последовало вскоре, когда новые исследования выявили исключительное разнообразие морфоструктур рифтовых зон СОХ, где создаётся и преобразуется новая земная кора. Были открыты трансформные разломы, разделяющие СОХ на многочисленные большие и малые сегменты. Было установлено, что литосферные плиты расходятся от дивергентных границ с различными до 50% скоростями. Конвекция, как движущая сила плит, при виде ступенчатого морфоструктурного каркаса рифтовых зон, ставилась некоторыми исследователями под сомнение. Требовало объяснения и то обстоятельство, что геометрическая симметрия существует не по отношению к границам литосферных плит, а по отношению к очертаниям материков, как в своё время показал А. Вегенер. То есть на новом витке исследований в один узел завязались фундаментальные проблемы развития океанической земной коры [2] Мы рассмотрим лишь один аспект интерпретации геометрической симметрии дна океана – с позиции изучения морфоструктуры рифтовой зоны САХ.

Уже отмечалось, что симметрия нагляднее всего выражена в южной Атлантике, от острова Буве до экватора. Морфоструктура ЮАСХ представлена крупными сегментами, разделёнными заметными трансформными разломами. Мы выделили для анализа морфоструктуры 20 характерных сегментов, каждый из которых охарактеризован серией их 7 батиметрических профилей, пересекающих рифтовую долину с дискретностью около 3,6 километров. Такие репрезентативные отрезки длиной около 25 километров позволили оценить индивидуальные особенности сегментов по всей протяжённости ЮАСХ. Результаты нашли отражение в таблицах и панорамных изображениях изученных сегментов. Эти изображения свидетельствуют о единой стилистике формирования морфоструктуры, представленной в поперечном разрезе и по простианию чередованием гряд и долин. Конкретные значения многообразны. Кратко, глубина рифтовой долины изменяется от 700-800 метров до 1200-1300 метров. Ширина – от 30 до 60-70 километров. Горизонтальная расчленённость от 10-15 километров до 20-25 километров. Вертикальная – от 100-200 метров до 400-500 метров.

Не менее сложная картина наблюдается в распределении относительных смещений сегментов по трансформным разломам. От разлома Буве до разлома Агульяс общее смещение сегментов по левосторонним трансформным разломам составляет 1100 километров. Далее от разлома Агульяс до группы разломов Метеор центр спрединга вытянут в субмеридиональном направлении на 800-900 километров и практически лишён латеральных смещений. От разломов группы Метеор до разлома Китовый совокупное правостороннее смещение центра спрединга составляет около 600 километров. Указанное смещение по сумме длин

трансформных разломов распределяется вдоль отрезка хребта протяжённостью примерно 700 километров. От разлома Китового до разлома Вознесения ступенчатый каркас центра спрединга прослеживается в субмеридиональном направлении с переменными право и левосторонними смещениями сегментов на 2200-2300 километров. Далее начинается зона приэкваториальных левосторонних разломов протяжённостью около 3500 километров вплоть до 15° с.ш.

Столь разнообразная морфоструктура рифтовой зоны ЮАСХ не оставляет аргументов в пользу равномерного удаления противоположащих литосферных плит. Возникает вопрос о соотношении фактора интенсивной изменчивости морфоструктуры с практически неизменным воспроизведением геометрической симметрии на всём этапе формирования океанической земной коры. Налицо тупиковая ситуация. Тем более, как упоминалось, симметрия существует по отношению к подводным окраинам материков, которые обычно рассматриваются как "субъекты" литосферных плит, впаянные в них намертво.

Возможно, выход из тупика кроется, как раз, в признании за материками не пассивной роли в системе литосферных плит, а, наоборот, активного начала, инициирующего все другие процессы в океанической земной коре. Такую концепцию – плавающих материков – разрабатывает В. Трубицын [3]. Согласно концепции, к раздвигающимся материкам "примерзает" океаническая литосфера. Следуя этой логике, отметим, что при малейшем изменении скорости движения континента центр спрединга между прирастившимися океаническими плитами смещается в сторону более "скоростной" плиты. Это понятно, поскольку линия наименьшего сопротивления проникновения расплавленного вещества всегда будет находиться близ краёв плиты удаляющейся с большей скоростью. На примере ЮАСХ можно видеть, как "вибрирует" ось хребта, как правосторонние трансформы сменяются левосторонними и наоборот. Подобная вибрация, однако, не может быть связана с генеральным перемещением континентов ввиду гигантской инерционности этого движения. Резкая смена знака трансформных разломов на коротких расстояниях по простиранию хребта имеет, повидимому, другое происхождение и обусловлена самостоятельными динамическими процессами в узкой зоне, занятой рифтовой долиной. Проще говоря, генеральное движение континентов с прирастившимися океаническими плитами, "делегирует" узкой рифтовой зоне (100-200км.) своеобразный карт-бланш на самостоятельное развитие, когда все геодинамические процессы протекают ситуативно [4]. Поэтому вся осевая морфоструктура эфемерна и характеризует лишь современный геологический этап развития. В ретроспективе морфоструктура осевой зоны СОХ непохожа на современную – с другим количеством сегментов, другой протяжённостью трансформных разломов. В каждом цикле подобная кардинальная

перестройка осевой зоны происходит в течение первых миллионов лет, необходимых для создания её основных морфоструктурных элементов.

Неизменным остаётся направление генерального перемещения материков, которое в общем виде прекрасно отражается на схемах альтиметрических наблюдений. Однако, современные базы данных выявляют разнообразие морфоструктуры, наполненной бесчисленными деталями, характеризующими последовательность событий в рифтовых зонах океана. Важнейшая роль в формировании столь сложного структурного ландшафта в осевых частях срединно-океанических хребтов принадлежит геометрической симметрии, постоянное восстановление которой определяет интенсивную изменчивость структуры океанических рифтов. Геометрическая симметрия дна океана представляется геодинамической константой океанической земной коры, её родовой чертой и предтечей морфоструктуры акустического фундамента дна океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 10-05-00196a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nurnberg D., Dietmar Muller R. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // Tectonophysics. 1991. V. 191. P. 27-53.
2. Ильин А.В. Симметрия дна океана – ключ к пониманию генезиса морфоструктуры рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Геоморфология. 2011. № 4. (в печати).
3. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4-40.
4. Ильин А.В. Происхождение и развитие морфоструктуры рифтовой зоны медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 262-276.

Geometric symmetry and morphostructure of the Mid-Atlantic Ridge rift zone are interrelated genetically by means of the centre spreading migration. Under such circumstances segmentation of the rift zone is being formed.

Ионов В.Ю.

(Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, seva.ionov@yandex.ru)

Факторы формирования подводных оползней на Кавказском шельфе Чёрного моря

Ionov V.J.

(Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow)

Triggering mechanisms of submarine landslides on the Caucasian shelf of the Black Sea

Оползневые процессы на подводных склонах являются более распространёнными, чем на склонах дневной поверхности. Объём одного из самых крупных четвертичных оползней на Земле на горе Шаства составляет 26 км^3 , а объём самого крупного известного подводного оползня Агулас на юге Африки равен $20\,000 \text{ км}^3$ [1].

В настоящее время идёт активное освоение Кавказского шельфа и континентального склона Чёрного моря: строятся различные подводные трубопроводы, прокладываются кабели связи. Большинство этих сооружений пересекают участки возможного развития подводных гравитационных процессов. В отличие от субаэральных, для подводных условий мероприятия инженерной защиты от воздействий гравитационных процессов разработать практически невозможно, вследствие чего возникает необходимость их подробного изучения при проведении проектно-изыскательских работ для обоснования строительства морских сооружений.

Образование подводных гравитационных потоков и оползней связано с воздействием процессов, которые подготавливают склон к обрушению. Эти процессы называют факторами возникновения или триггерами. Для территории Кавказского шельфа и континентального склона Чёрного моря наиболее распространёнными триггерами могут быть землетрясения, триггеры связанные с газом в грунтах, воздействие волн, грязевулканическая деятельность и техногенное воздействие.

Кавказский регион, включая шельф, характеризуется высокой сейсмичностью – от 7 до 10 баллов по шкале MSK-64. Сейсмические волны вызывают колебания грунта, которые в ряде случаев увеличивают величину сдвигающих сил в склоне, а также снижают прочность песчаных и супесчаных грунтов вследствие их разжижения. Поэтому сейсмичность может быть ключевым фактором возникновения подводных оползней на этой территории.

Согласно [2] для Кавказского шельфа характерны участки с распространением газонасыщенных грунтов. Возможно наличие участков выхода газа и газовых карманов.

Величины максимальных глубин, на которых можно наблюдать

воздействие штормовых волн у разных авторов варьирует в пределах от 100 до 300 метров [1, 3]. Большинство шельфовых областей мирового океана и Чёрного моря в частности расположено в этом интервале глубин. Воздействие крупных штормовых волн приводит к увеличению сдвигающих сил, вследствие чего может произойти обрушение склона [2].

На дне Чёрного моря отмечаются участки с широким распространением грязевых вулканов [4]. Воздействие грязевых вулканов на устойчивость склонов заключается в увеличении крутизны склонов, накоплении осадочного материала и формировании избыточного порового давления в слабопроницаемых породах. Все эти процессы увеличивают компоненту сдвигающих сил и снижают устойчивость склонов.

Оползни, инициированные деятельностью человека, в основном имеют небольшие размеры ($\sim 1000 \text{ м}^3$) и широко развиты на шельфах морей. Они могут сформироваться в результате драгирования, строительства на морском дне, в местах якорных стоянок, при расчистке полосы строительства газопроводов от захороненных или обнаруженных взрывчатых веществ. Так как Кавказский шельф Чёрного моря широко используется в инженерно-хозяйственной деятельности человека, воздействие техногенного фактора на этой территории нельзя недооценивать.

Для определения наиболее важных факторов приводящих к формированию подводных гравитационных процессов необходимо опираться на данные натурных наблюдений и математическое моделирование. Данные натурных наблюдений позволят определить процессы распространённые на исследуемой территории, а математическое моделирование позволит количественно оценить вклад каждого процесса на устойчивость подводных склонов.

Во время проектно-изыскательских работ в акватории Чёрного моря в области шельфа были обнаружены оползневые тела. При представлении рельефа дна в виде трёхмерной модели было обнаружено три участка, которые можно интерпретировать, как подводные оползни, которые характеризуются небольшой мощностью – первые метры, значительной протяжённостью – до 1000 метров, и шириной до 500 м. Средний уклон на участках развития оползней составил порядка 1° . Значения длины и ширины оползней превышает их мощность на 2-3 порядка, вследствие чего оползни можно представить в виде маломощного слоя залегающего на слабонаклонной поверхности. Широкое развитие оползней приводит к необходимости оценки их устойчивости.

Для оценки устойчивости склонов строят инженерно-геологические разрезы, которые совпадают с наиболее возможным направлением смещения оползня. Для участка шельфа с обнаруженными оползнями, инженерно-геологические разрезы по направлениям смещения оползней отсутствовали, в связи с чем, расчёт устойчивости оползневых тел

производился на модельных разрезах.

Модельные разрезы представляют собой группу склонов бесконечной длины с различными уклонами и мощностями смещаемых отложений. Эти разрезы призваны повторять природные условия, в которых наблюдались подводные оползни. Значение минимальной мощности смещаемых отложений на разрезах составляет 1 м и обусловлено мощностями оползневых тел, которые были обнаружены на шельфе Чёрного моря. Значение максимальной мощности составило 20 м, что соответствует максимальной мощности рыхлых отложений по данным сейсмического профилирования для рассматриваемого участка. Значения уклонов модельных склонов лежат в диапазоне от среднего уклона шельфа (1°) до максимального уклона в области бровки континентального склона (40°). Таким образом, с помощью построенных модельных склонов была предпринята попытка оценить устойчивость не только оползневых тел, но и всего массива дисперсных грунтов залегающего на шельфе и в области бровки континентального склона Чёрного моря.

При оценке устойчивости модельных склонов использовались результаты пробоотбора выполненного на участке Кавказского шельфа от п. Джубга до п. Кудепста. Станции пробоотбора располагались по профилю, проходящему вдоль береговой линии на расстоянии от берега 1-7 км и глубинах 15-70 м. Разрез отложений шельфа был вскрыт на глубину до 20 м. В строении разреза до глубины опробования принимают участие грунты голоценового, плейстоценового и палеоцен-эоценового возрастов.

Морские отложения голоценового возраста представлены илами текучими глинистыми и суглинистыми, суглинками и глинами текучепластичными. Морские и биогенно-морские отложения голоценового возраста представляют собой ракушечные грунты, пески различной крупности (от гравелистых до пылеватых) и текучие супеси. Прибрежно-морские отложения плейстоценового возраста представлены мягкопластичными глинами и суглинками. Также был опробован терригенный флиш палеоцен-эоценового возраста, который представлен преимущественно полускальными грунтами - аргиллитами и алевролитами.

Вследствие большого расстояния (более 1 км) между станциями пробоотбора ни одна из станций не попала на оползневые тела. Однако по ближайшим к оползням станциям опробования можно сделать вывод о преимущественно песчанистом составе обнаруженных подводных оползней.

Для оценки устойчивости кавказского шельфа и бровки континентального склона Чёрного моря были выбраны физические и физико-механические свойства морских и биогенно-морских отложений голоценового и плейстоценового возрастов. Именно эти отложения составляют верхнюю часть разреза, представлены дисперсными грунтами и могут быть потенциально оползнеопасными. Возникновение оползней в

терригенном флише менее возможно, вследствие повышенной прочности этих отложений.

Расчёт устойчивости модельных склонов выполнялся в два этапа. На первом этапе расчёт был выполнен с параметрами прочности, полученными в терминах полных и эффективных напряжений, а также с недренированным сцеплением (для глинистых грунтов). В случае расчёта с параметрами прочности в терминах эффективных напряжений (ϕ' , c') моделируются условия работы грунта при долговременных нагрузках. А при расчете с параметрами прочности в терминах полных напряжений (ϕ , c) или с недренированным сцеплением (c_u) моделируются условия работы грунта при кратковременных нагрузках. На втором этапе выполнялся расчёт с учётом действия дополнительного фактора - сейсмической силы. Расчёт с учётом сейсмического воздействия для глинистых грунтов был выполнен с параметрами прочности (ϕ , c) и (c_u), а для песчанистых только с (ϕ , c).

Результаты расчёта на первом этапе показывают различия в устойчивости глинистых и песчанистых грунтов. Глинистые грунты распространённые на исследуемой территории оказались менее устойчивыми, чем песчанистые.

Обрушение глинистых грунтов при параметрах прочности ϕ' , c' при мощности смещаемых отложений в 20 м происходит при 14-15°. При мощностях 1 и 2 м для расчётного интервала уклонов обрушения не происходит. При параметрах прочности ϕ , c при мощности смещаемых отложений в 20 м обрушение происходит уже при 10°, а при расчётах с c_u модельный склон является неустойчивым при 2°. При мощности в 1 м модельные склоны являются устойчивыми в обоих случаях.

Обрушение песчанистых грунтов практически не зависит от используемых параметров прочности (вследствие небольшого различия в значениях) и для мощности смещаемых отложений в 20 м происходит при 26-35°. При мощности смещаемых отложений 1, 2 и даже 5 м (для 3 из 6 разновидностей песчанистых грунтов) модельные склоны являлись устойчивыми.

На втором этапе выполнялся расчёт с учётом сейсмического воздействия с интенсивностями 7, 8, 9 и 10 баллов по шкале MSK-64.

Результаты расчётов выполненного на втором этапе показывают, что вне зависимости от разновидности рассматриваемых грунтов при интенсивности сотрясения 7 и 8 баллов при мощности смещаемых отложений 1 и 2 м практически все модельные склоны являются устойчивыми. Во всех остальных случаях практически все модельные склоны находятся либо в состоянии предельного равновесия, либо являются неустойчивыми.

В целом, результаты расчёта устойчивости модельных склонов показывают, что для возникновения оползней, которые наблюдались на Кавказском шельфе Чёрного моря (с мощностями 1 м при уклоне дна в 1°)

необходимо наличие дополнительного фактора, который бы привёл к увеличению сдвигающих сил, либо к уменьшению удерживающих сил. Возникновение оползней находящихся только в поле действия гравитационной силы практически невозможно. В то же время при уклонах всего в 2° возможно возникновение оползней с мощностями порядка 20 м. Следовательно, в области перехода от шельфа к континентальному склону, где наблюдаются значительные мощности рыхлых отложений, а уклоны превышают 2° , при наличии прослоев глинистых илов возможно возникновение крупных оползней.

Таким образом, результаты расчёта свидетельствуют о необходимости учёта дополнительных факторов формирования подводных оползней. Только воздействие дополнительных факторов может привести к обрушениям подводных склонов на Кавказском шельфе Чёрного моря при уклонах порядка 1° .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hampton M.A., Lee H.J., Locat J. Submarine Landslides // *Reviews of Geophysics*. 1996. V. 34(1). P. 33-59.
2. Mironyuk S.G. Geologicheskie opasnosti dna vostochnoi chasti Chernogo morya i ih uchet pri vybore trass podvodnyh gazoprovodov // *Geologiya, geografiya i ekologiya okeana. Materialy mejdunarodnoi nauchnoi konferencii posvyaschennoi 100-letiyu so dnya rojdeniya D.G. Panova (8-11 iyunya 2009 g., g. Rostov-na-Donu). Rostov-na-Donu, Izd-vo YuNC RAN, 2009. P. 230-233.*
3. Field M.E., Edwards B.D. Slopes of the southern California borderland: A regime of mass transport // Field M.E., Bouma A.H., Colbourn I.P., Douglas R.G., and Ingle J.C., eds. *Pacific Section SEPM, Pacific Coast Paleogeography Symposium No. 4, Los Angeles, Calif. 1980. P. 169-184.*
4. Ivanov M.K. Fokusirovannye uglevodorodnye potoki na glubokovodnyh okrainah kontinentov: Avtoref. dis. ... dokt. geol-min nauk. M., 1999. 69 p.

Submarine mass movements are widespread at shelf and continental slope of Black sea. These processes may be induced by earthquakes, gas-charged sediments, storm waves, mud volcanoes activity and human action. Slope stability assessment of the Caucasian shelf shows that in the model there should be taken into account additional triggering mechanisms for failure to occur.

Ломтев В.Л.

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

К строению конических гор и холмов СЗ плиты Пацифики Lomtev V.L.

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

To the structure of conic seamounts and hills of NW Pacific plate

После монографии проф. Г.У. Менарда [1] конические горы, гайоты и холмы на ложе Пацифики стали считать подводными вулканическими, т.е. насыпными, лаво-шлаковыми, постройками юрско-мелового, реже кайнозойского, возраста [2-4]. Однако недавно при интерпретации данных высокочастотного (120-150 Гц) НСП по СЗ плите Пацифики (рис. 1-5) было замечено, что в большинстве своем они представляют собой молодые экструзивные формы без вершинных кратеров и склоновых, лаво-шлаковых шлейфов [5-7]. Экструзии поднимают и/или прорывают мезозойские траппы (слой 3 и низы слоя 2) и надтрапповый чехол (слой 1 и верхи слоя 2), нередко с признаками его последующего оползания и/или размыва (рис. 2, 4). Один из лучших примеров дает профиль 30 (рис. 3), фиксирующий подъем на склоны «стратовулкана» опакового слоя позднемеловых пестрых кремней и глин. В строении холмов нередко видны дифракции, связанные с внедрением вязкого субстрата (рис. 5). С учетом данных бурения предполагается позднекайнозойский возраст экструзивных конусов и их разновозрастность (до-, кон- и постседиментационные формы). Первые определяют положение долин фанов (рис. 1) и нередко имеют котловины вымывания (моуты) по периметру основания [6, 7], у вторых мощность чехла утоняется к вершине (рис. 2, 4), а третьи его прорывают (рис. 5). Скорость их роста достигает 0,1-1 мм/год. Донеогеновые формы вряд ли могли сохраниться в эпоху пенеппенизации региона (поздний мел – палеоген), предшествующие эпохи площадной абразии при крупных колебаниях уровня позднего Тетиса (вал Зенкевича) и трансгрессии Пацифики в раннем миоцене [6, 8]. По данным НСП экструзивные конусы обнаружены на ложе, внешнем склоне и днище Японского и Курильского желобов, но отсутствуют на тихоокеанской окраине смежных дуг [3]. В их тылу недавно обнаружены молодые экструзивные формы, но связанные с тектоникой и магматизмом зон Беньофа [9].

Для суждения о генезисе конических гор и холмов СЗ плиты важен профиль МОГТ1 на вале Зенкевича и смежной котловине Тускарора близ одноименного разлома и профиля ГСЗ 1-0 [2, 8]. Его временной разрез см. в [7], а первая интерпретация дана автором в [10] (сейсмо- и тектоностратиграфия океанической коры (слои 1-4), ее аллохтонное залегание из-за срыва к ЮВ по кровле слоя 5 (автохтон). Экструзии на расстоянии 650 км не нарушают гладкий деколlement и его региональный

($0,1^0$) наклон. Т.о. они формировались под мезозойскими траппами (высокоскоростные слой 3 и низы слоя 2), т.е. в слое 4 (слой трения в низах аллохтона с небольшой инверсией скорости). Его тонкослоистое строение, чешуйчатые надвижки СЗ падения и складки срыва позволяют предполагать в его составе осадочные толщи раннего Тетиса (палеозой-рифей?). Если под влиянием тепла трения они были гранитизированы, то экструзивные конусы, следовательно, можно интерпретировать как гранитные купола и индикаторы срыва [5]. Известная точка зрения о серпентинитовом составе слоя 4, обусловленном серпентинизацией перидотитов при поступлении морской воды [7 и др.], предполагает падение уровня Пацифики, что не согласуется с его кривой в [4]. Бурением на горах и гайотах Пацифики мезокайнозойский, осадочно- вулканогенный чехол не вскрыт, ядра протыкания экструзий не достигнуты [2,4]. Но на абиссальных холмах последние гораздо доступнее (рис. 4, 5). Обратим внимание на признаки газонасыщенности слоев 1,2 на профилях НСП и МОГТ1 в котловине Тускарора и абиссальном проходе в котловину Картографов, связанные с термогенерацией (тепло трения срыва) углеводородов в слое 4 [11], а также известные данные по низкому (~ 1 е.т.п.) теплотоку на ложе СЗ Пацифики [3].

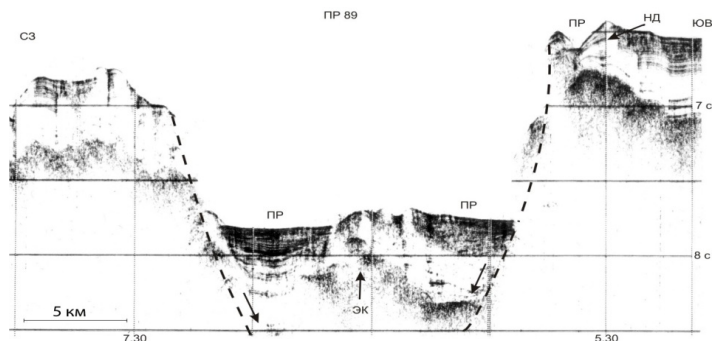


Рис. 1. Рифтограбен (раздвиг) в зоне разлома Хоккайдо, частью выполненный миоцен-раннечетвертичными турбидитами [6]. ЭК – экструзивный купол, ПР – подводное русло, НД – намывная дамба. Координаты пикетов (ПК) 5.30 ($44^{\circ} 42,50$ с.ш., $157^{\circ} 22,62$ в.д.) и ПК 7.30 ($44^{\circ} 32,57$ с.ш., $157^{\circ} 44,63$ в.д.). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, вертикали – получасовые марки времени здесь и рис. 2-5. Положение профилей НСП на рис. 1-5 см. в [7]

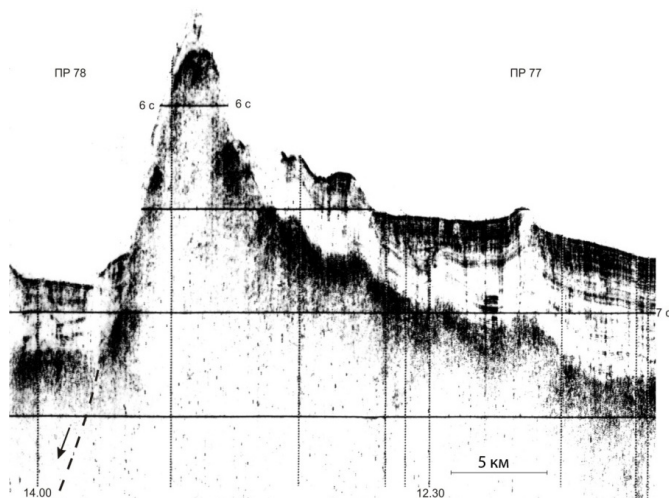


Рис. 2. Молодая экструзивная гора на южном борту раздвига в зоне разлома Хоккайдо. Координаты ПК 12.30 ($45^{\circ} 06,14$ с.ш., $157^{\circ} 01,98$ в.д.) и ПК 14.00 ($45^{\circ} 12,29$ с.ш., $157^{\circ} 17,90$ в.д.).

Они позволяют считать позднекайнозойский срыв слоев 1-4 и сопутствующий экструзивный магматизм «холодными» (точнее «теплыми» - первые сотни градусов в слое трения [5]). Т.о. возможна реализация механизма всплывания более легких (и добавим теплых) гранитных протрузий, предложенная в [12]. Отсутствие экструзивных конусов на тихоокеанской окраине смежных островных дуг видимо отражает выклинивание слоя 4 у островодужной или континентальной окраины раннего Тетиса.

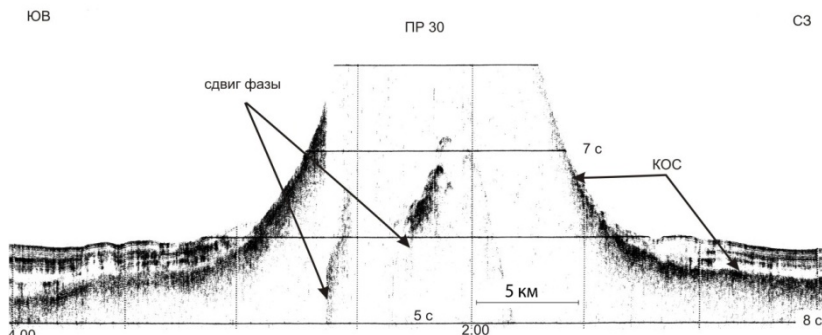


Рис. 3. Профиль 30 с конической горой (глубина вершины ~ 2800 м) у восточного края вала Зенкевича близ разлома Тускарора. Координаты ПК 2.00 ($39^{\circ} 01,47$ с.ш., $148^{\circ} 11,78$ в.д.) и ПК 4.00 ($39^{\circ} 10,57$ с.ш., $148^{\circ} 24,68$ в.д.). КОС – кровля опакового слоя.

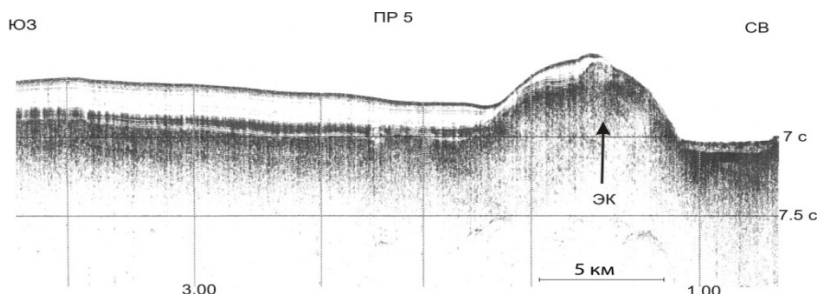


Рис. 4. Профиль 5 с молодым экструзивным холмом на севере поднятия Шатского [6].

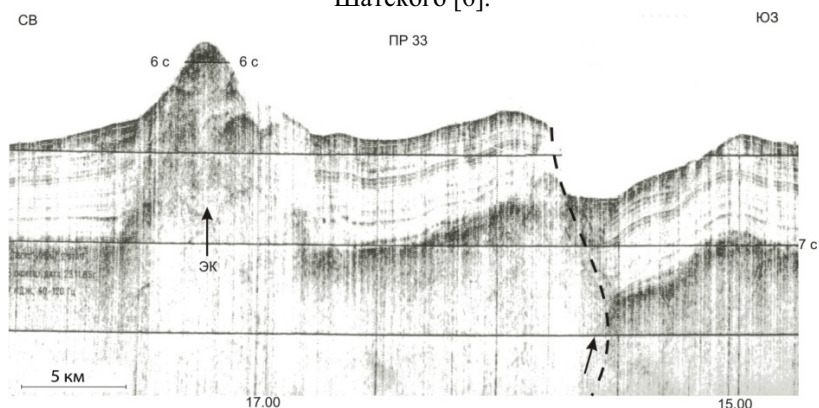


Рис. 5. Профиль 33 на севере вала Зенкевича с молодым экструзивным холмом близ предполагаемого складчатого надвига. Координаты ПК 15.00 ($46^{\circ} 50,0$ с.ш., $156^{\circ} 19,3$ в.д.) и ПК 17.00 ($46^{\circ} 51,8$ с.ш., $156^{\circ} 42,0$ в.д.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
2. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
3. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.
4. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
5. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 4. С. 93-105.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21-41.
7. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 131-144.
9. Ломтев В.Л. Новые данные о строении юга охотской окраины Курильской дуги // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 1. С. 74-83.
10. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42-64.
11. Ломтев В.Л., Жигулев В.В. и др. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисследовательских исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107-119.
12. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3-31.

The structure and possible origin of conic seamounts and seahills of NW Pacific plate analysed from single- and multichannel, seismic data. It is shown, that they are Late Cenozoic, extrusive, pre-, con- and postsedimentary forms. Their origin (protrusions of granites) is connected with a “warm” granitization of Early Tethys sedimentary strata (Layer 4) by “warm” divergent glide of Layers 1-4 (oceanic crust).

Коган Л.И.¹, Непрочнов Ю.П.², Ганжа О.Ю.², Хортов А.В.³

(¹ФГУП «Южморгео», ²ИО РАН им. П.П. Ширшова, ³ОАО «Союзморгео», smg@soyuzmorgeo.ru)

Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование отраженными и преломленными волнами (WARRP, МОГТ-МПВ) в Восточной части Средиземного моря

Kogan L.I.¹, Neprochnov Yu.P.², Ganja O.Yu.², Khortov A.V.³

(¹YUJMORGEО, Gelendgik; ²Institute of Oceanology RAN, Moscow; ³SOUZMORGEО company, Gelendgik, Moscow)

Wide angle reflection/refraction profiling in the Eastern Mediterranean

В 2003 г. в Средиземном море в районе дельты Нила на НИС «Мезень» были выполнены экспериментальные исследования с автономными донными сейсмическими станциями (АДСС) конструкции LARGE. Вдоль сейсмического профиля длиной 40 км, предварительно отработанного по технологии МОГТ с 160-кратным перекрытием наблюдений, были выставлены 24 АДСС со средним интервалом 1.8 км друг от друга и отработан профиль ГСЗ-МПВ с максимальным выносом источника возбуждения на 80 км. Обработка и последующая интерпретация данных МОГТ позволила изучить осадочную толщу вплоть до мезозоя, включая подсолевые отложения на глубине до 5.5 сек (7 км). Однако, только результаты обработки данных МПВ-ГСЗ, зарегистрированных с использованием АДСС (широкоугольных отраженных и преломленных волн), позволили осветить строение подсолевых палеозойских осадков, консолидированного фундамента и земной коры в целом, вплоть до верхней мантии до глубины 30-35 км, где четко прослежены отраженные и рефрагированные волны от границы Мохо. Выполненный AVO-анализ нормальных и субвертикальных отраженных волн и скоростных характеристик широкоугольных отраженных и преломленных волн, позволили обнаружить аномалии акустических параметров подсолевых осадочных толщ (коэффициент Пуассона, поглощение энергии сейсмических волн, пористости, плотности), характерные для содержания углеводородов в осадочной толще, мощность которой здесь достигает 2.5 сек (около 4 км). Резкое погружение границы М на С-СЗ с 18 до 35 км на 40 км участке профиля наблюдается в области сочленения Африканской плиты и Европейской в северо-восточной части Средиземного моря. Результаты испытаний АДСС и совместной обработки и интерпретации данных отраженных (МОВ-ОГТ), широкоугольных отраженных и преломленных (рефрагированных) волн (МПВ) приводятся ниже.

Технология эксперимента широкоугольного профилирования WARRP (МОГТ-МПВ-ГСЗ). Для выполнения исследований применялись следующие

технические средства. Для МОВ-ОГТ: Компрессор Hamworthy 1600D с производительностью $25 \text{ м}^3/\text{мин}$. Четыре линии излучателей Bolt-1900 и Bolt-1500 с общим объемом рабочего тела 6000 in^3 (около 100 литров) и глубиной погружения камер на 8 м. 320-канальная буксируемая установка, MSX24 I/O с длиной активной части 8000 м и расстоянием между центрами баз групп 25 м. Для стабилизации глубины буксировки косы в водной толще использовалось 16 активных стабилизаторов и концевой буй с приемопередатчиком GPS. Для МПВ-ГСЗ использовались те же компрессоры и пневмоизлучатели, что и для МОВ-ОГТ, но группирование пневмоизлучателей было изменено с целью сосредоточить энергию излучения в область низких (3-34 Гц) частот на уровне 0.5 (-6dB). Использовалось 4 линии пневмоизлучателей фирмы BOLT с общим объемом камер 1190 in^3 . Таким образом, суммарный объем пушек составил 4760 in^3 или 78 литров. Автономные самовсплывающие донные сейсмические станции LARGE, имели следующие характеристики. Корпус – алюминиевая (сплав) сфера диаметром 420 мм, максимальная глубина погружения – 6000 м, вес – 40 кг. Положительная плавучесть сферы после установки приемо-регистрирующей сейсмической и акустической аппаратуры – 7 кг. Скорость всплытия - 1 м/с, погружения – 1.7 м/с. Якорь – бетонный цилиндр диаметром 560 мм, высотой 700 мм и весом – 40 кг. Гидроакустический размыкатель с радиусом действия 8000 м и точностью определения наклонного расстояния ± 100 м, обеспечен автономным питанием и системой всплытия по заданному времени. Сейсмографы трехкомпонентные, помещены в карданный подвес, обеспечивающий их работоспособность при угле наклона до 45° . Бортовое оборудование АДСС: Блок управления гидроакустическим каналом с антенной. GPS-приемник для синхронизации часов регистратора и работы аэрогидроконтроллера. Программно-аппаратный комплекс для обеспечения постановки АДСС, перекачки данных из блока регистратора на персональный компьютер после всплытия и синхронизации сейсмических данных в соответствии с датчиком температуры. Для определения местоположения сброса и всплытия станции использовалась судовая система навигации с DGPS-TRIMBLE 2500 с точностью $\pm 1 \text{ м}$.

Методика работ WARRP (МОГТ-МПВ-ГСЗ) Исследования были выполнены в два этапа. На первом этапе вдоль линии установки АДСС был отработан профиль МОГТ длиной 120 км. Взрывной интервал составлял примерно 25.0 м (12.5 с) и определялся по данным приемника DGPS, сигнал с которого подавался через каждые 25 м (12.5 с при скорости буксировки косы 4 узла – 2 м/с) на контроллер пневмоизлучателя. Время каждого излучения и положение косы в этот момент фиксировались в электронном журнале. При длине активной части косы 8000 м обеспечивалось 160-кратное перекрытие наблюдений по технологии ОГТ. Регистрация данных осуществлялась системой сбора MSX24 I/O. Длина записи составляла 12

секунд. По завершению обработки профиля МОГТ и на основании анализа предварительного временного разреза был выбран участок для установки АДСС длиной 40 км в свде выделенной на временном разрезе ОГТ антиклинальной структуры на глубине 3.5-6.5 сек. На профиль было выставлено 19 станций. Весь эксперимент обработки профиля за две расстановки МПВ-ГСЗ (120 км) в общей сложности занял 120 часов (5 суток).

Окончательная обработка данных WARRP (МОГТ-МПВ-ГСЗ). При заключительной обработке данных МОГТ дополнительно к процедурам оперативной обработки использовались: углубленный анализ скоростей путем построение и анализа вертикальных спектров, процедуры подавления многократных волн путем многоканальной фильтрации, дереверберации, построение мигрированного временного и глубинного разрезов, AVO-анализ. В результате удалось построить временной и глубинный разрезы вдоль экспериментального профиля до глубины 5.5 секунд (горизонт С) и выявить аномалии физических параметров (динамических характеристик отраженных волн) в свде выявленного антиклинального поднятия, типа яркого пятна, возникающего при содержании в разрезе углеводородов. Однако, как структурные, так и физические характеристики разреза на глубинах более 5.5 секунд (около 7.5 км) по данным МОГТ точно определить не удалось из-за наличия сильного отражающего горизонта В (солей) и короткой (8 км) для этих глубин приемной установки, не обеспечивающей необходимой длины годографов отраженных субвертикальных волн. Решить эту задачу удалось только благодаря использованию широкоугольных отраженных и рефрагированных (преломленных, головных) волн, зарегистрированных АДСС при МПВ-ГСЗ, когда выносы излучателя и приемника (геофонов, гидрофонов) достигали 80 км. Обработка широкоугольных отраженных волн на записях АДСС осуществлялась на SUN-2500 специальным пакетом программ Фокус 5.2, позволившим осуществить построение временного и глубинного разрезов МОВ до 12-17 с (до 25-35 км) и определить его скоростные параметры (эффективные - RMS, средние и интервальные скорости в точках постановки АДСС). Построение динамического временного разреза ОГТ по широкоугольным отраженным волнам, зарегистрированным АДСС, осуществлялось по программе ГРАНИЦА на ИВЦ ПО Севморгео. При обработке данных АДСС широкоугольных отраженных и преломленных, рефрагированных волн использовались программа RAYAMP для построения горизонтально однородных моделей для каждого АДСС. Эти модели строилась как результат анализа волнового поля, зарегистрированного АДСС и пикетирования выделенных годографов. Данные АДСС использовались для построения томографического скоростного разреза, что позволило детально осветить строение среды вдоль линии профиля до глубины 6 км [1]. Затем, на втором этапе,

выполнялось сравнение выделенных и теоретических годографов широкоугольных отраженных и преломленных волн. Достигалось максимальное их совмещение путем итеративного изменения одномерной модели до наилучшего совпадения экспериментального и расчетных годографов. На заключительном этапе построения одномерных моделей рассчитывались синтетические сейсмограммы для целевых волн и их характеристики сравнивались с зарегистрированным волновым полем. В результате был получен окончательный глубинный сейсмический разрез МПВ.

Комплексная интерпретация данных WARRP (МОГТ-МПВ-ГСЗ). Полученные в результате обработки данных WARRP (МОГТ и МПВ-ГСЗ) разрезы позволили синтезировать сводный сейсмогеологический разрез и дать его интерпретацию. Установлено, что верхняя толща разреза до глубины 1.5 км представлена отложениями палеоген-четвертичного возраста, образующими антиклиналь амплитудой около 500 м, осложненную локальными поднятиями и субвертикальными нарушениями. В основании верхней осадочной толщи залегает пласт мессинских солей с интервальной скоростью 4.5-5.0 км/с и мощностью до 1-1.5 км. Ниже залегает подсолевая слоистая осадочная толща мезозоя, мощностью 600 м, которая обрисовывает пологую синклиналь. В ней, под слоем соли, на глубине 5 км выделяется низкоскоростной (до 3-3.5 км/с) слой. Ниже ее, в интервале глубин 6-10 км, выделяется мезозойская толща с интервальной скоростью 4.8-5.0 км/с. В интервале времен 7.5-9 секунд, в разрезе вскрыта смятая толща относительно высокоскоростных (до 5.5 км/с) палеозойских осадков, лишенная протяженных отражателей. Однако, ее подошва на 9-9.5 с хорошо отображена как в поле отраженных, так и преломленных волн и является кровлей консолидированной коры («гранитного» слоя) со скоростью 6.3-6.7 км/с. Ниже, в интервале времен 9-17 секунд выделяется серия отражающих и преломляющих границам, включая поверхность М-кровлю верхней мантии. Таким образом, в результате комплексного анализа данных АДСС и МОГТ удалось выявить подсолевые отражающие горизонты в интервале 6.5-9 секунд (10-20 км) и отражения от границы Мохо на 12.5-17.0 секунд (25-35 км). Интерпретация полученных материалов WARRP (МОГТ-МПВ-ГСЗ) показывает, что практически весь разрез Восточного Средиземноморья представляет собой продолжение Африканской плиты. Пробуренная в 2004 году в своде антиклинального поднятия скважина, подтвердила прогнозный разрез надсолевого комплекса и стала первооткрывательницей месторождения нефти.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Непрочнов Ю.П. «Сейсмическая томография земной коры в океане: постановка задачи и методика исследований // Океанология. 1995. Т. 35. № 5. С. 780-788.

High effectiveness of WADSP is proved by surveys in the Eastern Mediterranean. Available in one-ship or two-ship versions. Ideal for study of deep structures under salt or basalt layers. Provides more correct information than conventional seismic methods. The simplest method of reflection and DSS data comparison and thus of stratification of deep reflecting horizons is as follows: a coordinated velocity cross-section is defined by reflection and DSS data, a temporal cross-section for reflected waves is computed by its parameters for the obtained model of the Earth's crust and is compared with the real temporal reflection cross-section.

Кохан А.В.¹, Дубинин Е.П.², Грохольский А.Л.²

(¹Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, kkkkk1987@mail.ru,

²Музей Землеведения МГУ, dubinin@mes.msu.ru)

Кинематика спрединга и сегментация ультрамедленных спрединговых хребтов

Kokhan A.V.¹, Dubinin E.P.², Grokholsky A.L.²

(¹Geographical faculty of the MSU, ²Museum of Earth Sciences MSU)

Spreading kinematics and segmentation of ultra-slow spreading ridges

Рассмотрены спрединговые хребты Рейкьянес, Книповича и Гаккеля, которые характеризуются ультрамедленными скоростями ($V_{спр} < 20$ мм/год). Каждый хребет обладает специфической кинематикой спрединга. Как следствие, формируется уникальная сегментация рифтовых зон.

Хребт Рейкьянес протягивается на 1000 км к юго-западу от Исландской горячей точки. Хребт не нарушен трансформными разломами. Спрединг на хребте осуществляется по косому механизму со скоростью 1,8-2,0 см/год. Направление спрединга согласно [1] изменяется от 96° на широте 58° с.ш. до 100° на широте 62° с.ш. Простираение хребта при этом постоянно и составляет 36° . Угол α между направлением спрединга и ориентировкой хребта составляет $60-64^\circ$. Отличительной чертой хребта является смена его крупномасштабной топографии с севера на юг от осевого поднятия до осевой долины. Изменения в рельефе происходят через образование рифтовой зоны с переходной морфологией с характерным «набором» форм рельефа различного масштаба [2]. Изменения топографии хребта сопровождаются сокращением к югу толщины коры и интенсивности магмоснабжения от 13-14 км в районе 63° до 7,5-8 км в районе 58° с.ш. [3].

На юге хребта Рейкьянес ось спрединга располагается в пределах СХХ - образной рифтовой долины, ширина которой на $58^\circ 00'$ с.ш. составляет 40 км, а перепад высот между рифтовыми горами флангов и самыми глубокими котловинами вдоль оси спрединга составляет 1,3 км. Максимальные глубины в рифтовой зоне достигает 2-2,5 км. Вулканически активная область располагается в пределах внутренней долины шириной 6-8 км, ограниченной обращенными внутрь нормальными сбросами. Дно внутренней долины заглублено на 100-500 м. Этот перепад в глубине дна в некоторых местах образуется одним крупным сбросом, в других же несколькими уступами сбросов меньшей амплитуды [4].

При продвижении к северу до $58^\circ 47'$ с.ш. глубина рифтовой долины постепенно уменьшается от 1,3 км до 0,5 км. К северу от $58^\circ 47'$ с.ш. рельеф оси хребта меняется. Величина граничных сбросов падает, вершинное поднятие выходит за пределы рифтовой долины. На северном участке хребта Рейкьянес, можно проследить сбросы, ограничивающие рифтовую

долину. Амплитуда смещения по этим сбросам минимальна и в рельефе рифтовая долина не образуется. Изменение морфологии происходит постепенно за счет сокращения амплитуды осевых ограничивающих рифтовую долину сбросов [4]

Характерными элементами рифтовой зоны являются эшелоны перекрывающихся вулканических хребтов, осевые разломы, простирающиеся почти перпендикулярно направлению спрединга [5], внеосевые разломы, располагающиеся примерно параллельно оси хребта Рейкьянес в среднем по азимуту в 036° [5]. Простираание осевых вулканических хребтов составляет в среднем 15° - 22° , изменяясь от 3° до 45° . Длина осевых хребтов колеблется от 5 до 40 км, высота от 50 до 200 м на севере и от 200 до 500 м на юге хребта. Размеры вулканических хребтов уменьшаются при движении с севера на юг, что обусловлено характером осевого разломообразования. Также в этом направлении увеличивается величина нетрансформных смещений (НТС), разделяющих хребты.

Еще одной уникальной чертой хребта является наличие достоверно зафиксированной в условиях ультрамедленного спрединга осевой магматической камеры в его южной части [3]. Проведенное нами численное моделирование [2] подтвердило возможность развития стационарных осевых вулканических камер под рифтовой зоной в северной части хребта и их нестационарных редуцированных аналогов в южной части хребта. При этом даже для южных участков хребта Рейкьянес, с толщиной коры порядка 7 км слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях около 10 км от оси хребта. Реологическая стратификация литосферы хребта объясняет формирование на хребте редуцированной рифтовой долины и осевого поднятия. Проведенное аналоговое моделирование [2] показало, что определяющими сегментацию хребта факторами служат угол наклона рифтовой зоны по отношению к направлению растяжения и изменение толщины хрупкого слоя коры.

Хребет Книповича является элементом транзитной зоны между хребтами Гаккеля на севере и Мона на юге. Она состоит из серии сдвиговых и сдвигово-раздвиговых структур, чье формирование происходило в несколько этапов и продолжается до сих пор. Структурно хребет Книповича является сегментом 1 порядка. Долина хребта не нарушена трансформными смещениями. Скорость спрединга на хребте составляет 15-17 мм/год. Азимут простираания хребта меняется в районе $75^\circ 50'$ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 000° - 007° , а южнее 343° - 350° . С учетом данных [1] о направлении раздвижения плит для отрезка хребта в 307° , отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37° , а в южной 53° [6].

В морфологии рифтовой долины хребта ключевую роль играют два типа структур: вулканические поднятия и глубокие трог. Поднятия с относительным превышением над дном более 500 м разбивают рифтовую

долину на 6 сегментов. Их длина варьирует от 30 до 145 км. Простираение этих сегментов изменяется от 011° до 340° [7].

Высота поднятий составляет 0,5-1,1 км, длина - 4,5-18 км, ширина - 3,6-13,7 км. Все поднятия ориентированы субортогонально направлению растяжения, прослеживаются во внеосевой морфологии в виде цепочек подводных гор протяженностью 30-50 км [7]. Магматические поднятия разделяют трогги глубиной 3,4-3,7 км. Трогги характеризуются U-образным (на юге) или V-образным поперечным профилем (на севере хребта), с шириной по бровкам 15-20 км, по днищу 9-14 км [7]. В районе поднятий группируется магматическая и гидротермальная активность. Напротив, в пределах трогов магматизм практически не фиксируется.

На основании данных [8] было проведено детальное морфоструктурное картирование. Северный участок, с более ортогональным механизмом растяжения, обладает спрединговой долиной с развитыми фланговыми горами, крупными ареалами вулканизма в пределах магматичных сегментов стенки сбросов высокоамплитудные и хорошо выраженные. Нодальные занимают небольшую площадь в днище долины. Южный участок хребта с более сдвиговым механизмом растяжения обладает неглубокой рифтовой долиной, одним ареалом вулканической деятельности. Стенки сбросов короткие, малоамплитудные. Больше площадь и длина нодальных бассейнов. Экспериментальное моделирование показало, что главным фактором, определяющим формирование сегментации рифтовой зоны хребта, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. При его увеличении характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны изменяется от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых.

Хребет Гаккеля простирается примерно на 1800 км от 83° с.ш. 6° з.д. до 125° в.д. Скорость спрединга на хребте варьирует от 9-14 мм/год до 6-7 мм/год и является минимальной для всей системы СОХ. Спрединг ортогонален. Исследования, проведенные на западном участке хребта, позволили выделить три морфологические зоны [9]: западную вулканическую зону (ЗВЗ (7° з.д.- 3° в.д.)), центральную амагматическую зону (ЦАЗ (3° в.д.- 30° в.д.)), восточную вулканическую зону (ВВЗ(30° в.д. – 85° в.д.)). Изменения в морфологии рифтовой зоны связаны с переходом скорости спрединга через величину в 13,5 мм/год. При этом происходит резкое заглубление оси хребта на 1-1,5 км. Структурная граница выражена самым крупным нетрансформным смещением хребта с амплитудой 12-15 км.

Для ЗВЗ характерен рельеф рифтовой долины, типичный для медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта. Днище долины шириной 7-20 км и глубиной до 4-4,2 км занято серией осевых вулканических хребтов длиной 15-50 км и высотой 0,4-1,5 км. Ее крутые борта высотой до 1,5 км разбиты серией сбросов с амплитудой смещения до

1 км и террасированы. Внеосевой рельеф сформирован системой квестообразных блоковых поднятий. Согласно результатам драгирования [9] вулканические постройки и борта рифтовой долины сложены в основном базальтами.

Для ЦАЗ характерна рифтовая долина с узким днищем шириной 2-8 км, глубиной 5-5,4 км и пологими выровненными стенками крутизной местами до 25-30°. Ее дно сформировано серией впадин длиной 15-40 км. В результате драгирования со дна были подняты серпетинизированные перидотиты и габбро. Базальты были обнаружены в единичных драгировках. Внеосевой рельеф сформирован системой валообразных поднятий с пологими склонами и узкими вершинными поверхностями высотой 0,7-2 км с узкими гребневидными вершинными поверхностями шириной не более 1-1,5 км. Склоны данных хребтов не нарушены сбросами. М. Кэннет с соавторами [10] описали подобную внеосевую морфологию на амагматическом участке Юго-Западного Индийского хребта. На участке от 3° в.д. до 13° в.д. в пределах рифтовой долины отсутствуют признаки вулканизма. Восточнее 13° в.д. признаки вулканической активности восстанавливаются. В пределах ВВЗ вулканизм фокусируется в пределах вулканических центров, отстоящих друг от друга на расстояние в 40-150 км. Результаты драгирования вновь показывают преобладание базальтов [9].

Геодинамика спрединга каждого из рассмотренных хребтов оказывает непосредственное влияние на их сегментацию. Хребет Рейкьянес обладает косым спредингом и различной толщиной хрупкого слоя коры рифтовой зоны. В результате формируется два типа сегментации. На юге это система коротких вулканических хребтов, смещенных НТС в пределах редуцированной рифтовой долины. На севере это система протяженных вулканических хребтов не смещенных НТС. В пределах хребта Книповича определяющим фактором служит ориентация сегментов относительно направления растяжения. В результате формируется система амагматичных трогов и магматичных поднятий. Морфология и морфометрия данных структур находится в прямой зависимости от соотношения раздвиговых и сдвиговых напряжений в пределах каждого сегмента. В пределах хребта Гаккеля определяющим фактором служит скорость спрединга. При ее уменьшении ниже 1,35 мм/год магматическая акреция уступает место амагматическому растяжению. Сегментация вулканических хребтов сменяется сегментацией переуглубленных впадин, расстояние между вулканическим центрами достигает 40-150 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1-80.
2. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Свешников А.А., Термическое и реологическое состояние литосферы и особенности

структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес (по результатам численного и экспериментального моделирования) // Физика Земли. 2011. № 7. С. 30-43.

3. Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al. The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // Earth Planet.Sci.Lett. 1998. V. 160. P. 463-478.

4. Appelgate B., Shor A.N. The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: spreading center morphology between 55°50'N and 63°00'N // J.Geophys.Res. 1994. V. 99. № B9. P. 17935-17956.

5. Murton B.J., Parson L.M. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge // Tectonophysics. 1993. V. 222. P. 237-257.

6. Curewitz D., Okino K. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74_30°N-77_50°N // Journal of Structural Geology. 2010. V. 32. P. 727-740.

7. Crane K., Doss H. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Mar. Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 153-205.

8. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen. 2010. С. 111-157.

9. Michael P., Langmuir C.H. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultra-slow spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956-961.

10. Cannat M., Sauter D. et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // Geology 2006. V. 34. № 7. P. 605-608.

The segmentation of ultra-slow spreading Reikjanes, Knipovich, Gakkel ridges was studied. Results of modeling and morphostructural confirm presence of very strong connections between spreading velocity and geometry and segmentation of their rift zones.

**Кузин И.П.¹, Левченко Д.Г.¹, Фленов А.Б.¹, Фанг М.-С.²,
Ванг С.-С.², Яннг Р.-Й.Р.², Чанг Й.², Чен Х.-Хс.³**

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, levch35@mail.ru;

²Национальный университет им. Чен-Кунга, Тайвань, yinchang@mail.ncku.edu.tw;

³Национальный тайваньский университет Отдела наук о Земле, Тайвань)

**Особенности геологического строения и сейсмичности
района подготовки разрушительного землетрясения Чи-Чи
1999 года, о. Тайвань**

**Kuzin I.P.¹, Levchenko D.G.¹, Flenov A.B.¹, Fang M.-C.²,
Wang C.-C.², Yang R.-Y.², Chang Y.², Chen H.-Hs.³**

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²National Cheng Kung University,

Taiwan, ³National Taiwan Normal University of Department of Earth Sciences)

**Features of a geological structure and seismicity of area of
preparation of destructive earthquake Chi-Chi of 1999, Taiwan**

Тайвань является северной частью Филиппино-Тайваньской дуги, которая кулисно смещена к западу от северного фланга Филиппинских о-вов. Здесь параллельно Тайваню протягиваются две подводных возвышенности с вулканическими о-вами, разделенных узкой глубокой депрессией (3000-4000 м) – Манильским желобом. К северной части Тайваня с востока примыкает ЮЗ фланг дуги Рюкю с желобом Нансей глубиной более 6000 м [2; 5]. С точки зрения тектоники плит позиция Тайваня выглядит следующим образом. Остров расположен на границе между плитой Филиппинского моря с востока и Евразийской плитой с запада (рис. 1). Эта граница имеет сложный характер, поскольку включает две зоны субдукции противоположной полярности. Поглощение океанической коры Южно-Китайского моря к югу от Тайваня (от 22° с.ш.), продолжающееся с 6.5 млн лет до сих пор, приводит к коллизии между континентальной окраиной Китая и Лусонской вулканической дугой [8]. Это встречное движение обусловило возникновение горных хребтов Тайваня. Вследствие косо направленной конвергенции под южной частью острова существует зрелая зона коллизии севернее 22°, где Филиппинская плита контактирует с окраиной Евразийской плиты. К северу от Тайваня коллизия плит затухает и сменяется субдукцией первой плиты под вторую вдоль широтного желоба Нансей [6; 12].

В структурном отношении Тайвань представляет собой антиклинорий СВ простирания, образованный породами палеозойского, мезозойского и третичного возрастов. Антиклинорий характеризуется чешуйчатой структурой, обусловленной многочисленными надвигами, движение по которым происходит в широтном направлении восток-запад. Тектонический план Тайваня в направлении с востока на запад состоит из следующих элементов [12] (рис. 1).

изменения направления субдукции и раскрытия трога Окинава [11]. Северо-восточная часть Тайваня была вовлечена в постколлизийный процесс и включена в дуговую систему Рюкю [7; 9].

Изучение сейсмического режима в период подготовки землетрясения Чичи ($M_w = 7.6$) проведено на основе ретроспективного анализа сейсмичности по каталогу сейсмической службы Тайваня (CWB). Длительность исследуемого периода определена по приближенному соотношению для определения момента возникновения предвестников землетрясений разных магнитуд [3; 4]: $\lg T = 0.74 M - 4.6$, полученного на основе статистического анализа многочисленных предвестников разного типа. По этому соотношению рассмотрение сейсмичности выполнено за 10 лет перед событием Чи-Чи (1990-1999 гг.) в соответствии с длительностью периода предвестников при магнитуде 7.6. Исследуемый район включает часть территории Центрального Тайваня в виде прямоугольника в пределах $\pm 1^\circ$ относительно эпицентра (большой район), что соизмеримо с размером очага по соотношению $\lg L = 0.6M - 2.5$ [13]. В пределах большого района был выделен малый район размером $\pm 0.5^\circ$ вокруг эпицентра.

Распределение землетрясений в диапазоне магнитуд $M = 2.5-5.4$ (энергия 10^8-10^{14} Дж) изучалось по годам. При визуальном рассмотрении не обнаружено заметных различий в распределении землетрясений по годам. Например, в 1990 г. отмечалось скопление эпицентров в СВ части большого района (Иланская долина и обрамляющие ее хребты Хсюэшань и Западный Центральный), а также восточнее эпицентра землетрясения Чи-Чи в Сланцевом хребте. В малом районе (50 км вокруг эпицентра) наблюдалось рассеянное распределение землетрясений. В 1999 г. изменение сейсмичности выразилось в значительном возрастании числа землетрясений в этой области, особенно южнее эпицентра (рис.2 а, б).

При анализе схем распределения эпицентров землетрясений с $M_L = 1.5-4.5$ с шагом 0.5 магнитуды, установлено, что вблизи эпицентра наблюдалась концентрация только микроземлетрясений с $M_L = 1.5-2.0$.

С возрастанием магнитуды происходило «разбегание» землетрясений от эпицентра Чи-Чи, их число постоянно уменьшалось и при $M_L = 3.5-4.5$ в области размером $\pm 1^\circ$ вокруг эпицентра сохранились единичные землетрясения. Следовательно, развитие сейсмического процесса в окрестностях эпицентра главного толчка землетрясения Чи-Чи после возникновения первых предвестников происходит в низкоэнергетическом диапазоне ($10^8 - 10^{10}$ Дж). Согласно каталогу CWB наиболее сильные предваряющие толчки (форшоки) с энергией $10^{12}-10^{13}$ Дж возникли в 1999 г. только за несколько дней перед главным толчком землетрясения Чи-Чи на удалениях до 80 км от его эпицентра.

Описанное распределение землетрясений в период подготовки сейсмического события Чи-Чи соответствует зоне сейсмического затишья (брешь 2-го рода) по классификации К. Моги [10], когда в области будущего сильного толчка возникают только слабые землетрясения.

Следовательно, сейсмический процесс перед землетрясением Чи-Чи развивался в пределах бреши 2-го типа по классификации К. Моги с преобладанием слабых землетрясений. Относительно меньшее число более сильных сейсмических событий можно рассматривать как признак накопления тектонических напряжений, поскольку их разрядка на низком энергетическом уровне не способна заметным образом повлиять на продолжающийся рост напряжений в области подготовки сильного землетрясения.

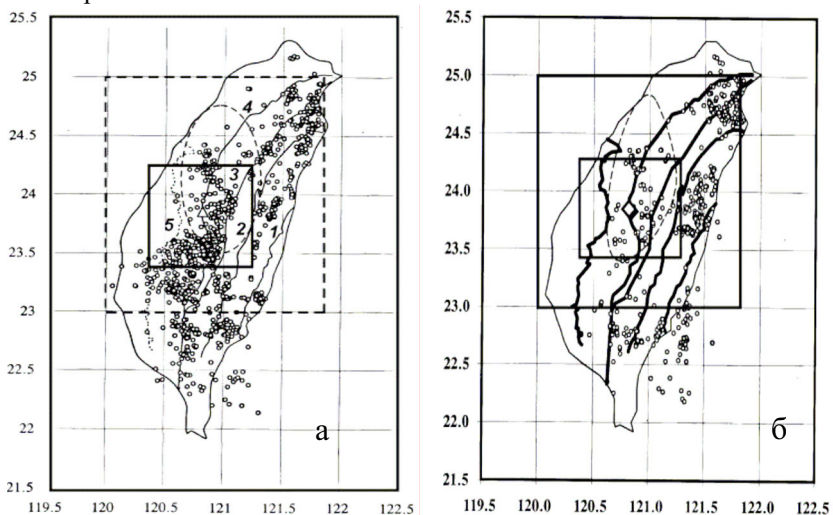


Рис. 2а, б. Распределение эпицентров землетрясений в районе сильнейшего сейсмического события Чи-Чи (1999 г.)

Количественный анализ хода сейсмического режима в период подготовки землетрясения Чи-Чи (1990-1999 гг.) проведен по таким параметрам, как суммарное число землетрясений N_{Σ} во всем диапазоне магнитуд ($M_L = 2.5-5.5$) по годам, объем выборки 3300 событий для большого района и 590 для малого, количество высвобожденной сейсмической энергии ΣE в джоулях при этих землетрясениях и вариации угла наклона годовых графиков повторяемости b.

Рис. 3а иллюстрирует вариации годовых чисел N_{Σ} для большого (верхний график) и малого (нижний график) районов вокруг эпицентра землетрясения Чи-Чи. На первом графике наблюдается постепенный спад до минимума в 1996 г., где значение величины N_{Σ} уменьшается в 1.9 раза по отношению к 1990 г. Такое изменение суммарного числа землетрясений является признаком сейсмического затишья. В то же время возрастание числа землетрясений в 1999 г. по сравнению с 1996 г. в 1.4 раза можно считать сейсмической активизацией перед землетрясением Чи-Чи.

Ход аналогичного графика для малого района подобен таковому для

большого, но более плавный. При этом совпадают как. периоды спада числа землетрясений (затишье) в 1990-1996 гг., так и подъема (активизация сейсмичности) вплоть до момента возникновения землетрясения Чи-Чи в 1999 г. Однако различие в числах землетрясений в начале и конце периода наблюдений по отношению к минимуму 1996 г. для данного района значительно более резкое (соответственно 4.7 и 6.5 раза), что свидетельствует о большей динамичности процессов затишья и активизации вблизи эпицентра землетрясения Чи-Чи.

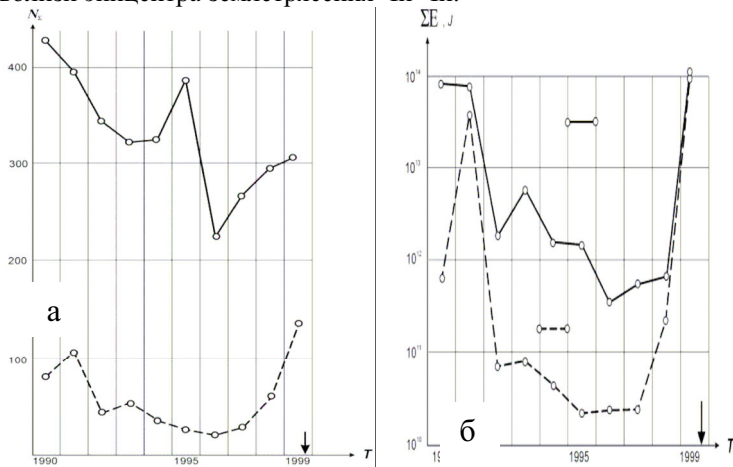


Рис. 3а, б. Вариации годовых чисел N_{Σ} (а) и сейсмической энергии ΣE (б) землетрясений в районе сейсмического события Чи-Чи (1999 г.), обозначено стрелкой

Ход графиков высвобождения сейсмической энергии (рис. 3б) для большого и малого районов также подобен как и для графиков суммарных чисел землетрясений. Различие графиков в деталях сводится к более резкому спаду энергии землетрясений для малого района в начале периода затишья (почти 3 порядка против 1.6 порядка для большого), а также более быстрому подъему на заключительном этапе активизации (2.7 порядка против 2.1 порядка), а активизация в 1996-1997 гг. развивается более медленно. Снижение уровня высвобожденной сейсмической энергии от 1990 до 1996 г. как результат сейсмического затишья составляет 2.4 порядка, а повышение между 1996 и 1999 гг. в ходе последующей активизации - 2.5 порядка. Для малого района за те же сроки снижение уровня высвобожденной энергии достигает 3.5 порядка, а повышение - 3.6 порядка, т.е. в обоих случаях величины сопоставимы. Однако в пределах малого района соотношение количества высвобожденной энергии в периоды затишья и активизации протекали более динамично.

Таким образом, по данным о распределении годового суммарного числа землетрясений и высвобождения сейсмической энергии в районе подготовки землетрясения Чи-Чи более половины 10-летнего срока

наблюдений (7 лет) приходится на сейсмическое затишье и только треть на активизацию, а само событие возникло на фоне максимума сейсмической активности.

Преобладание слабых землетрясений в течение, по крайней мере 7 лет (1992-1998 гг.) из 10-летнего периода подтверждается и повышением наклона графика повторяемости ($b = -1.16$ в среднем). Только в начале и конце периода наблюдений он приближается к величине, характерной для коровых землетрясений ($b = -0.83$ и -0.75) [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бунэ В.И., Горшков Г.П. Метод сейсмического районирования. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 7-13.
2. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическая структура Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука. 1965. 366. с.
3. Мячкин В.И., Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1973. № 6. С. 28-32.
4. Рикитакэ Т. Прогнозирование землетрясений. М.: Мир. 1979. 388 с.
5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научн. Мир. 2001. 604 с.
6. Ho I.Ch., Yu S.B., Chu H.T., Angelier J. Transition tectonics of northern Taiwan induced by convergence and trench retreat // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. V. 358. P.143-162.
7. Lee G.T., Wang Y. Quarternary stress changes in northern Taiwan and their tectonic significance // Proceed. Geol. Soc. China. 1988. No 31. P. 154-168.
8. Lin A.T., Watts A.B., Hasselbo S.P. Cenozoic Stratigraphy and subsidence history of the South China margin in the Taiwan region // Basin research. 2003. V. 15. P. 453-478.
9. Lu C.Y., Angelier J., Chu H.T., Lee J.C. Contractional, transcurrent, rotational and extensional tectonics: Examples from Northern Taiwan // Tectonophysics. 1995. V. 125. P. 129-146.
10. Mogi K. Two kinds of seismic gaps // Pure Appl. Geof. 1979. P. 1172-1186.
11. Suppe J. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction and back-arc spreading near Taiwan // Memoir of the Geol. Soc. of China. 1984. V. 6. P. 21-33.
12. Taiwan tectonics and seismicity. Tectonics Observatory of California Institute of Technology. 2005. 6 p.
13. Ulomov V.I. and GSHAP region 7 Working Group. Seismic Hazard of Northern Eurasia // Ann. Geofis. 1999. V. 42. P. 1023-1038.

There were analyzed variations in time and space earthquakes with $M_L > 2.5$ in the vicinities of epicenter of earthquake Chi-Chi in September 21, 1999 ($M_W = 7.6$) during of its preparation. Within large rectangular area (sizes $1 \times 1^\circ$) and small one ($0.5 \times 0.5^\circ$) were studied variations of seismic regime parameters: annual number earthquakes N_Σ (magnitudes $M_L = 2.5-5.5$); quantity of released seismic energy ΣE and recurrence coefficient b . Two clear subperiods were distinguished: seismic quiescence during 1990-1996 and activation in 1997-1999.

Леонова Т.Д., Белоус О.В.

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

Основные этапы развития рельефа шельфа западной части Охотского моря

Leonova T.D., Belous O.V.

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

The main stages of the development of a bottom relief of the western part of the Okhotsk Sea

Начало перестройки бассейнов рек Западного Приохотья и формирование новейшего структурного плана заливов западной части Охотского моря Ю.К. Ивашинников и А.М. Короткий [1] относят к среднему плейстоцену. А береговая зона заливов приобрела современный облик в результате ее последовательного развития в позднем плейстоцене-голоцене на фоне гляциоэвстатических колебаний уровня моря. В течение этого времени положение береговой линии неоднократно перемещалось в пределах от +10-12 до -100-130 м (рис.1), что подтверждено данными бурения, сейсмо- и электроразведки на современном шельфе.

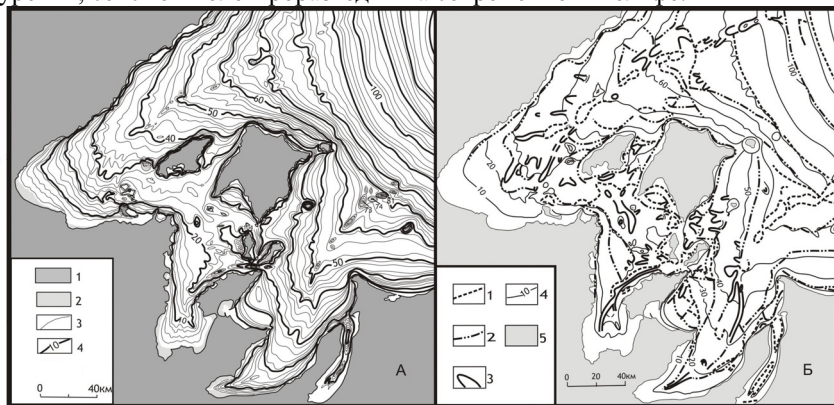


Рис. 1. Батиметрическая схема западной части Охотского моря (А):

1 – суша; 2 – осушка; 3 – изобаты, 4 – основные изобаты.

Орографическая схема западной части Охотского моря (Б):

1 – структурный шов; 2 – тыловой шов; 3 – граница структур;

4 – изобаты; 5 – суша.

Наиболее мощное для всего плейстоцена развитие абразионных процессов, приведших к формированию современных очертаний морских побережий и поверхности шельфа, связано с трансгрессией начала позднего плейстоцена [2]. С ней связана ингрессия морских вод в долины рек. Повышение уровня моря вызвало образование лагун и озер, заболачивание

значительных территорий.

На юго-западном побережье Тугурского залива в тех местах, где к берегу моря подходят устья крупных рек (Эрена и Маймагун), встречаются высокие террасы (8-10 и 15-20 м). В большинстве случаев в уступах террас обнажается цоколь, сложенный коренными породами (песчаниками, сланцами и др.); на цоколе лежат валунно-галечниковые и песчано-галечниковые отложения. Достоверных данных относительно возраста этих террас нет. Генезис их также является спорным. Л.И. Красный [19] по характеру, литологии и геоморфологическим условиям залегания относит рассмотренные отложения к аллювиальным, а сами террасы - к речным образованиям. Другие авторы [3, 4] выделяют на материковом побережье Северного и Северо-Западного Приохотья позднеплейстоценовые морские террасы и барьерные формы типа пересыпей в устьях рек на высотах до 10 - 12 м и относят их к трансгрессии начала позднего плейстоцена [5, 6].

Мощная регрессия, сопровождающая период оледенения в позднем плейстоцене, обусловила глубокий эрозионный врез в бассейнах рек. Береговая линия, по данным разных авторов, располагалась на отметках 110-130 м ниже современно уровня моря [7, 8, 9, 10].

Во время регрессии территория, занятая современным заливами (Тугурским, Ульбанским, Николая, Удской губой и др.) представляла собой субэвральную аккумулятивно-денудационную равнину, интенсивно расчлененную речными долинами. Глубина вреза долин достигала максимума вблизи современной береговой линии. В устье р. Уда она достигала 110 м [1], что подтверждено результатами буровых и геофизических работ в прибрежной части Удской депрессии, где вскрыты грубообломочные аллювиальные отложения максимальной мощностью до 110-120 м [11].

По некоторым данным береговая линия в раннем голоцене находилась на 43-47 м ниже современного уровня [1]. По результатам сейсмоакустического профилирования и буровых работ с глубины 45 м к современному побережью начинается увеличение мощности голоценовых осадков, что, по-видимому, фиксирует начало голоценового этапа трансгрессии [9]. На глубине 20-21 м прослеживается перегиб дна. Этот факт может свидетельствовать о замедлении скорости трансгрессии. По данным И. Г. Вейнсберга и др. [12] формирование берега на глубине 17-21 м происходило 8277±130 до 6630±10 лет назад. Выше этой глубины обширное мелководье занимала зона осушки и пляжа, где происходило осадконакопление.

При исследованиях прибрежных районов Северо-Западного Приохотья В.С. Пушкарем [13] и А.М. Коротким с соавторами [14, 15] выделен среднеголоценовый климатический оптимум, который характеризуется быстрым подъемом уровня моря: за 2000 лет он повысился на 20-22 м. Около 6000 лет назад трансгрессия достигла своего апогея и составила +2 -

+6м над современным уровнем [1, 5, 6]. Результатом этой трансгрессии считают низкую морскую террасу (+4 - +6 м), образование которой является важным этапом развития береговой зоны [16, 17, 18, 9]. В заливах эта терраса развита эпизодически, и лишь в вершинах; абсолютные отметки ее поверхности изменяются в пределах от +2,5 до +5 м [19].

Во время трансгрессии в бухтах и приустьевых частях рек, где существовали условия типа ингрессионных заливов, при общем дефиците наносов была локализована аккумуляция. На дне остальной части заливов в среднем голоцене в результате активизации абразионных процессов происходил размыв, чему способствовало возрастание скорости приливных течений в результате резкого увеличения площади акватории заливов. Это подтверждается отсутствием современного осадконакопления в пределах большей части заливов и широким развитием здесь реликтовых и перемытых осадков [5].

Для выявления динамики морфогенеза заливов необходимы дополнительные экспедиционные исследования, но можно сделать некоторые предположения о тенденциях развития рельефа дна. В условиях возможного подъема уровня Мирового океана на участках абразионно-бухтового побережья в зависимости от геологического строения, т.е. устойчивости к размыву слагающих побережье геологических формаций, абразия будет протекать с различной скоростью, и берег будет отступать на различное расстояние. Возможно, несколько активизируется абразия в пределах выступающих в море мысов. Наибольшие изменения, вероятно, будут происходить в южных вершинах залива, в пределах осушки, которая будет подвержена размыву. Предположительно, произойдет затопление маршей и аллювиальных низменностей.

Прогнозируемое повышение уровня моря должно привести к активизации процессов абразии на дне залива, увеличению мощных вдольбереговых потоков наносов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ивашинников Ю.К., Короткий А.М. Неотектоника и палеогеография кайнозоя Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: ДВГУ, 2005. 392 с.
2. Короткий А.М. Эволюция субаэральных геосистем и основные палеогеографические события в позднем кайнозое на юге Дальнего Востока // Материалы XII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 2004. С. 207-209.
3. Ананьева Э.Г., Смирнова Т.Н. Корреляция континентальных и прибрежно-морских верхнеплейстоценовых отложений Северо-Западного Приохотья // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 153-159.
4. Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В., Смирнова Т.Н., Пахомов

- А.Ю. Особенности рельефа и рыхлых отложений древней береговой зоны Северного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 26-35.
5. Лебедев С. А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур юго-западного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 36-52.
6. Лебедева Е.В. Эволюция рельефообразующих процессов Западного Приохотья в кайнозое // Геоморфология. 1998. № 2. С. 81-90.
7. Арчиков Е.И., Иващенко Ю.К. Особенности строения побережья и шельфа Юго-Западного Приохотья в зависимости от морфоструктурной основы // Геоморфология и палеогеография шельфа: Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии. М.: Наука, 1978. С. 66-71.
8. Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Ведущие природные факторы и аномальные явления юга российского Дальнего Востока // Материалы XIII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Т. 1. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. С. 62-63.
9. Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Гуськов Л.Г., Шмулев В.Г., Наумов Ю.А. Древние береговые линии последлениковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 196-207.
10. Кулаков А.П. Морфоструктурные преобразования по восточной окраине Азии – следствие расширяющейся Земли // Изучение глобальных изменений на Дальнем востоке. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2004. С. 42-43.
11. Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1 М.: Наука, 1976. С. 351-426.
12. Вейнсберг И.Г. Древние морские берега СССР (особенности распространения, генезиса и степень изменения): Автореф. дис. д-ра геогр.наук. М.: МГУ, 1991. 49 с.
13. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 140 с.
14. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
15. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 218 с.
16. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов А.Г. Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1975. 336 с.
17. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 177 с.
18. 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: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 118-130.

19. Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 162 с.

The coastal zone of gulfs (Udskiy, Tugurskiy, Ulbanskiy, Nicolai) has got a modern shape as a result of its consistent development in Late Pleistocene-Holocene on a background of the glacioeustatic fluctuations of the sea. During this time a position of a coastal line repeatedly moved within limits from +10 - +12 m up to 100 - 130 m.

Миронюк С.Г., Иванова А.М., Скворцов С.В.

(ООО «Питер Газ», mironyuk.sg@petergaz.com)

**Геологические опасности на северо-восточном шельфе
о. Сахалин (район обустройства Киринского месторождения)**

Mironyuk S.G., Ivanova A.M. Skvortsov S.V.

(Peter Gaz LLC)

**Geohazards on the northeast shelf of Sakhalin Island (area
Kirinskoye field facility development)**

Освоение морских месторождений углеводородов требует детальной оценки опасности экзогенных и эндогенных геологических процессов. Анализ материалов изысканий реализованных проектов обустройства шельфовых месторождений северо-востока о. Сахалин (Чайво, Аркутун-Даги и др.) показал, что в условиях Охотского моря чрезвычайно опасными (катастрофическими) процессами для морских сооружений являются землетрясения, разжижение грунтов и неравномерные осадки, а также, особенно для площадных объектов подводного добычного комплекса, газопроявления в форме внезапных выбросов газа. К опасным можно отнести литодинамические процессы переформирования морского дна и ледовую экзарацию в береговой зоне.

Подводный добычный комплекс (ПДК) Киринского газоконденсатного месторождения (ГКМ) это многофункциональная система линейных и площадных объектов, которая включает в себя манифольд, буровые темплеты, внутривнепромысловые и основной трубопровод (протяженностью около 28 км) от площадки манифольда до береговой площадки управления ПДК.

С целью идентификации и картирования геологических опасностей в пределах Киринской площади были выполнены комплексные инженерные изыскания, включая непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП), гидролокацию бокового обзора (ГЛБО), эхолотирование, подводную видеосъемку, литодинамические исследования, геотехнические работы и др.

Наш опыт изучения геологических опасностей показал, что при выявлении донных мезо- и микроформ (палеодолин, экзарационных борозд, покмарок и т. д.) наилучшие результаты были получены при совместном анализе батиметрических, сейсмоакустических данных и данных гидролокатора бокового обзора. При этом были очевидны преимущества многолучевого эхолотирования относительно однолучевой модели.

Для получения данных о латеральной изменчивости пород и строении геологического разреза, в т. ч. для обнаружения газонасыщенных грунтов наилучший итог дает применение НСАП в комплексе с бурением [1] .

В тектоническом отношении район расположения Киринского

месторождения находится в пределах восточного крыла Хоккайдо-Сахалинского регионального разлома – крупнейшего активного нарушения северо-восточной части острова. Зона разлома в настоящее время рассматривается как основной очаг возможных землетрясений, определяющий сейсмичность района. Она находится приблизительно в 6-7 км западнее береговой линии моря и в 35-40 км от района разработки месторождения. Сейсмическое микрорайонирование района работ, включая вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО) показало, что исходная сейсмичность района обустройства Киринского месторождения для периода повторяемости $T = 1000$ лет составляет: $A_{max} = 0,21 - 0,25$ g или $I_{MSK} \approx 8,0 - 8,3$ балла – для грунта II категории, при этом верхние значения I_{MSK} относятся к береговой зоне, а нижние – к восточному морскому участку. Расчетная сейсмическая интенсивность на участках с неблагоприятными грунтовыми условиями достигает 8,7 балла.

К числу наиболее опасных вторичных эффектов землетрясений относится разжижение грунтов. Исследование этого явления (по данным статического зондирования, путем динамического трехосного сжатия модельных образцов, а также с использованием метода основанного на расчетах сейсмического потенциала разжижения) позволило заключить, что песчаные грунты в местах строительства объектов подводного добычного комплекса подвержены разжижению.

Разжижение грунтов возможно при сейсмических воздействиях с $T = 500-1000$ лет и $M = 5,5-6,0$. Разжижаются в основном пески мелкие рыхлые, средней плотности, песок пылеватый средней плотности и песок средней крупности средней плотности. Мощность разжижаемых грунтов достигает 3-4 м. Наблюдается тенденция уменьшения мощности разжижаемого слоя по направлению к берегу [2].

В прибрежной полосе наибольшую опасность для подводных сооружений представляют активные литодинамические процессы (миграция наносов под влиянием, главным образом, ветрового волнения), обуславливающие деформацию дна. Наиболее значимые изменения донного рельефа здесь связаны с перемещением подводных валов, а также крупномасштабных пляжевых фестонов.

По данным наблюдений, на береговом склоне в месте прокладки трубопровода на глубинах до 7 м отмечается от 1 до 3-5 валов высотой до 2-3 м. Таким образом, амплитуда деформаций при перемещении валов составляет $\pm 1,5$ м, а максимальное углубление дна может составить 3 м. Во внешней части береговой зоны (глубины от 7 до 15 м) волнение уже не способно значительно деформировать дно.

Большие пляжевые фестоны развиты на участке берега между Лунским и Старо-Набильским заливами. Они постепенно смещаются в направлении вдольберегового потока наносов. Наиболее значительная система фестонов обладает амплитудой равной 25 – 40 м, а изменение глубин на урезе

достигают $\pm 2,0$ м. Максимальное углубление дна в приустьевой зоне составляет, соответственно, 4,0 м.

Деформации дна вызываемые неволновыми поступательными течениями связаны с перемещением песчаных аккумулятивных тел различного масштаба. В порядке возрастания высоты выделяются рифели (первые сантиметры), лунообразные мегарифели (десятки сантиметров) и дюны (около 1 метра) и песчаные волны (до нескольких метров). Согласно расчетам на глубинах 10-15 м в наиболее неблагоприятном случае максимальная высота дюн может достичь 1 м, а средняя амплитуда деформаций составит $\pm 0,5$ м.

За пределами береговой зоны на глубине 20-50 м образуются наиболее крупные аккумулятивные формы рельефа – песчаные волны. В коридоре трассы трубопровода волны расположены субпараллельно друг другу, под углом к берегу $40^\circ - 50^\circ$ (рис.). По результатам промеров глубин высота волн в интервале глубин от 20 до 30 м варьирует от 1,5 до 3,4 м, увеличиваясь с глубиной моря, ширина волн не превышает 400 м. По данным Белошапкова А.В. и др. [3] в районе месторождения Чайво, по результатам повторных промеров, песчаные волны, аналогичные выше описанным, перемещаются вдоль берега со скоростью около 10 м/год.

На глубинах от 30 до 45 м располагаются волны ориентированные параллельно линии берега и заметно разрушенные процессами донной эрозии. Волны, вероятно реликтового характера, располагаются с шагом до 50 м, ширина их не превышает 450 м, высота 2 м.

В области глубин более 50 м непосредственно в коридоре трассы проектируемого основного трубопровода обнаружены лишь единичные мегарифели высотой до 0,30 – 0,40 м.

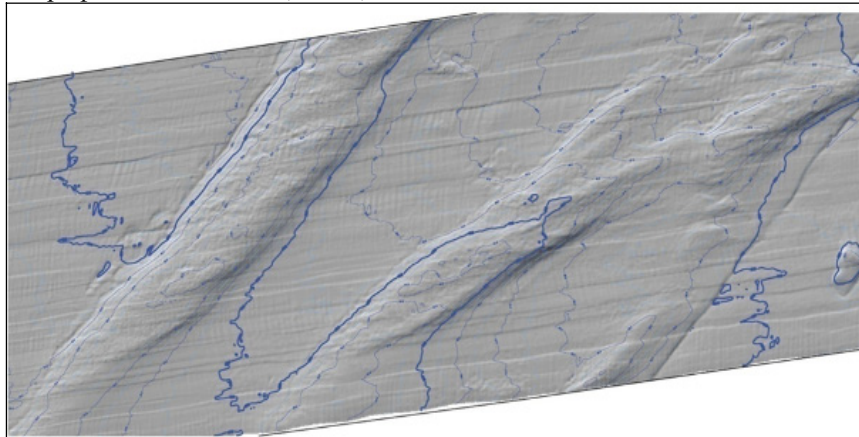


Рис. Песчаные волны в коридоре прокладки основного трубопровода

В наиболее глубоководной части Киринского месторождения (80-90 м) расположено поле мегарифелей высотой до 0,45 м и шагом около 20 м, ориентированных строго с севера на юг, параллельно береговой линии.

Наличие здесь мегарифелей свидетельствует о высоких скоростях придонных течений и значительных перемещениях наносов.

При взаимодействии дрейфующих ледовых образований (торосов, айсбергов) с донным грунтом, в последнем нередко возникают борозды различной глубины и протяженности. Экзарация может представлять серьезную угрозу целостности прокладываемого морского трубопровода, особенно в береговой зоне.

Средняя глубина внедрения торосов в грунт на северном шельфе о. Сахалин по данным натурных исследований составляет 0,5 м, максимальная зафиксированная глубина внедрения торосистых образований в дно составила 2,13 м. Борозды ледового выпаживания могут наблюдаться в прибрежной зоне до изобаты 30 м [4].

Охотское море, как известно, является одним из самых активных в северных широтах бассейнов подводной разгрузки метана [5]. В районе исследований геофизическими методами обнаружены два основных вида эмиссии метана: локальные (сосредоточенные) выходы (газовые сипы («факелы»)) и площадное поступление метана из т. н. газовых «труб» (каналов) над газоносными структурами [6]. Струйные газовыделения (в виде газовых плюмов на сейсмограммах) в коридоре трассы трубопровода были обнаружены как в береговой, мелководной зоне (на глубинах от 12 до 15 м), так и на других участках трассы трубопровода. При внезапном выбросе газа из донных осадков нередко образуются покмарки. Одна из выявленных покмарок в глубоководной части района обустройства месторождения имеет глубину около 1,5 м и диаметр 45 м.

В районе отчетливо выделяется две газовых «трубы», которые образовались в результате миграции газов из более глубоко залегающих залежей. Одна из них находится на Киринской площади, прослеживается до самого дна, и отражается поднятием в рельефе высотой до 1,5–2,0 м.

Протяженность участка выхода газа составляет около 350 м. Вторая газовая «труба» приурочена к Лунской площади. По геофизическим данным ширина зоны выхода газа здесь составляет около 250-260 метров. К специфическому, и, пожалуй, наиболее опасному для ПДК виду газопроявлений относятся газовые «карманы» в верхней части осадочного чехла. Они были обнаружены с использованием НСАП и сейсморазведки высокого разрешения. Выделены 3-4 зоны локализации газовых «карманов» на глубинах преимущественно от 10 до 325 м от поверхности морского дна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Миронюк С.Г., Клевшин С.М. Опыт применения геофизических методов с целью идентификации морских геологических опасностей // ГеоИнжиниринг. 2010. № 1. С. 48-54.

2. Миронюк С.Г., Манжосов С.В., Ионов В.Ю. Оценка разжижаемости грунтов на площадках строительства подводных трубопроводов и добычного комплекса в районах северо-западного и северо-восточного шельфа о. Сахалин // Инженерные изыскания. 2011. № 6. С. 6-14.
3. Белошапков А.В., Гордин А.И., Ильин В.В., Путов В.Ф. Аккумулятивные формы прибрежной зоны и шельфа северо-восточного Сахалина // Человечество и береговая зона мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 126-140.
4. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. Санкт-Петербург: Прогресс-Погода, 1997. 197 с.
5. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2009. № 1 (7). С. 31-39.
6. Жильцов А.М. Зоны газонасыщения в верхней части осадочного чехла – прямой признак наличия углеводородных залежей на глубине // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана: сб. статей / Отв. ред. Е.В. Кочергин, В.Н. Сеначин. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 76-92.

The results of study of geohazards on the northeast coast of Sakhalin Island showing that the greatest threat to marine structures of Kirinskoye field are earthquakes, liquefaction of soils, shallow gas and lithodynamic processes.

Мысливец В.И.¹, Коротаев В.Н.¹, Зверев А.С.¹, Федин М.В.², Федин М.М.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва;
myslivets@yandex.ru; ²ООО «Южнобережный центр изысканий», АР Крым,
Украина)

Рельеф шельфа в районе Севастополя

**Myslivets V.I.¹, Korotaev V.N.¹, Zverev A.S.¹, Fedin M.V.²,
Fedin M.M.²**

¹M.V. Lomonosov Moscow state university, Moscow;

²ООО "Iuznoberejniy zentr izyscanij", AR Krimea, Ukraine)

The relief of the shelf in the Sevastopol region

Самая выразительная форма берега в Юго-Западном Крыму – это Севастопольская бухта. Долина р. Черной, затопленными низовьями которой является бухта, на суше заложена по разлому диагонального северо-западного простириания. Его продолжает субширотно ориентированный грабен, выраженный в рельефе в виде понижения Севастопольской бухты. Судя по тому, что один из разломов грабена смещает верхнечетвертичные суглинки, это весьма активное тектоническое нарушение [1]. Эрозионная деятельность р. Черной, одной из наиболее многоводных в Крыму, также способствовала морфологической выраженности бухты.

В рельефе дна Севастопольская бухта выражена в виде корытообразной ложбины длиной около 7 км, ширина которой изменяется от 1300 м на западе до 700 – 800 м в восточной, кутовой части. Большая часть выровненного дна бухты оконтуривается глубинами около 16 м. Северный борт ложбины в общем вытянут с запада на восток и может быть подразделен на три участка. Восточный участок, от Нефтяной гавани до бухты Голландия, длиной около 2 км, имеет относительную высоту от 6 м на востоке до 12 м на западе; крутизна его также возрастает к западу. Средний участок расположен между бухтами Голландия и Северной; расстояние по прямой между ними составляет 2,3 км. Относительно предыдущего участка он смещен к северу примерно на 300 м. Линия смещения вытянута в северо-северо-восточном направлении и соединяет бухту Голландия с расположенной на южном берегу Килен-бухтой. Северный борт ложбины в районе бухты Голландия довольно пологий, если не считать отдельных уступов (на глубине 10 м – высотой около 3 м). К западу он становится более крутым; здесь, в районе бухт Северная и Инженерная, находится самый крутой, высокий (около 16 м в подводной части) и протяженный, около 1 км, отрезок северного борта ложбины.

Западный участок, от бухты Северная до мыса Константиновского, также смещен к северу относительно предыдущего на 300 м, причем на

линии смещения находится самая крупная бухта южного берега – Южная, длиной более 2 км. Это смещение, как и в районе бухты Голландия, очень напоминает выраженный в очертаниях берега правосторонний сдвиг. Глубины в пределах этого участка полого нарастают к основанию борта ложбины, лежащему на глубине около 16 м.

Южный борт ложбины Севастопольской бухты также делится на три участка. Первый, восточнее Килен-бухты, протягивается до устья р. Черной, в районе которого он имеет наиболее выположенный характер и глубины до 5 м. К западу глубины основания возрастают до 12 – 13 м, а ширина борта составляет около 50 м. Второй участок расположен между Килен-бухтой и бухтой Южной и, так же, как на северном борту, наиболее крутой: при ширине около 100 м глубины основания составляют 16 м. Третий, западнее Южной бухты, изрезан бухтами Мартынова, Александровской, Артиллерийской – широкими и так же, как и на северном склоне, неглубоко вдающимися в сушу. Глубины в бухтах до 15–16 м. Наиболее глубока Южная бухта. Она имеет выраженный в рельефе тальвег с глубинами 16–17 м.

В пределах днища ложбины Севастопольской бухты глубины меняются очень незначительно, от 18 – 19 м на входе до 10 м в кутовой части. Тальвег подводного продолжения р. Черной в рельефе почти не выражен; более выразительны тальвеги подводных продолжений балок в бухтах, особенно в Южной, тальвег которой прослеживается до глубины 18 м.

На входе в Севастопольскую бухту, непосредственно западнее входных молов, в рельефе дна отмечается небольшое, относительной высотой около 1 - 2 м, вытянутое с севера на юг валообразное возвышение, образующее что-то вроде порога на входе в бухту. Непосредственно с востока к нему примыкает понижение относительной глубиной 2 м, шириной около 200 м и длиной до 800 м. Сочетание возвышения и понижения больше всего напоминает пересыпь на входе в бухту и отгороженный ею лиман, наиболее глубокая часть которого примыкала к пересыпи. В пользу этого предположения говорит наличие осадочного заполнения понижения мощностью до 3 м, вскрытого сейсμοпрофилированием. Судя по глубинам, пересыпь образовалась при положении берега на современных отметках около -16 м. Эстуарий реки Черной представлял тогда собой лиман, подобный широко распространенным ныне на северо-западном побережье Черного моря. В настоящее время между входными молами образуются течения, направленные в бухту и обратно; они могут эродировать дно, углубляя его.

В Севастопольской бухте было выполнено сейсμοпрофилирование с использованием источника сейсмических волн типа «спаркер». Оно показало, что сейсмогеологические условия разреза в самой бухте крайне неблагоприятны; информативную запись удалось получить в районе входа в бухту. Помимо уже упомянутого заполнения лимана, на глубине воды 20 м был получен разрез строения затопленного продолжения р. Черной. Её

долина заполнена осадочной толщей мощностью около 20 м. Толща делится на два горизонта примерно равной мощности – по 10 м каждый. Под выраженным в рельефе затопленным тальвегом Карантинной балки, прослеживающимся до глубин 19 м, сейсмопрофилирование вскрыло погребенный V-образный врез относительной глубиной 20 м, заполненный осадочной толщей без признаков стратификации.

От мыса Константиновский берег поворачивает на север, к устью р. Бельбек и дальше. Подводный склон отмель, изобата 15 м лежит на расстоянии километра и более от берега. Здесь начинается морфоструктурная область Альминской впадины.

К западу от предполагаемой пересыпи ложбина Севастопольской бухты продолжается и на меридиане Стрелецкой бухты, на глубинах 31–32 м, сливается с равниной шельфа.

С севера ложбина ограничена подводной возвышенностью – продолжением в море выступа побережья в районе мыса Коса Северная. Общее простираие её – на запад-юго-запад, параллельно общему направлению берега западнее Карантинной бухты. Длина возвышенности 2,5 км; глубины над гребневой частью увеличиваются с 5 м в 600 м от м. Коса Северная до 20 – 21 м к северу от бухты Песочной.

Южный берег к западу от входа в бухту поворачивает на запад-юго-запад; подводный склон на участке Стрелецкая бухта – мыс Херсонес состоит из двух частей. Нижняя имеет ширину 200–300 м и ограничена сверху глубинами около 20 м. Подножие склона располагается на глубинах от 30 м на востоке до 40–50 м в районе м. Херсонес, где эта часть склона образует довольно крутой уступ. Плановые очертания нижней части прямолинейны (за исключением Двойной бухты и ложбины Севастопольской бухты) и продолжаются направлением северного склона подводной возвышенности к западу от м. Коса Северная.

Верхняя часть, на глубинах менее 20 м, имеет ширину от 200 до 500 м и изрезана глубокими бухтами – Стрелецкой, Круглой, Камышовой, Казачьей – и целым рядом более мелких бухт, разделенных многочисленными мысами. Преобладают абразионные берега, а на мелководье часты выходы коренных пород. Генетически большая его часть представляет собой бенч. Типичны подводные продолжения мысов, оставшиеся на месте надводной части, разрушенной абразией. Так, подводную часть длиной 700–800 м имеет мыс, ограничивающий с запада Карантинную бухту. В рельефе дна она прослеживается до глубин 18–18,5 м, а погребенное продолжение зафиксировано на одном из сейсмопрофилей. Воздействие абразии на городище древнего Херсонеса наглядно видно на примере Уваровской базилики, часть которой срезана клифом. Маловероятно, что этот храм в свое время строили близко к краю обрыва – скорее, отступали от него; тем не менее за прошедшие 1500 лет абразия уничтожила значительную полосу берега. Скорость её была не менее 1–1,5 м в столетие.

Подводное продолжение мыса Херсонес прослеживается к западу на 3,5 км, где на глубинах 80 – 85 м теряет морфологическое выражение. У этого мыса и дальше на юго-восток к мысу Фиолент берег абразионный, со скалистым бенчем и небольшими примкнувшими «карманными» пляжами. На шельфе преобладают глубины в 70 – 90 м и он имеет в целом приглубый характер. Здесь начинается другая морфоструктурная область – Крымского мегантиклинория.

Большая проблема – происхождение шельфа в этом районе. Его профиль свидетельствует об интенсивных погружениях и перекрытии складчатого основания неогеновыми и четвертичными отложениями [2]. Абразия, хоть и играла значительную роль, все же была процессом вторичным в оформлении этого участка побережья.

Тальвеги наиболее крупных балок – Стрелецкой, Камышовой с Казачьей (низовья которых, сливаясь, образуют Двойную бухту) – прослеживаются до глубин 31 – 32 м. Такой глубокий врез объясняется значительной площадью водосбора в прошлом. В настоящее время верхние, а у двух последних балок и средние части бассейнов уничтожены в результате абразии берега и отступления бровки клифа между мысами Херсонес и Фиолент.

Особенности морфологии подводного склона позволяют предположить, что берег восточнее мыса Херсонес заложен по крупному тектоническому нарушению, которое протягивалось до северного склона возвышенности западнее м. Коса Северная. У входа в Севастопольскую бухту это нарушение сочленилось с грабеном бухты, образуя сложный тектонический узел. Тектоническая трещиноватость менее крупных размеров проявилась в очертаниях бухт, вытянутых в меридиональном направлении, а также в извилистых очертаниях Карантинной бухты и её подводного продолжения. В контурах этой бухты прослеживаются две системы нарушений – северо-западная и северо-восточная.

Когда в ходе послеледникового подъёма уровня 7 – 8 тыс. л. назад море достигло современных отметок 19 – 20 м [3], скорость трансгрессии замедлилась и началась интенсивная абразия берегов, которая продолжается на фоне последующих осцилляций уровня до настоящего времени. Был выработан бенч, окаймляющий сейчас практически все открытые участки побережья. Во время одного из положений уровня на глубинах 16–17 м была сформирована пересыпь на входе в Севастопольскую бухту. Продолжавшийся подъём уровня привёл к затоплению около 6 тыс. л. назад низовьев р. Черной, устьев её притоков и образованию современного контура берега.

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. В формировании основных черт рельефа большую роль сыграли дизъюнктивные дислокации. Низовья р. Черной заложены по разлому северо-западного направления; очертания Севастопольской бухты

определены грабеном с признаками правосторонних сдвиговых деформаций; третье значительное разрывное нарушение предполагается между мысами Херсонес и Коса Северная.

2. Разрывные нарушения предопределили рисунок эрозионно-аккумулятивной сети. Днище ложбины Севастопольской бухты выражено в рельефе дна до глубин 31–32 м; мощность её осадочного заполнения, состоящего из двух частей, достигает 20 м. Тальвеги балок – бывших притоков р. Черной – прослеживаются до глубин: Южная и Карантинная – 18–19 м; Стрелецкая, Камышовая и Казачья – 31–32 м.

3. Большую роль в оформлении современных очертаний берегов сыграла абразия, признаки воздействия которой особенно значительны на глубинах менее 20 м.

4. В ходе послеледниковой трансгрессии на месте Севастопольской бухты некоторое время существовал лиман, отгороженный пересыпью на входе в бухту. Берег тогда располагался на современных глубинах около 16 м.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 10-05-00193.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.С. Разрывные нарушения Горного Крыма // Геологический журнал. 1983. № 2. С. 126–129.
2. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря / Под ред. П.Н. Куприна. М.: Изд-во МГУ, 1988. 312 с.
3. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток: Дальнаука, 2009. 352 с.

The main role in the relief development was at the tectonical fractures, the river erosion when sea level dropped and the sea abrasion, which beginning about 7–8 thousands of years ago. The erosion basis of main small valleys was at the depth 18–19 m and 31–32 m. The seismoacoustic investigations revealed buried valleys on the shelf with thickness of sediment infilling about 20 m.

Павленкова Н.И.

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

Глубинное строение континентов и океанов и природа их формирования

Pavlenkova N.I.

(Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow)

Deep structure of the continents and oceans and the nature of their formation

Существует три основных модели формирования океанов. По концепции тектоники литосферных плит океаны образовались за счет раздвижения (спрединга) литосферных плит в области срединно-океанических хребтов и их субдукции под континенты. Гипотезы расширяющейся Земли тоже объясняют возникновение океанов за счет разрыва и раздвижения континентальной литосферы, но при увеличении радиуса Земли ее субдукции не требуется [1, 2]. По концепции тектонике вращений [3] и по данным петрологии [4] при образовании океанов большую роль играли процессы разрушения континентальной коры за счет ее базификации. Общим для этих концепций являются предположения, что вначале вся поверхность Земли была покрыта мощной континентальной корой, и что все океаны образовались по единому сценарию. Но это не объясняет существенных различий океанов по глубинному строению. Не учитывается также, что под континентами существуют крупные положительные аномалии сейсмических скоростей, простирающихся до глубины 300-400 км, так называемые «корни континентов». Часто остается не объясненной природа микро-континентов, как отдельных фрагментов субконтинентальной коры, выявленных во многих океанах.

В настоящей работе описываются эти различия, и затем предлагается геодинамическая модель формирования континентов и океанов, увязывающая их структурные особенности в единую причинно-следственную систему.

Особенности структуры Тихого океана.

Ни одна из концепций формирования океанов не объясняет, почему только Тихий океан окружен активными окраинами континентов. Края этих континентов образуют правильную дугу [5], вдоль которой сформировалось кольцо сейсмоактивных зон. Практически под прямым углом это кольцо пересекается другой глобальной зоной эпицентров землетрясений – Средиземноморско-Азиатской. Для этих зон характерны наклонные зоны аномальных сейсмических скоростей, секущих часто всю мантию [6].

Глубинное заложение Тихоокеанского кольца подчеркивается и гравитационным полем [7]. Вокруг Тихого океана наблюдаются кольцевые аномалии. Одна из них - отрицательная, пересекающая совершенно разные

по строению регионы: центральную часть Евразии, Индийский океан, восточные части Северной и Южной Америки. Такая глобальная аномалия может быть связана только с глубинными неоднородностями планеты.

Тихий океан отличается также большими размерами и правильной формой. Он фактически определяет деление Земли на два полушария с опущенной и приподнятой поверхностью. Это – не случайная особенность Земли, такое же строение характерно и для других планет, например, Луны и Марса [8]. Все эти особенности Тихого океана означают, что его происхождение нельзя объяснить единым механизмом с другими океанами.

Система срединно-океанических хребтов.

К глобальным структурным особенностям планеты относится и регулярная система срединно-океанических хребтов. Она симметрична относительно южного полюса, образуя кольцо вокруг Антарктиды и серию рифтовых и нарушенных зон, расходящихся по меридианам с примерно одинаковым расстоянием между ними, 90° . Три из этих нарушенных зон трассируются в южном полушарии по срединно-океаническим хребтам и прослеживаются далее в континентальных областях до Арктики, как зоны активного тектогенеза. Четвертая зона проходит по меридиану 155° от западных окраин австралийского шельфа до Сахалина [9].

Упорядоченность глобальной системы срединно-океанических хребтов и нарушенных зон свидетельствует об отсутствии крупных хаотичных перемещений отдельных частей внешней оболочки планеты, континентов или литосферных плит, относительно друг друга, но она хорошо согласуется с моделью расширяющейся Земли, с максимальным расширением в южном полушарии [10].

Геодинамическая модель формирования континентов и океанов.

Существующие концепции глобальной геодинамики объясняют обычно лишь отдельные структурные особенности Земли, и часто не согласуются с другими ее особенностями. Ниже предлагается ротационно-флюидная модель формирования континентов и океанов, объясняющая все эти особенности с единых позиций. Некоторые аспекты этой модели изложены в работах [11-13].

Согласно ротационно-флюидной модели главными источниками глобального тектогенеза являются неравномерная по площади дегазация Земли (флюидная адвекция), а также вращение и расширение планеты.

Источником глубинной дегазации Земли является земное ядро [9, 14, 15]. Потоки глубинных флюидов оказали большее влияние на многие геодинамические процессы [16, 17]: они привели к формированию атмосферы и гидросферы, а также континентальной земной коры и мощной континентальной литосферы. По данным [18] породы континентальной земной коры формировались из вещества, насыщенного флюидами, то есть в областях высокого флюидного потока. Ф.А. Летниковым [19] показано, что длительный процесс выноса в земную кору кремнезема, щелочей,

флюидов и некогерентных элементов должен был приводить к истощению мантийных пород и их кристаллизации. Дальнейшее постепенное остывание делало более стабильными верхи континентальной мантии, способствуя образованию мощной, менее проницаемой литосферы (корней континентов) по сравнению с океаническими областями.

В случае неравномерной по площади дегазации Земли историю формирования континентов и океанов можно представить следующим образом. Сначала Земля была покрыта достаточно толстой и более легкой корой, сходной с корой Луны [20]. Затем в областях интенсивных потоков флюидов образовались ядра будущих континентов с сиалической корой и деплетированной верхней мантией, которые постепенно разрастались. На месте современных океанов флюидный поток был слабым, и здесь лишь отдельными пятнами появлялась кора промежуточного типа. Наиболее крупной областью слабого флюидного потока была огромная площадь Тихого океана. В результате образовалось деление планеты на два полушария: «океаническое» с корой океанического и промежуточного типов и «континентальное» с крупными площадями сиалической коры и глубокими мантийными корнями.

Если верить палеомагнитным данным, все континенты до палеозоя располагались в южном полушарии, но затем они переместились на север. Для того, чтобы не нарушились отмеченные выше глобальные структурные закономерности, можно предположить, что это перемещение происходило не за счет движения литосферных плит или отдельных континентов, а за счет вращения мантии вокруг ядра [11, 13].

На следующем этапе южное полушарие, освободившееся от континентов, начало расширяться и произошло формирование системы срединно-океанических хребтов, симметричных относительно южного полюса. Параллельно происходила периодическая активизация тектогенеза, которая выразилась в массовых излияниях базальтов [16]. Это оказало большое влияние на формирование современной океанической коры, а также на частичную деструкцию континентальной коры. Расширение южного полушария продолжается до настоящего времени и сейчас его радиус несколько больше, чем у северного полушария [10].

Расширение Земли, очевидно, происходило и на более ранних этапах ее развития. Об этом свидетельствуют глобальные зоны нарушений, опоясывающие всю Землю, например, Тихоокеанская и Средиземноморско-Азиатская сейсмоактивные зоны. Такое расширение могло произойти в результате внутренней дифференциации вещества планеты, например, при формировании ее ядра и отдельных сфер.

Заключение.

Наблюдаемые различия в глубинном строении океанов свидетельствуют о разной истории их формирования. В центре Тихого океана нет срединно-океанического хребта, как в других океанах. Только этот океан окружен

глобальными гравитационными аномалиями [7] и кольцом сейсмоактивных зон, простирающихся в виде зон повышенных сейсмических скоростей почти до ядра. Другие океаны окружены пассивными окраинами континентов и для них характерны срединно-океанические хребты, образующих симметричную относительно Антарктиды систему.

В предлагаемой модели глобальной геодинамики предполагается, что континенты формировались в областях повышенного потока глубинных флюидов, а Тихий океан был областью пониженного потока, где образовывались лишь отдельные блоки коры промежуточного типа. В образовании других океанов большую роль сыграли срединно-океанические хребты, образовавшиеся за счет расширения Земли. Максимальное расширение характерно для южного полушария, что объясняет симметричность системы этих хребтов относительно южного полюса. На более ранних этапах развития расширение Земли могло сформировать и Тихоокеанское кольцо. Значительную роль в образовании океанов имели также процессы базификации континентальной земной коры. Особенно широко они развиты в Атлантике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проблемы расширения и пульсации Земли. / Ред. Е.Е. Милановский. М.: Наука, 1984. 192 с.
2. Scalera G., K.-H. Jacob (Eds). Why expanding Earth? A book in honour of Ott Christoph Hilgenberg. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, 2003. 465 pp.
3. Storetvedt K. Our evolving planet: Earth history in new perspective. Bergen, Norway: Alma Mater, 1997. 456 pp.
4. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
5. Wilson J.T. The development and structure of the crust // G.P.Kuiper (Ed.). The Earth as a planet. Chicago Univ.Press., Chicago, 1954. P. 138-218.
6. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J.Geoph. Res. 1998. V. 103. B12. P. 30055-30078.
7. Choi D.R., Pavlenkova N.I. Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure // NCGT Newsletter. 2009. V. 50. P. 46-54.
8. Araki H., Tazawa S., Noda H., Ishihara Y., Goossens S., Sasaki S., Kawano N., Kamiya I., Otake H., Oberst J., Shum C. Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT laser altimetry // Science. 2009. V. 323.
9. Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.
10. Баркин Ю.В. К объяснению эндогенной активности планет и спутников: механизм и природа ее цикличности // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. Материалы международной конференции памяти

академика П.Н. Кропоткина. М: ГЕОС, 2002. С. 18-21.

11. Павленкова Н.И. Эмпирические основы ротационно-флюидной гипотезы глобального тектогенеза // Геофизический журнал. 2004. Т. 26. № 6. С. 41-60.

12. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным. // Флюиды и геодинамика (Отв. ред. Ю.Г. Леонов, И.Г. Киссин, В.Л. Русинов). Геологический институт РАН. М.: Наука, 2006. С. 201-218.

13. Pavlenkova N.I. Fluids-rotation conception of global geodynamics // Bull. Soc. Geol. It. Volume Speciale. 2005. V. 5. P. 9-22.

14. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М: Недра, 1975. 101 с.

15. Gilat A., Vol A. Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT Journal of Science and Engineering B. 2005. V. 2. Is. 1-2. P. 125-167.

16. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Кропоткина, 20-24 мая 2002. (Отв. ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев). М: ГЕОС, 2002. 471 с.

17. Флюиды и геодинамика (Отв. ред. Ю.Г. Леонов, И.Г. Киссин, В.Л. Русинов). Геологический институт РАН. М.: Наука, 2006. 283 с.

18. Лутц Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металогения. 1994. № 3. С. 5-14

19. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики (Отв. ред. Д.В. Рундквист), ГЕОС, 2000. С. 204-224.

20. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М: Недра, 1999. 253 с.

The structural differences between the Pacific and other oceans suppose their different origin. The proposed geodynamic model assumes the Pacific Ocean to be formed in the area of lower deep fluids flow where the continental crust cannot be created. The global system of the mid-oceanic ridges and the corresponding oceans may be formed by the expansion of the southern hemisphere.

Пальшин Н.А.^{1,2}, Иваненко А.Н.¹, Брусиловский Ю.В.¹

(¹Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, ²Ocean Hemisphere Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, palshin@ocean.ru)

Взаимосвязь аномального магнитного поля, сейсмичности и геоэлектрического строения литосферы в зоне субдукции (островные дуги Тохоку и Курильская)

Palshin N.A.^{1,2}, Ivanenko A.N.¹, Brulilovsky Yu.V.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology, RAS, ²Ocean Hemisphere Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Relationship between anomalous magnetic field, seismicity and conductivity structure of the lithosphere of the subduction zone (Tohoku and Kuril Island Arcs)

Совместный анализ аномального магнитного и гравитационного полей, геоэлектрического строения и особенностей сейсмичности северо-западной части Тихого океана и фронтальных частей островных дуг Тохоку и Курильской позволил сделать вывод о существовании связи между этими геофизическими полями. Ключевым процессом, вызывающим наблюдаемые аномалии геофизических полей, является погружение Тихоокеанской плиты под Евразийскую сопровождающееся затягиванием на мантийные глубины большого количества воды.

Основной целью наших исследований является исследование строения, состава и эволюции верхней мантии северо-восточной Азии и северо-западной части Тихого океана. Тектоника региона характеризуется двумя основными факторами: субдукцией океанских плит, таких как Тихоокеанская и Филиппинская под континент и восточным «разбеганием» относительно небольших микроплит вызванное столкновением Индии и Евразии: Амурской и Охотоморской, которые были впервые выделены около тридцати лет назад Л.П. Зоненшайном [1, 2].

Основными инструментами исследования глубинного строения верхней мантии Земли являются геофизические методы: сейсмическая томография, ЭМ зондирования и методы, использующие потенциальные поля.

Подвижность микроплит позволяет предполагать наличие в верхней мантии региона хорошо развитой астеносферы, в которой следует ожидать частичного плавления. Гипотетическим процессом, который объясняет эти тектонические особенности региона, является модель крупномасштабной циркуляция воды, в которой ключевую роль в динамике играет субдукция океанских плит под Евразию. Именно, повышенным содержанием воды в верхней мантии Амурской плиты объясняется повышенная внутриплитовая сейсмичность и наличие четвертичного вулканизма в центральной части плиты [3].

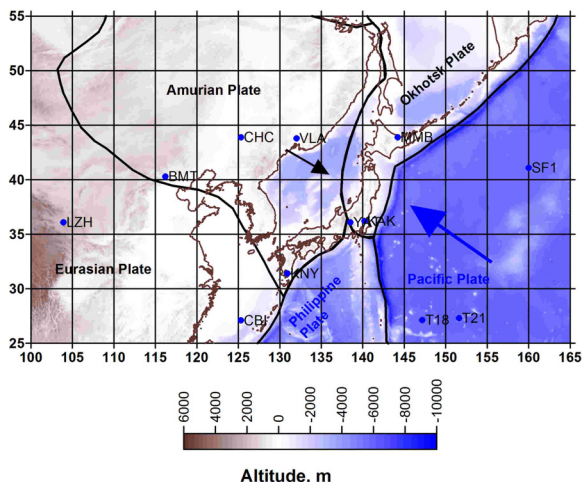


Рис. 1. Границы литосферных плит на северо-западной окраине Евразии (по Л.П. Зоненшайну). Показаны геомагнитные обсерватории, пункты долговременного измерения ЭМ полей на дне и направления движения основных литосферных плит (синяя и черная стрелки).

Большой как практический интерес из-за высокой сейсмичности и опасности возникновения катастрофических цунами, так и академический представляют островные дуги Тохоку и Курильская. Характерной особенностью Курильской островной дуги является, так называемая «косая» субдукция [4]. Как видно из рис. 1, оба рассматриваемых сегмента относятся к узкой южной части Охотоморской плиты, под которую со скоростью 8-10 см/год погружается Тихоокеанская плита.

Морские геомагнитные исследования в районе Курильской островной дуги проводились в 37, 41 и 54 рейсах нис «Академик Лаврентьев». Задачей этих рейсов организованных ИОРАН совместно с ТОИ ДВОРАН были комплексные геолого-геофизические исследования центральной части Курильской островной дуги [5].

Интерпретация геомагнитных данных с помощью пространственно-спектрального метода позволила также оценить мощность магнитоактивного слоя, по которому можно качественно проследить изменения глубины до изотермы Кюри. На рис. 3 приведена инверсия магнитных данных по профилю, пересекающему Курильскую островную гряду в ее центральной части. Хорошо видно увеличение мощности магнитоактивного слоя в месте погружения холодной океанской плиты и его утонение под островной грядой. Яркий максимум намагниченности соответствует «магнитному поясу».

К главным результатам геомагнитных исследований можно отнести (а)

выделение интенсивной положительной вытянутой вдоль Курильской островной дуги аномалии магнитного поля (см. рис. 2), аналогичной магнитному поясу, существующему во фронтальной зоне островной дуги Тохоку [6], (б) картирование сейсмоактивных разломов ограничивающих блоки земной коры, (в) выявление интенсивных локальных аномалий, возможно связанных с проявлениями молодого вулканизма.

Многолетние исследования электропроводности верхней мантии северо-западной части Тихого океана [7] свидетельствуют о существенном различии электропроводности верхней мантии Тихоокеанской плиты и континентальных плит (Охотоморской и Амурской): океанская плита характеризуется существенно меньшей электропроводностью. Аномально высокая электропроводность верхней мантии задуговых бассейнов, в первую очередь Японского моря, свидетельствует о повышенном содержании воды в верхней мантии. Другой необычной особенностью поведения ЭМ полей в северо-западной части Тихого океана является практическое отсутствие «берегового» эффекта. Это может быть объяснено не наличием субвертикальных проводящих каналов, как у Тихоокеанского побережья Северной Америки, а существенной раздробленностью литосферы Охотоморской и Амурской плит в их фронтальных областях и существованием субгоризонтальных проводящих зон, обеспечивающих гальванический контакт Тихого океана в Охотском и Японском морях.

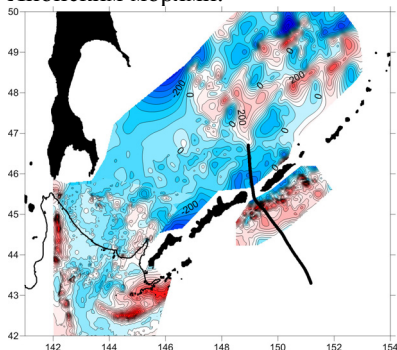


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля фронтальной зоны Курильской островной дуги и Охотского моря (по А.Н. Иваненко). Показано расположения профиля пересекающего основные структуры.

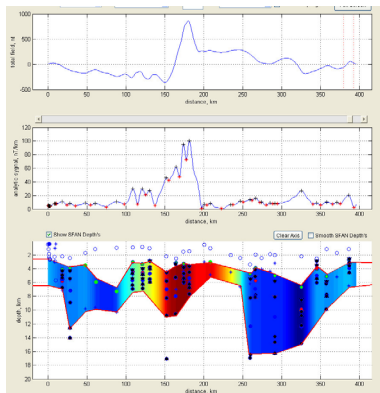


Рис. 3. Инверсия аномального магнитного поля по профилю (см. рис. 2). Верхняя панель – аномальное магнитное поле, средняя панель – аналитическое поле, нижняя панель – модель магнитоактивного слоя.

Обе рассматриваемых островных дуги характеризуются высокой

сейсмичностью, причем для сильных землетрясений характерен дуплетный характер, когда землетрясение, вызванное подвигом океанской плиты под континентальную (underthrust), сопровождается через некоторое время землетрясением, связанным с растяжением (outer rise extensional) в океанской плите [8]. Именно такие землетрясения, по всей видимости, и являются доминирующим механизмом гидратации погружающейся океанской плиты, обеспечивая, таким образом, избыточное количество воды, необходимое для серпентинизации базальтов [9]. Этот процесс приводит к образованию вытянутой зоны, которая характеризуется аномальным магнитным полем (положительная аномалия), аномалией гравитационного поля (отрицательная аномалия), а также пониженными значениями скоростей упругих волн.

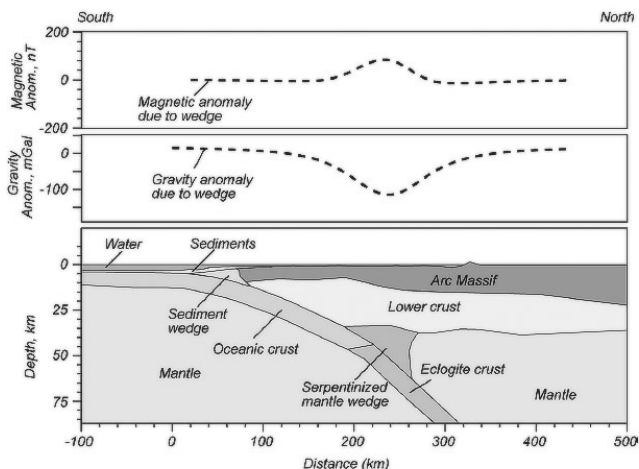


Рис. 4. Схематизированная модель зоны субдукции и образования серпентинитизированного пояса (нижняя панель). На двух верхних панелях - аномалии магнитного и гравитационного полей над ним серпентинитовым поясом [10].

Таким образом, такие особенности геоэлектромагнитных полей наблюдаемых на северо-западной окраине Тихого океана и во фронтальной зоне островных дуг Тохoku и Курильской, как слабый береговой эффект в электромагнитных полях, узкая интенсивная положительная аномалия магнитного поля и отрицательная аномалия гравитационного поля, могут являться индикатором блокового строения фронтальной зоне и активных процессов серпентинизации в верхней мантии. Для таких островных дуг характерны мощные дуплетные землетрясения, способные вызывать катастрофические цунами.

Исследования частично выполнялись в Океанском центре

Исследовательского института землетрясения Токийского университета при финансовой поддержке Исследовательского института землетрясения, а также в рамках и при финансовой поддержке грантов РФФИ №11-05-92101-ЯФ_а и №11-05-00280.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zonenshain, L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1–45.
2. Taira, A. Tectonic evolution of the Japanese Island arc system // *Annual Review of Earth Planetary Science*. 2001. V. 29. P. 109–34.
3. Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T. and Deep slab project group (H. Utada, D. Suetsugu, T. Irifune, E. Ohtani, Y. Hamano, S. Yoshioka, H. Shiobara, T. Kanazawa, K. Hirose), Stagnant slab: A review // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2009. V. 37. P. 19–46.
4. Kimura G. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc // *Geology*. 1986. V. 14. P. 404–407.
5. Брусиловский Ю.В., Иваненко Ю.В., Жуковин Ю.В., Цовбун Н.М. Геомагнитное изучение Курило–Камчатской островной дуги в 52 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» // см. настоящий сборник.
6. Okubo, Y., H. Tsu, and K. Ogawa, Estimation of Curie point and geothermal structure of island arcs of Japan // *Tectonophysics*. 1989. V. 159. P. 279–290.
7. Shimizu, H., Utada, H., Baba, K., Koyama, T., Obayashi, M., Fukao, Y. Three-dimensional imaging of electrical conductivity in the mantle transition zone beneath the North Pacific Ocean by a semi-global induction study // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010.
8. Lay, T., Ammon, C.J., Kanamori, H. Kim, M.J. and X. Lian, Outer trench-slope faulting and the great 2011 Tohoku (MW 9.0) earthquake // *Earth Planet Space*, 2011. V. 63. (in press).
9. Kerrick, D. Serpentine Seduction // *Science*, 2002, V. 298. P. 1344–1345.
10. Purucker, M. and Clark, D. Mapping and interpretation of lithospheric magnetic field // *IAGA 11th Scientific Assembly 2010 Sopron, Hungary*.

Joint analysis of magnetic and gravity fields, conductivity structure and seismicity of the northwestern Pacific and Tohoku and Kuril forearc allowed to conclude about the relationship between these geophysical fields. Key process, which determines observed anomalies, is the subduction of the Pacific Plate containing large amount of water beneath the Eurasian Plate.

Полуэктров Р.Б.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
roman.poluektov@gmail.com)

Морфолитогенез дна Азовского моря

Poluektov R.B.

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

Morpholithogenesis of the Azov Sea bottom

Одновременное образование форм рельефа и отложений дна (морфолитогенез) были недостаточно рассмотрены раньше. В ходе экспедиций 2009 -2010 годов, проходящих на базе Южного научного центра Российской Академии Наук (ЮНЦ РАН), было изучено органическое вещество экосистемы Азовского моря и, в частности, Таганрогского залива. Положение станций показано на рисунке 1.

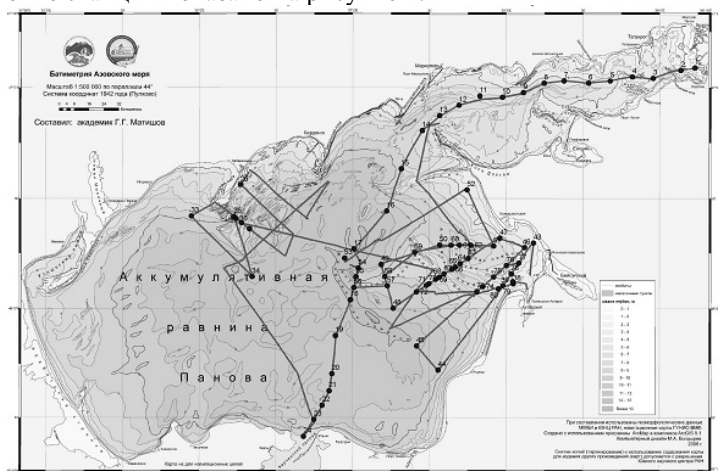
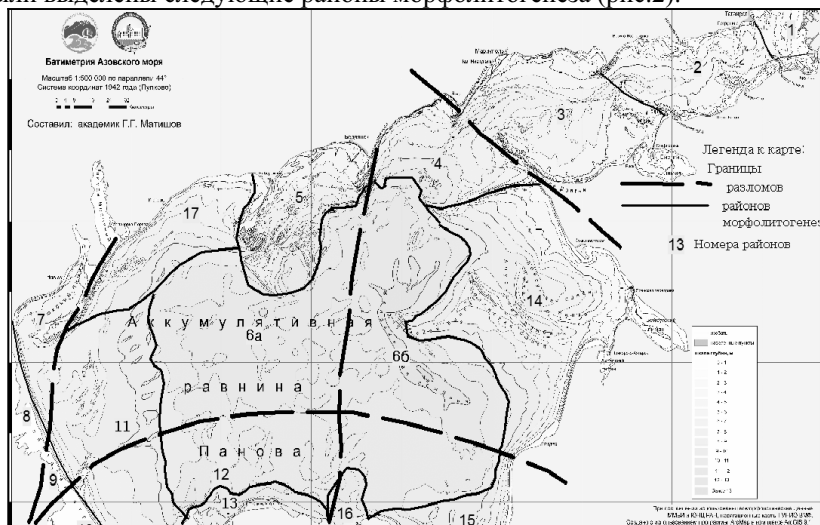


Рис. 1. Схема станций пробоотбора в Азовском море

Решались следующие задачи: выяснение физико-географических и геолого-тектонических условий рельефообразующих процессов, определение основных черт рельефа дна Азовского моря, исследования донных отложений, выяснение основных особенностей морфолитогенеза дна Азовского моря.

В ходе рейса осуществлялся пробоотбор донных осадков в строгой взаимосвязи с геоморфологическими элементами дна. Методика отбора определялась глубиной моря и характером грунта. На площадях развития илистых осадков для отбора проб использовалась грунтовая ударная трубка длиной два метра, снабженная комплектом утяжелителей, лепестковым клапаном и полиэтиленовым вкладышем, предотвращающим загрязнение

отобранных проб посторонними примесями. Спуск трубки осуществлялся с лебедки, установленной на борту судна. Всего с помощью грунтовой трубки было отобрано 4 колонки донных отложений. На уплотненных песчано-илистых и ракушечных грунтах отбирался поверхностный горизонт (0-5 см). Пробоотбор производился с помощью дночерпателя Ван-Вина. Таким образом, было отработано 30 станций. В итоге было отобрано 34 пробы донных осадков, 30 с помощью дночерпателя и 4 с помощью грунтовой трубки. С помощью отбора проб дночерпателем возможно определение типа донного осадка, с помощью грунтовой трубки – скорость осадконакопления.



Всего было выделено 17 морфолитогенетических районов по особенностям морфологического строения и особенностям осадконакопления.

2. **Таганрогский.** Район в центральной части Таганрогского залива. В рельефе начинает прослеживаться палеоруло Дона. Граничащие структуры Беглицкая коса – Чумбурская коса и Кривая коса- Сазальницкая коса. Илистые отложения характерны для центральной части, приуроченные к

палеоруслу, по периферии смешанный тип осадка. Подводные продолжения кос – банки, сложены ракушечным детритом. Рост глубин до 7 м. Между упомянутыми косами на космических снимках прослеживаются циркуляционные ячейки.

3. **Долгинско-Таганрогский.** Расширение Таганрогского залива. Четко прослеживается палеорусло Дона. Граничащие структуры: Долгинский разлом с запада, с востока – Кривая и Сазальницкая косы. Белосарайская и Долгая коса отделяют район залива от открытой части акватории моря. В составе донных отложений в центральной части выделяется различные фракции илов; по периферии приуроченные к косам и берегам алевритово-илисто-песчаные фракции. В южной части района выделяется Ейский лиман, в отложениях преобладает песок алевритово-илистый. В илистых отложениях в центральной части отмечено серводородное заражение.

4. **Белосарайско-Еленинский.** Подвержен влиянию волнового воздействия, аккумуляция выражена слабо. Через район проходит транзит материала. Морфологически четко выражена крупная аккумулятивная форма банка Еленина. В центре района характерны глинистые отложения, по периферии смешанный тип осадков, с преобладанием ракушечного детрита на косах.

5. **Бердянский.** Морфоструктурно выражен одноименным блоком окраины платформы. Морфологически сложно выраженный район с большим количеством крупных и мелких аккумулятивных форм, простирающихся параллельно Обиточной косе. Формы далеко выдвигаются в море. Сложены в основном ракушей и детритом. Преобладает смешанный тип осадка, также выделяется большое количество алевритовой фракции.

6. Центральную часть Азовского моря Бердянский разлом делит на западную и восточную части.

А) **Западная часть равнины Панова.** Равномерное уменьшение глубин. Для западной части характерны прямые морфоструктуры, выраженные в виде аккумулятивных образований на Азовском валу. В донных осадках большую площадь занимают глинистые отложения. Это район аккумуляции взвешенного вещества.

Б) **Восточная часть равнины Панова.** Характерны самые большие глубины до 13,5 м. В восточной части преобладают обращенные морфоструктуры, выраженные в рельефе очертаниями восточного побережья Азовского моря (Азовскому валу соответствуют залив и Бейсугский лиман). В донных отложениях Железинской ложбины – выраженной в рельефе долины пра-Дона - фигурирует мелкая глинистая фракция (меньше 0,01 мм – 85%).

7. **Утлюкский.** В морфоструктурном отношении соответствует Генической впадине; прямая отрицательная морфоструктура. Граничащие структуры: коса Федотова и Западно-Приазовский район. Выделяется Утлюкский лиман. В балансе наносов играет роль абразивный материал

берегов, а также твердый сток рек Большой и Малый Утлюк. Четко прослеживается крупное палеорусло, которое значительно выдвигается в акваторию моря. Характерны илисто-алевритовые отложения в центре, косы сложены ракушечным детритом. По периферии илы с примесью песчано-алевритовой фракции.

8. **Западный (Северный) Сиваш.** Генический прогиб. Отличительная особенность – система искусственных водоемов, разделенная дамбами. В этой части залива четко выделяется русло, образованное в ходе поступления вод с залива в акваторию моря. Велик вклад берегового абразионного материала в результате волновой деятельности. Своеобразием отличается морфогенез этого района. Округлые очертания многих заливов позволяют предполагать, что это – затопленные подовые понижения, образовавшиеся в результате просадочных процессов в лессах, термоабразии, аридной денудации и расширенные позднее абразионными процессами.

9. **Центральный Сиваш.** В структуре выделяется Нижнегорская седловина, приподнятая по отношению к Геническому прогибу на севере и Индольской впадине на юге. Главенствующим фактором осадконакопления является испарение. Арабатская стрелка ограничивает центральную часть Сиваша от основной акватории моря. В основном этот бар сложен ракушечным материалом. В этой части нет искусственных гидротехнических сооружений (дамб), поэтому развиты естественные условия.

10. **Южный Сиваш.** В структуре соответствует Индольской впадине – это прямая отрицательная морфоструктура. В южной части залива, как и в центральной, нет антропогенных образований, сохранилось естественное рельефообразование. Характерны осушенные берега, сходные с азовскими и черноморскими. Небольшое влияние оказывает твердый сток часто пересыхающих рек, впадающих в южную часть Сиваша

11. **Арабатский.** В структуре выражен Азовский вал. Район выделяется своей морфологией. Большое количество аккумулятивных форм приурочены к прямой морфоструктуре вала. Они сложены ракушечным детритом. Донные отложения вокруг аккумулятивных валов соответствуют песчано-алевритистой фракции. В основном же преобладают глинистые отложения мелкой фракции меньше 0,01 мм.

12. **Арабатско-Керченский.** Это область наиболее активных прогибаний, приуроченная к Северо-Керченской впадине Индо-Кубанского прогиба.. Характерны илы с примесью песчано-алевритовой фракции.

13. **Казантипский.** В морфоструктурном плане соответствует предыдущему району. Характерен смешанный тип осадка, главенствующим является глинистый ил. В восточной части района развит грязевой вулканизм. Дно вокруг мыса Казантип сложено галькой и гравием.

14. **Приморско-Ахтарский.** Район со сложным морфологическим

строением. Идет чередование аккумулятивных и денудационных форм: банок и ложбин. Для банок характерен ракушечный материал, для ложбин илистые отложения. В целом для этого района характерен алевритово-илистый песок в составе донных отложений.

15. Темрюкско-Кубанский. В структуре отвечает опущенному Темрюкскому блоку Западно-Кубанской впадины Индоло-Кубанского прогиба. В рельефе – зона опускания, к которой приурочена дельтовая область Кубани. Отмечается влияние твердого стока Кубани и абразии берегов, а также выбросы грязевых вулканов. Большое разнообразие донных отложений: в центральной части преобладают глинистые фракции, песок алевритово-илистый соответствует твердому стоку Кубани. В западной части развит грязевой вулканизм.

16. Керченский. В геоморфологическом плане район представляет собой дельту Керченского пролива: здесь осаждается взвесь, приносимая черноморскими водами. Главенствующим фактором является поступление более соленых черноморских вод с присущей им фауной. В отложениях преобладают илы с примесью песчано-алевритовой фракции и смешанный тип осадка. В отложениях у восточных берегов пролива присутствует большое количество гальки и гравия.

17. Обиточный. В ее основании лежит Чкаловский блок фундамента докембрийской платформы. Среди процессов главенствующими является волновые процессы, большое поступление материала в результате абразии берегов. Донные отложения представлены средне-мелкозернистым песком с ракушкой у берега; в центральной части района отмечается преобладание смешанного типа осадка; на границе с равниной Панова выделяется илистый алеврит.

Таким образом, на основе изучения морфолитогенеза по литературным и собственным полевым данным были выявлены следующие его особенности:

- Определены источники поступления осадочного материала.
- В основном определены факторы образования форм донного рельефа.
- Выявлены типы донных отложений.
- Установлен механизм образования донных осадков (в центральной части – выпадение из взвеси, по периферии – волновые процессы, а в дельтах Дона и Кубани сочетание речной и морской аккумуляции).
- Выявлена специфика морфолитогенеза в Таганрогском (маргинальный биофильтр) и Сивашском заливах.

In this study was learning process of morpholithogenesis in the Azov Sea bottom. This process is occupies complex action of simultaneous formation of landforms and sediments of the bottom. The author made a map of morpholithogenesis areas and identified this features.

Редькин А.А.

(Институт земной коры СО РАН, Иркутск, redkin@crust.irk.ru)

Особенности внутреннего разломного строения и современной геодинамики Култукской депрессии южного Байкала

Red'kin A.A.

(Institute of Earth Crust of Siberian Branch of RAS, Irkutsk)

Features internal fault structure and recently geodynamics of Kultuk depression of Southern Baikal

Проведённые на Байкале одноканальные и многоканальные сейсмические исследования позволили установить детали подводного рельефа дна озера Байкал, деформационные структуры осадочного заполнения и рельеф фундамента всех байкальских впадин [1, 2].

При интерпретации данных сейсмопрофилирования, в частности, было установлено следующее:

1. Байкальские впадины имеет сложное строение дна, особенно на восточных и юго-восточных склонах (чередование крутых уступов и пологих террасовидных ступеней, сильная расчленённость)[2].

2. Во впадинах Байкала наблюдается повсеместная неоднородность вертикального профиля осадочной толщи, в которой выделено три сейсмокомплекса – различных по мощности, залеганию и строению слоёв осадков, являющихся аналогами танхойской, ановской и ахаликской свит (возраст соответственно: 34-3,6; 3,6-0,8 и от 0,8 млн лет) [3].

3. Осадочная толща байкальских впадин нарушена и дислоцирована разломами, причём наибольшая степень нарушений и смещений характерна для среднего осадочного сейсмокомплекса – для него характерны многочисленные разрывы с амплитудами смещений десятки метров, в южном Байкале – складки северо-западного простирания.

С использованием данных этих исследований была составлена карта активных разломов масштаба 1:1000000 на территорию озера Байкал, на которой показаны береговые и подводные разломы [4, 9].

По данным карты активных разломов, совместно с сейсмологическими и геоморфологическими данными, в южная, средняя и северная байкальские впадины были разделены на более мелкие структурные элементы (рис. 1). Их выделение обусловлено морфотектоническими особенностями, историей развития и современной активностью.

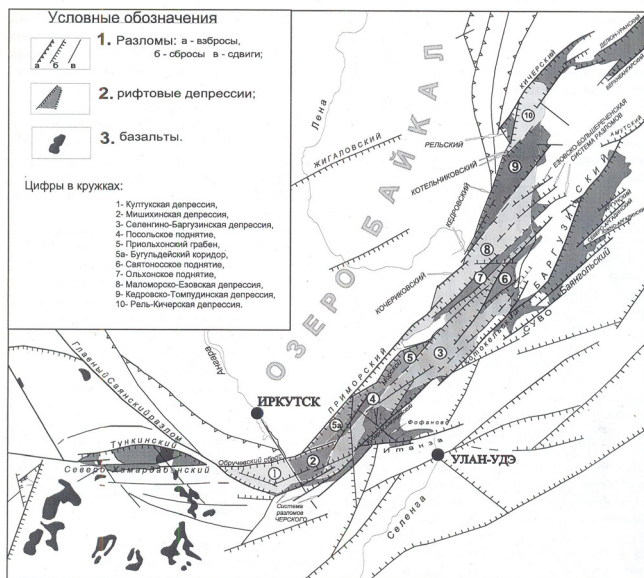


Рис. 1. Карта внутренних активных структур Байкальской впадины [5]

Значительный интерес при решении ряда принципиальных вопросов тектоники Байкальского рифта представляет Южно-Байкальская впадина, состоящая из двух впадин второго порядка – Култукской и Мишихинской депрессий. Култукская депрессия (№ 2 на рис. 1) занимает западную часть Южно-Байкальской впадины, ограничена с севера Обручевским разломом, с юго-запада – Главным Саянским, с юга – разломами Черского, с северо-востока – Ангарским разломом. Данный структурный элемент представляет собой ромбовидный блок, вытянутый в широтном направлении. Наиболее погруженная часть впадины располагается вблизи Обручевского сброса, у её северного края. Глубина погружения фундамента увеличивается с запада на восток. Максимальная мощность осадков достигает 6 км. Восточную часть Южнобайкальской впадины образует Мишихинская депрессия (№ 2 на рис. 1). С юго-запада она ограничена Ангарским разломом, с северо-запада – продолжением Обручевского разлома, с юго-востока – разломами Черского, с востока – Селенгинским внутривпадинным горстом и поперечным Боргой-Большереченским разломом, отделяющим Мишихинскую депрессию от Приольхонского грабена (рис. 1). Наиболее погруженной является центральная часть впадины – глубина залегания фундамента достигает 8 км от уровня озера.

Описанные депрессии имеют существенные отличия между собой и одноранговыми структурами других впадин – Средне-Байкальской и Северо-Байкальской по нескольким критериям.

В Култукской депрессии установлены интенсивные складчатые деформации в среднем осадочном сейсмокомплексе, которые не характерны для соседней Мишихинской депрессии, где отмечено мелкоблоковое строение осадочной толщи [4, 5, 9]. Эти две депрессии Южно-Байкальской впадины имеют различия в простирации рифтогенных структур – Култукская имеет субширотное их простираие, что выделяет её среди других одноранговых структур всех впадин Байкала, Мишихинская – северо-восточное, и это сближает её с другими частями Байкальской впадины. Простираие рифтогенных структур к западу от Ангарского разлома изменяется с северо-восточного на субширотное.

Изменяется тип современного поля напряжений – происходит переход от сдвигового поля на западе к раздвигому полю на востоке Южно-Байкальской впадины. Единство северо-западной ориентировки складок и их субперпендикулярная ориентировка по отношению к установленному для района Южно-Байкальской впадины положению горизонтальной проекции оси сжатия, определённого на основе структурно-геологических исследований и по данным GPS-измерений [6, 7] и подтверждаемой по расшифровкам механизмов очагов землетрясений [8].

Южно-Байкальская впадина, в частности Култукская депрессия, является высокосейсмичной зоной, что свидетельствует о современной активности её разломов. Причём, сейсмичность сосредоточена во внутренних областях этой депрессии (рис. 2).

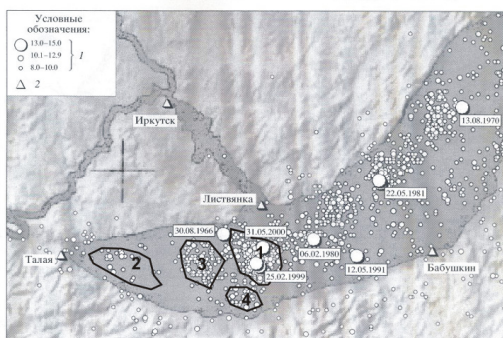


Рис. 2. Карта эпицентров Южного Байкала за период от начала инструментального наблюдения до 2000 г. [8]. 1 – энергетический класс Раутиан (Кр); 2 – Сейсмическая станция. Подписаны даты землетрясений с $K \geq 13.0$

В Култукской депрессии имеется несколько областей (кластеров) концентрации сейсмической активности. Самый крупный из них расположен в восточной части Култукской депрессии к нему приурочено второе по силе из всех зарегистрированных землетрясений (25.02.1999) за

период наблюдений в Южно-Байкальской впадине. В зоне локализации этого кластера сходятся разломы двух типов основных простираний – система Ангарского разлома и система разломов Черского. Второй крупный кластер расположен на западе депрессии и связан с разломами системы Главного Саянского. Именно к нему приурочено самое сильное из зарегистрированных в Южно-Байкальской впадине землетрясений – Култукское (27.08.2008). Третий крупный кластер расположен в центре депрессии и связан с зоной стыка систем разломов Главного Саянского и Черского, а также с разделяющей их зоной правого сдвига северо-восточного простирания. Четвёртый кластер расположен на юге депрессии в зоне пересечения системы разломов Черского и разломов субмеридионального простирания.

По анализу механизмов очагов землетрясений определено, что у землетрясений первого кластера преобладают раздвиговые напряжения с горизонтальным положением и ориентировкой оси растяжения 335° - 340° [8] и субвертикальным положением оси растяжения. В западной части впадины в кластере №2 (рис. 2) преобладают сдвиговые напряжения с горизонтальным положением осей растяжения ориентированным 310° - 315° и слабонаклонной осью сжатия 230° - 235° с наклоном 20° - 25° [8]. Поля напряжений третьего кластера, из анализа 5 механизмов очагов, отличаются разнообразием – 3 сдвиговых, по одному сжатия и растяжения. В четвёртом кластере в одном анализе отмечено раздвиговое напряжение со сдвигом.

Для определения влияния подвижек по региональным разломам, формирующим структуру впадины озера Байкал, на распределение и концентрацию максимальных касательных напряжений, и ориентацию главных нормальных напряжений внутри Южно-Байкальской впадины, были проведено несколько серий физических экспериментов на упругих материалах методом поляризационно-оптического моделирования.

По результатам анализа пространственного распределения эпицентров землетрясений, плотности активных разломов и данных физического моделирования установлено, что формирование внутривпадинных разломов, сейсмическая активность и напряженно-деформированное состояние Южно-Байкальской впадины в значительной мере обусловлены взаимодействием впадинообразующих разломов: Главного Саянского, Обручевского, Черского и Ангарского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. . Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Отв. ред. Н.Н. Пузырев. Н.: Наука, 1981. 104 с.
2. Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал / Отв. ред. А. С. Монин. Ин-т Океанологии им. П. П. Ширшова. 1979. 158 с.
3. Хатчинсон Д.Р. Гольмшток А.Ю., Зоненшайн Л.П. и др. Особенности строение осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10-11.

С. 25-36.

4. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154-163.

5. Леви К. Г., Аржанникова А. В., Буддо В. Ю. и др. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10-19.

6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Н.: Наука, 1989. 156 с.

7. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006-1017.

8. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И. и др. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южнобайкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44-62.

9. Kirill G. Levi, Andrei I. Miroshnichenko et al. Active faults of the Baikal depression // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21. № 2. P. 399-434.

The net of faults of the South Baikal hollow established by results of seismoacoustic profiling is studied. The interrelation of faults with seismicity is considered. State of stress and strain of the South Baikal from the model results is investigated.

**Родников А.Г.¹, Забаринская Л.П.¹, Рашидов В.А.²,
Сергеева Н.А.¹**

(¹Геофизический центр РАН, Москва, rodnikov@wdcb.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

Геотраверс региона Южно-Китайского моря

**Rodnikov A.G.¹, Zabarinskaya L.P.¹, Rashidov V.A.²,
Sergeyeva N.A.¹**

(¹Geophysical Center RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk–Kamchatsky)

South China Sea Region Geotraverse

Регион исследования расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской (рис. 1). Он охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями.

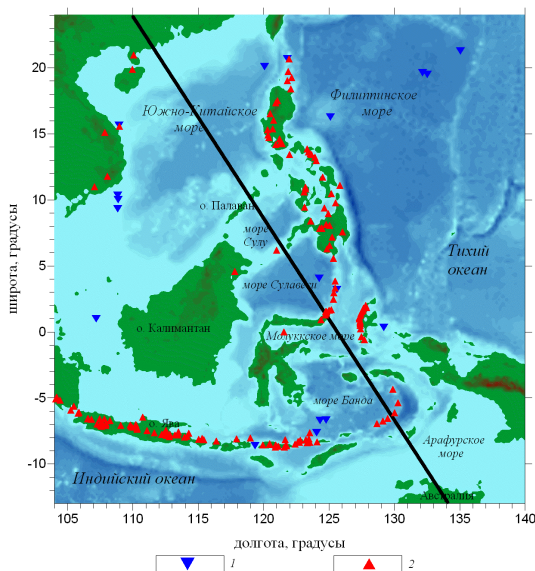


Рис. 1. Регион исследования и местоположение геотраверса, подводных (1) и наземных (2) вулканов

Геотраверс проходит через Юго-Восточную Азию, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и Австралию (рис. 2). Вдоль

геотраверса [1] проведена интерпретация геолого-геофизических данных для установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона. Регион является вулканически активным, здесь насчитывается 159 наземных и 18 подводных вулканов. Вулканические породы распространены в море, на островах и прилегающих участках Азиатского материка [2-4]. В северной части Южно-Китайского моря максимальное извержение вулканических пород происходило 60-43 и 32 млн. л.н. Затем наступила стадия кайнозойского спрединга (32-17 и 15.5 млн. лет назад), приведшая к образованию окраинного моря. Постспрединговый вулканизм (толеитовый ряд 17-8 млн. л.н., щелочной ряд, начиная с 8 млн. л.н.) затронул, как само Южно-Китайское море, так и его сопредельные территории [5]. Подводные вулканы приурочены к субмеридианальному линеamentу (108-110° в.д.) и линеamentу, простирающемуся с юго-запада на северо-восток (рис. 1). Этот линеament проходит через подводные вулканы Филиппинского моря, ряд банок, действующие вулканы о. Лусон и островной дуги Вулькано.

Высокие значения теплового потока, превышающие 100 мВт/м², приурочены к глубоководным впадинам, что свидетельствует об активных процессах, протекающих в мантии, выражающихся на поверхности вулканическими проявлениями вдоль тектонически активных рифтовых структур.

Гравитационные аномалии в редукции Буге имеют отрицательную корреляцию с рельефом дна морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси [6, 7]. Максимальные значения, достигающие 300-350 мГл, отмечены в глубоководных котловинах. Над подводными горами поле уменьшается до 200-250 мГл. Аномалии в свободном воздухе имеют положительную корреляцию с рельефом дна и изменяются в диапазоне от -200 до 300 мГл [6, 8]. В глубоководной котловине Южно-Китайского моря идентифицированы полосовые линейные магнитные аномалии субширотного простираения с 5D до 11 [9]. В море Сулу выделены линейные магнитные аномалии с 18 по 20 [6]. К подводным вулканам и выходам кайнозойских базальтов приурочены знакопеременные аномалии магнитного поля, интенсивность которых достигает 500-1500 нТл [8, 10].

Расположение региона в зоне контакта коллизионных четырех плит обусловило активную сейсмичность, развитую наиболее сильно в островных дугах и рифтовых структурах окраинных морей. За период с 1904 по 2010 гг. произошло свыше 60 тысяч землетрясений. Преобладают мелкофокусные землетрясения (73%) с глубиной до 100 км. Глубокофокусные землетрясения глубиной более 300 км сосредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции. Сейсмофокальные зоны под морями Банда и Сулавеси прослеживаются на глубину 400 и более 600 км соответственно (рис. 2).

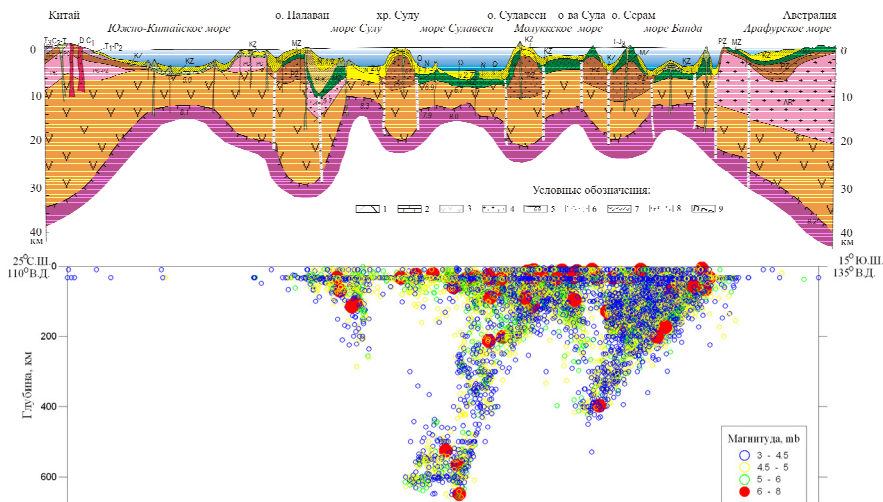


Рис. 2. Разрез через Юго-Восточную Азию, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и Австралию: 1 - разломы; 2 – известняки; 3 - нижняя часть коры; 4 - верхняя часть коры; 5 - скорости сейсмических волн; 6 - осадочный слой; 7 - вулканогенный слой; 8 – базальты; 9 - поверхность Мохо. Распределение гипоцентров землетрясений за период 1904-2010 гг. построено по данным (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/index.php>)

Открытие бассейна **Южно-Китайского моря** в результате спрединга началось 37.8 млн. л.н. и завершилось 15.5 млн. л.н. [11]. В раннем миоцене (23-20 млн. л.н.) произошли повсеместно излияния щелочных базальтов, характеризующие активность границ плит в то время. В центральной части моря сохранился спрединговый рифт, где сейсмические скорости изменяются от 6.8 км/с в основании коры до 8.0 км/с в верхней части мантии. В зоне центрального рифтового спрединга выделяются несколько грабенов, в которых мощность осадков увеличивается до 4 км [12]. Граница Мохо меняется от 30 км на севере до 25 км на юге. Под рифтовой структурой верхняя мантия расположена на глубине 18 км. Субдукция океанической плиты Южно-Китайского моря под **о. Палаван**, завершилась в конце миоцена. В пределах острова сформировалась структура толщинной более 30 км, сложенная двумя комплексами пород. Северная часть острова представлена континентальным блоком, возможно являющимся остатком континентальной окраины Китая, а южная сложена офиолитами, выжатými на поверхность океанической коры Южно-Китайского моря. **Море Сулу** является окраинным бассейном, образованным в раннем миоцене. Хребет Кагаян разделяет море на две впадины. Северная часть моря подстилается

континентальной корой, а южная – океанической, которая в раннем миоцене субдуцировала под дугу Сулу [11]. **Море Сулавеси** образовалось в середине эоцена. Спрединговый центр лежит здесь в южной части бассейна. Предполагается, что часть моря субдуцировала на юге под желоб Сулавеси, а на севере под дугу Сулу. Фундамент сложен пиллоу-базальтами, перекрытыми среднеэоценовыми красными глинами. Мощность коры не больше 15 км. В **Молуккском море**, подстилаемом океанической корой, магматическая активность происходила, преимущественно, в миоцене. В результате субдукционных и коллизионных процессов море почти полностью захлопнулось [11]. **Море Банда**, вероятно, образовалось в неогене в результате задуговых спрединговых процессов, хотя, возможно, что оно представляет собой сегмент древнего дна Тихого океана, отгороженный субдукционными структурами и трансформными разломами. Сейсмические исследования показали, что поверхность Мохо расположена здесь на глубине 10.5 км [11].

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявших на геологическое строение изучаемого региона. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровождавшемуся активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых. Томографические исследования свидетельствуют о том, что астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Результаты исследований вдоль геотраверса указывают на то, что изучаемый регион сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовавшимися и затем претерпевшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих небольших образованиях часто очень велика. Большая часть окраинных морей открылась в последние несколько млн. лет, а другие были субдуцированы за несколько млн. лет после их формирования [11].

Таким образом, коллизия четырех литосферных плит: континентальных Евразии и Австралии с океаническими Индийской и Тихоокеанской, привела к образованию между ними окраинных морей и островных дуг, которое сопровождалось извержениями вулканов и катастрофическими землетрясениями. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, также явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Субдукционные процессы и глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Материалы Всероссийской конференции «Геологические процессы в

обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: ДВГИ, 2011. С. 37-39.

2. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
3. Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al. Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and Trace-Element Evidence for an Endogenous Dupal Mantle Component // *Chem. Geol.* 1992. V. 97. P. 47-63.
4. Shi Xuefa, Yan Quanshu. Geochemistry of Cenozoic magmatism in The South China sea and its tectonic implications // *Marine Geology & Quaternary Geology*. 2011. № 2. P. 15-28.
5. Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // *Tectonophysics*. 2009. V. 478. P. 184-214.
6. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, Москва – Санкт-Петербург, 2003. 192 с.
7. Cullen A., Reemst P., Henstra G. et al. Rifting of the South China Sea: new perspectives // *Petroleum Geoscience*. 2010. V. 16. P. 273-282.
8. Chen Jie, Gao De-zhangz, Wen Ning, Wan Rong-sheng. Characteristics of the Geomagnetic Field in the South China Sea // *Progress in geophysics*. 2010. V. 25. № 2. P. 376-388.
9. Taylor, B., Hayes D.E. The tectonic evolution of the South China basin // *The tectonic and geological evolution of Southeast Asia seas and Islands*. Pt. 1 / D.E. Hayes (ed.). American Geophys. Union Monograph. 1980. № 23. P. 89-104.
10. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
11. Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // *J. of Asian Earth Sciences*. 2002. V. 20. P. 353-431.
12. Yeh Y.C., Sibuet J.C., Hsu S.K., Liu C.S. Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation // *JGR*. 2010. V. 115. B06103. 21 p. doi:10.1029/2009JB006354.

The geotraverse crosses South East Asia, the South China Sea, Palawan Island, Sulu Sea, Sulu Ridge, Sulawesi Sea, Molucca Sea, Banda Sea, Arafura Sea and Australian Continent. Along the geotraverse the interpretation of the geological and geophysical data was carried out for establishing the role of deep processes in formation of crust structures.

**Рыбалко А.Е.¹, Токарев М.Ю.², Федорова Н.К.¹,
Никитин М.А.¹**

(¹ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, rybalko@sevmorgeo.com,
МГУ, Геологический факультет, Москва)

Новые данные о геологии и геоморфологии

**Кандалакшского залива по материалам высокочастотного
сейсмоакустического профилирования и геологического
пробоотбора**

Rybalko A.E.¹, Tokarev M.Yu.², Fedorova N.K.¹, Nikitin M.A.¹

(¹State company “Sevmorgeo”, St-Petersburg, ²MSU, Moscow)

New data about geology and geomorphology

**of the Kandalaksha Bay on materials of high-frequency
seismoacoustic profiling and geological sampling**

Кутовая часть Кандалакшского залива представляет собой самую северо-западную часть Белого моря. Она полностью расположена в пределах Балтийского кристаллического щита. Рельеф дна определяется с одной стороны распространением шхерных островов, а с другой – выровненными тектонически предопределенными берегами. Он имеет типично грядовый характер, образованный цепочками островов северо-западного простираения. Вплоть до настоящего времени этот район сохраняет тектоническую активность. В историческое время здесь неоднократно фиксировались землетрясения силой до 6 баллов по шкале Рихтера, на окружающих берегах нередко по данным С. Николаевой, В. Евзерова и др. фиксируются сейсмодислокации, свидетельствующие о неоднократных сейсмотолчках в голоцене.

В 2011 году ФГУНПП «Севморгео» совместно с МГУ провело в этом районе впервые высокочастотное сейсмоакустическое профилирование в различных модификациях. В качестве источников использовались магнитостриктор и «Спаркер». Частота излучений составляла 1-2 кГц. Следует отметить, что, несмотря на достаточно высокую степень сейсмоакустической изученности Белого моря, где первые исследования были проведены в 1972 году (МГУ с ВСЕГЕИ), в данном районе такие наблюдения проводились впервые. Полученные данные позволили более предметно говорить как о распределении донных осадков в целом, так и развитии геодинамических процессов в районе исследований. Так оказалось, что само распределение осадков асимметрично. Современное осадконакопление приурочено к южному борту Кандалакшской. В северной части описываемого района, за исключением расширения залива напротив города Кандалакши, дно покрыто, преимущественно ледниково-морскими отложениями неоплейстоценового возраста, прикрытого маломощным

чехлом песчано-глинистого перлювия с примесью щебня и дресвы кристаллических пород. Исключение составляет губа Колвица, где в переуглубленной ее осевой части происходит накопление голоценовых илов, мощностью до 6-10 м.

Основное внимание при работах было привлечено к выявлению линейных форм рельефа и их влиянию на особенности процессов седиментации. Профили субмеридионального и северо-восточного простираия, пройденные вкост шхерного района позволили выделить весьма крутые склоны с относительным превышением в 20-30 м и углами склона более 5-10 м. При этом их простираие наряду с ожидаемым северо-западным направлением имеет и ортогональное северо-восточное направление, что говорит о крайне высокой степени раздробленности кристаллического субстрата и структурно предопределенном характере донного рельефа. Эти склоны сложены как кристаллическими породами («акустическим фундаментом»), так и моренными отложениями, выпуклая форма которых позволяет интерпретировать некоторые острова как друмлины (рис. 1). При этом часто указанные склоны напрямую связаны с вертикальными и субвертикальными стенками островов, которые сложены кристаллическими породами с отчетливыми «зеркалами скольжения», которые подчеркнуты зонами ожелезнения. Кроме того, были установлены мощные зоны раскола между южным берегом и островами, а также между грядами островов. На сейсмограммах они выделялись по резкому опусканию «акустического фундамента», образуя узкие расселины и часто сопряженными с ними мощными выбросами газов (рис. 2). Иногда это приводит даже к «выдавливанию» илов и формированию своеобразных пологих форм рельефа. Гидрофизические наблюдения в данных местах показали наличие резких плотностных и температурных аномалий, в том числе и появление распресненных локальных горизонтов в придонном горизонте вод. По нашему мнению, это говорит о реальных современных геодинамических движениях, связанных с подвижками блоков кристаллических пород.

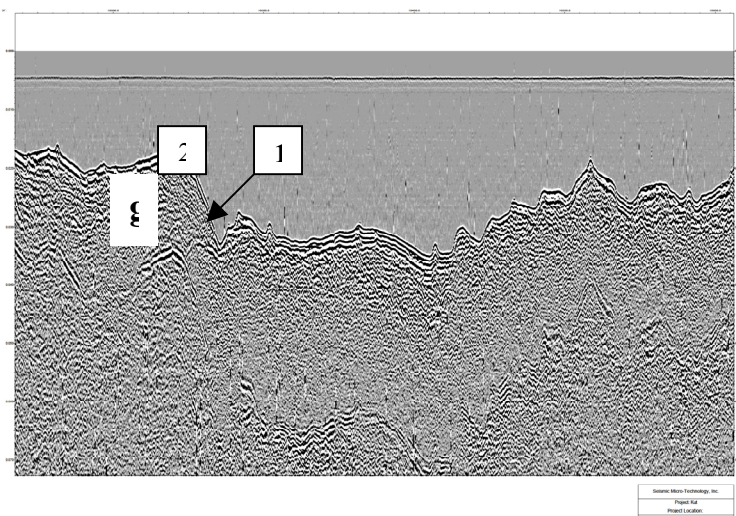


Рис. 1. Сейсмограмма. Крутой эскарп с превышением около 20 м и эрозионная ложбина (1). Нарушение сплошности кровли кристаллических пород, вероятно, фиксирует разлом, который функционирует вплоть до настоящего времени (2). Индекс g – ледниковые отложения

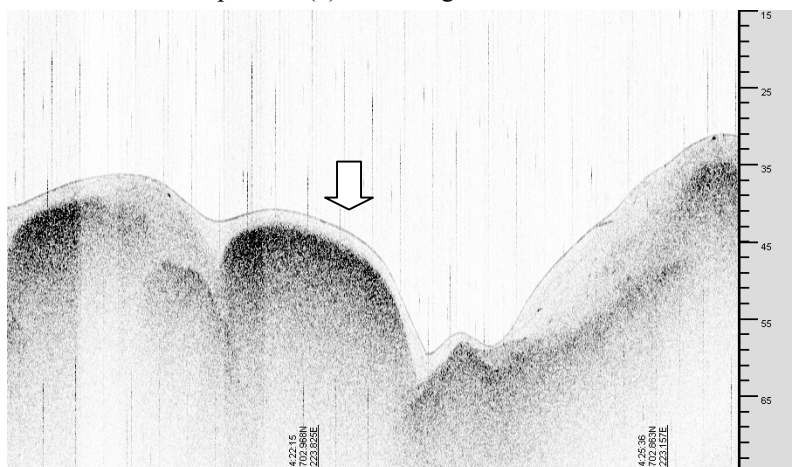


Рис. 2. Мощный выброс газов (стрелка), частично формирующий современный рельеф из коренных пород. Профилограф ВР-300

При этом они затрагивают и всю толщу четвертичных отложений, а прорыв ювенильных газов обеспечивает инфильтрацию пластово-трещинных подземных вод в придонные горизонты, что и приводит к

гидрохимическим аномалиям. Следует указать и на то, что часто вдоль этих уступов фиксируются и аномальные концентрации тяжелых металлов. Об относительно молодом, по крайней мере, голоценовом возрасте таких разломов свидетельствует факт их непосредственного влияния на распределение толщ морских осадков (рис. 3).

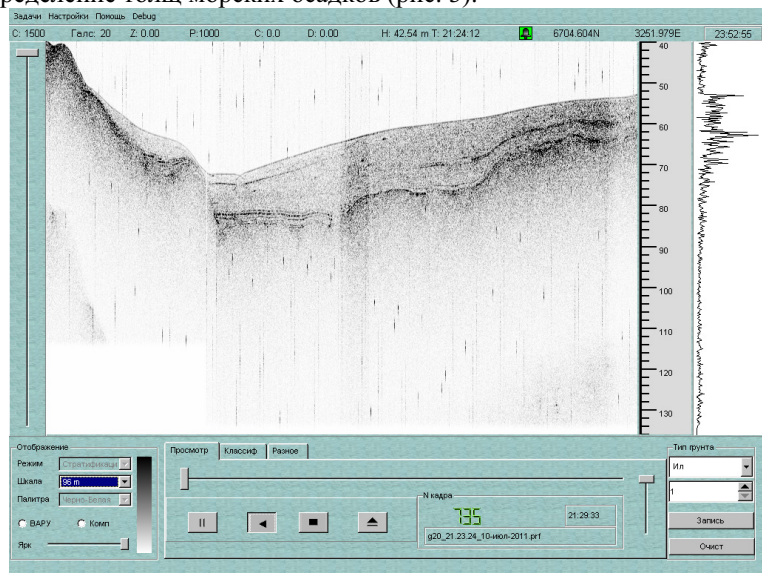


Рис. 3. Смещение поверхности накопления голоценовых морских осадков по линиям разломов, подчеркиваемых гравитационным смещением блоков подстилающих пород

The bottom relief of Kandalaksha bay is defined on the one hand by distribution of skerry islands, and with another – even tectonically predetermined coast. The results of high-frequency seismoacoustic profiling with «Sparker» and magnet-strictional system are discussed in presentation. The obtained data have shown that distribution of sediments is controlled by ridging bottom relief. The difficult constructed earth slides have been fixed on boards of bay. The linear location of sedimentary zones is connected with modern geodynamic processes. This is confirmed by data of hydrophysical sounding which indicate the presence of layer of freshened waters along linear sites of coast.

Савин В.А., Каминский В.Д., Пискарев А.Л.

(ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, savinvasily@rambler.ru)

3D плотностная модель земной коры восточной части

Восточно-Сибирского моря в районе геотраверса 5-АР

Savin V.A., Kaminsky V.D., Piskarev A.L.

(Gramberg VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

3D density model of the Earth's crust east of the East Siberian

Sea in the area geotranssect 5-AR

Интерес к тектонике шельфовых районов Восточно-Сибирского и Чукотского морей особенно возрос в связи с проходящим лицензированием арктических акваторий. Однако развитие геологических представлений о развитии региона тормозится отсутствием картировочного бурения, малыми объемами сейсмических работ. В этих условиях особое значение приобретают данные магнитных и гравиметрических съемок, покрывающих всю исследуемую площадь. Как средство комплексной интерпретации имеющихся геофизических данных для изучения строения земной коры, было привлечено 3D плотностное моделирование.

Трехмерная плотностная модель охватывает площадь 660 x 760 км и распространяется на глубину до 42 км. Площадь, охватываемая моделью, протягивается: с юга на север от юго-восточного побережья Восточно-Сибирского моря до 76-77° с.ш., а с востока на запад – от о. Врангеля и сопредельных акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей до 162° в.д. Модель построена по результатам расчетов вдоль 23 профилей, протягивающихся в северо-северо-восточном направлении и отстоящих на 30 км друг от друга. Геологическая среда представлена путем сеточной аппроксимации с ячейками прямоугольной формы. Шаг ввода данных и длина расчетной ячейки по профилям составляет 5 км, высота расчетной ячейки – 100 м. Профиль №18 модели совпадает с опорными геолого-геофизическими профилями 5-АР и Арктика-2005.

Процесс моделирования заключается в итерационном подборе оптимальных разрезов на основании сопоставления гравитационного эффекта, рассчитанного для модели и гравитационного поля, которое отвечает строению соответствующего участка земной коры. Описанная схема реализована в программе Grav3D [1], которая использовалась при построении 3D плотностной модели в рамках исследования. Среднеквадратическое расхождение расчетных и наблюдаемых аномалий в результате подбора составило 2-3 мГал.

Данные о гравитационных аномалиях района работ получены из составленного во ВНИИОкеангеология грида 10x10 км. При компоновке грида использованы данные авиадесантных съемок масштаба 1:1000000. Для моделирования использовались гравитационные аномалии в редукции

Буге с плотностью промежуточного слоя в $2,3 \text{ г/см}^3$. В шельфовой зоне, где преобладают глубины менее 100 м, это дает возможность нивелировать в расчетном поле влияние верхней ячейки. Для анализа магнитных аномалий использована сводная база магнитометрических данных ВНИИОкеангеология $5 \times 5 \text{ км}$.

При построении начальной модели с максимальной полнотой использованы сейсмогеологические данные, характеризующие строение осадочного чехла и глубинное строение земной коры:

- сейсмотомографический разрез по профилю 5-АР;
- сейсмический разрез, построенный по тому же профилю для верхней части земной коры;
- данные о строении разреза земной коры на профиле Арктика-2005;
- обобщенные данные ГСЗ и МОВ о мощности и составе осадочного чехла в Северо-Чукотской и Южно-Чукотской котловинах;
- данные 2D моделирования земной коры в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, в том числе вдоль сейсмического профиля, выполненного в 1991 году компаниями Дальморнефтегеофизика и Халибартон [2];
- результаты геологической съемки на о. Врангеля и созданные во ВНИИОкеангеология петрофизические базы данных.

Для целей моделирования проведена дифференциация акватории по составу и структуре фундамента. Амплитудно-частотная структура и направление аномалий изучались с помощью метода построения двумерных спектров Фурье для гравитационных и магнитных аномалий.

Плотностные границы в разрезах определены по петрофизическим данным и в результате итерационного подбора гравитационных аномалий при моделировании. Основными слоями земной коры, границы между которыми продуцируют гравитационные аномалии, являются:

- покровный осадочный комплекс кайнозойских пород с плотностью около $2,20 \text{ г/см}^3$;
- литифицированные мезокайнозойские осадочные толщи с плотностью около $2,50 \text{ г/см}^3$;
- породы акустического и кристаллического фундамента. Плотность пород фундамента, ввиду латеральной зональности, может изменяться в пределах от $2,60$ до $2,76 \text{ г/см}^3$;
- нижний базитовый слой земной коры со средней плотностью $2,84 \text{ г/см}^3$;
- мантия с плотностью около $3,30 \text{ г/см}^3$.

На рис. 1 показано пересечение профилем 18 впадины Лонга, поднятия Врангеля и Северо-Чукотского прогиба. На разрезе видно, что расчетные глубины источников магнитных аномалий располагаются, в основном, вблизи верхней границы фундамента.

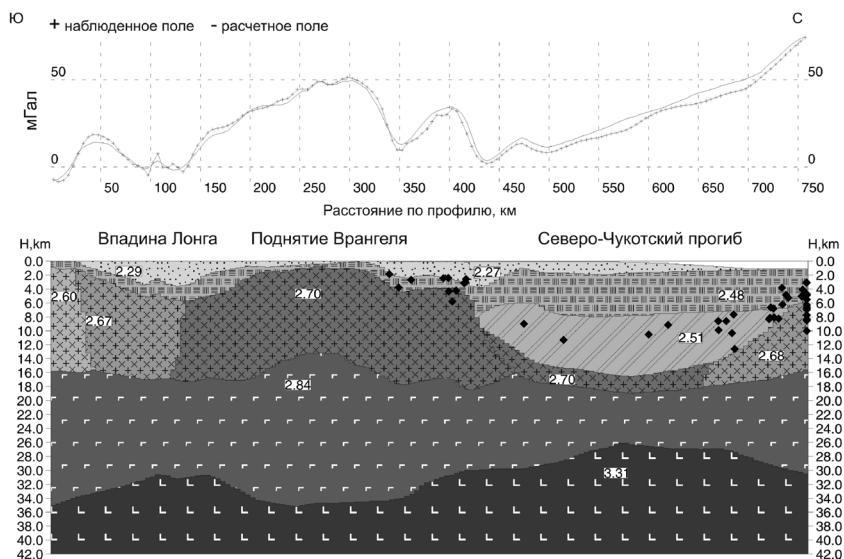


Рис. 1. 3D плотностная модель земной коры. Разрез по профилю 18. Черными ромбами обозначены расчетные кромки магнитных источников.

Исключение составляет ряд точек в Северо-Чукотской впадине, расчетная глубина которых, хотя и составляет более 10 км, тем не менее, значительно меньше глубины этой впадины по сейсмическим данным. Причина такого расхождения может лежать в том, что стандартная форма источника аномалии откалибрована по источникам на небольших глубинах, а на больших глубинах представление о «нижних кромках», далеко отстоящих от «верхних кромок», - неверно и может приводить к занижению расчетной глубины в 1,5-2 раза. Другая причина лежит в том, что по данным магнитного моделирования разреза Северо-Чукотской впадины [2] дно впадины на глубине более 15 км сложено породами, находящимися в размагниченном состоянии (при температуре выше точки Кюри), а наблюдаемые слабые магнитные аномалии имеют источники в толще осадочных пород.

На рисунках 2-3 представлены составленные по результатам моделирования карты поверхности Мохоровичича и поверхности фундамента. Мощность земной коры на большей части изучаемой площади составляет около 34 км, значительно увеличиваясь лишь вблизи о. Врангеля и уменьшаясь в пределах Северо-Чукотской и Западно-Врангелевской впадин. Мощность осадков в пределах Врангелевского поднятия редко превышает 2 км, увеличиваясь до 6 км во впадине Лонга, до 10 км в Западно-Врангелевском прогибе и до 16-17 км в Северо-Чукотском прогибе.

Осадки покровного комплекса, по-видимому, неоген-четвертичного возраста, имеют значительную мощность на тех же площадях и, возможно, во впадине к северо-западу от о. Врангеля.

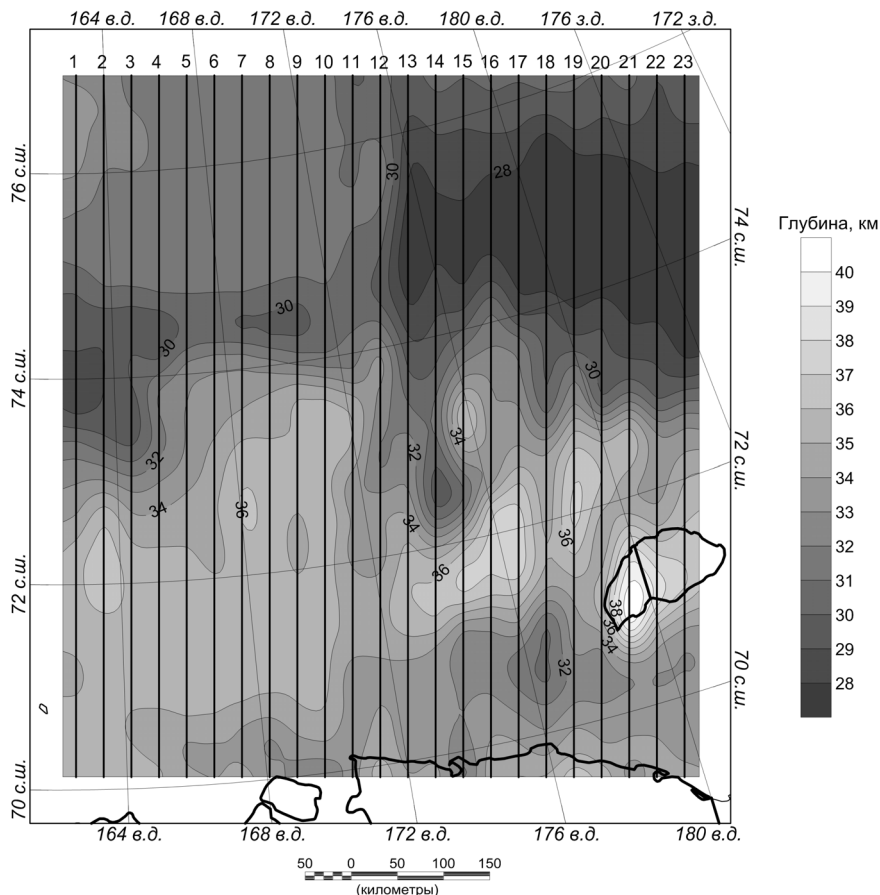


Рис. 2. 3D плотностная модель земной коры. Глубина поверхности Мохоровичича

Построенная модель дает возможность проследить взаимоотношение структур и различных блоков земной коры в разрезах, построенных как в субмеридиональном (вдоль расчетных профилей), так и в поперечном направлениях.

Новые данные о глубинном строении региона могут быть использованы при нефтегазогеологическом районировании и оценке перспектив на углеводороды осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря.

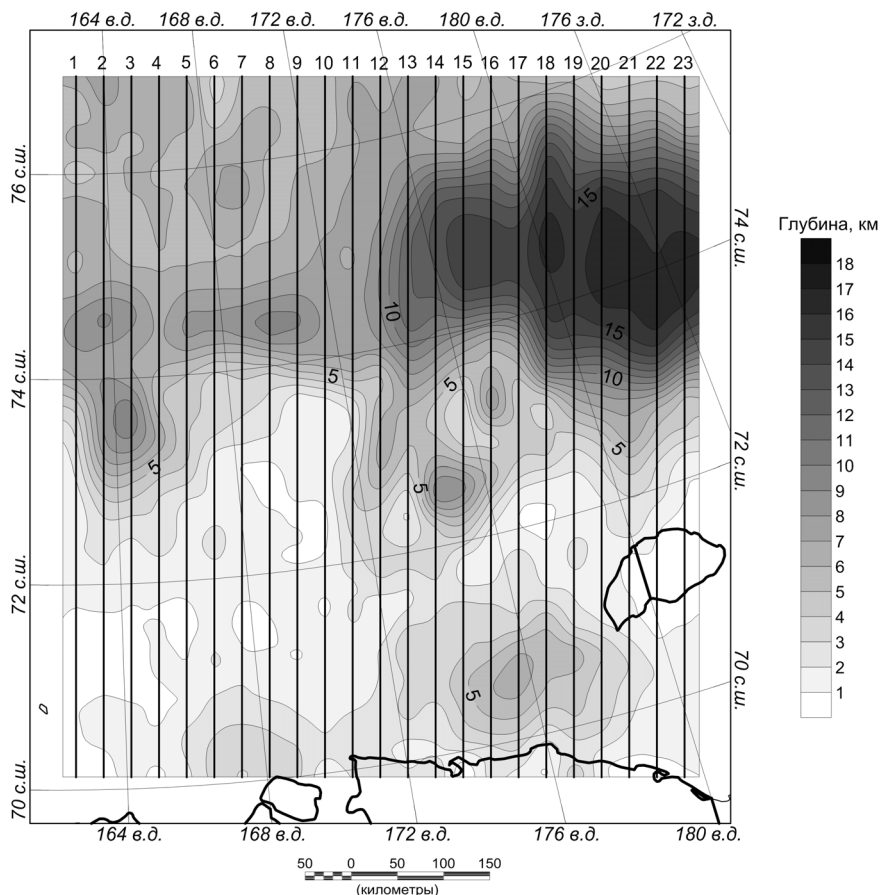


Рис. 3. 3D плотностная модель земной коры. Глубина поверхности
фундамента

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tchernychev M. et al. Fast calculations of gravity and magnetic anomalies based on 2-D and 3-D grid approach // SEG 66nd Ann. Internat. Mtd. 1996. P. 1136-1138.
2. Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого Океана // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. 2004. № 203.

Potential field anomalies east of the East Siberian Sea have been analyzed. The 3D density model of the Earth crust structures is compiled and calculated, based on the seismic and experimental petrophysical data. The model gives a visual explanation for the observed geophysical anomalies.

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

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, isborshch@yandex.ru)

**Тектоническая структура Хребта Девяностого Градуса
и проблема его генезиса**

**Sborshchikov I.M., Ivanenko A.N., Levchenko O.V.,
Marinova Yu.G.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences)

**Tectonic structure of the Ninetyeast Ridge and the problem
of its genesis**

Представление о природе Хребта Девяностого Градуса (ХДГ) до недавнего времени строились главным образом на самых общих данных о его морфологии, глубинной геофизике и материалах о составе магматических пород, его слагающих. Результаты бурения ряда глубоководных скважин вдоль простирания хребта с определениями абсолютного возраста вулканитов как будто давали убедительные свидетельства в пользу происхождения его, как следа прохождения над “горячей точкой”. По сути, этой моделью, иногда в сочетании с влиянием трансформного разлома (все строго в рамках классической тектоники плит) чаще всего и исчерпывались соображения о генезисе этой гигантской тектонической формы в Индийском океане.

Некоторые недавние материалы, в особенности результаты рейса г/в Roger Revelle (1907) (с участием О.В. Левченко) существенно дополняют структурную картину по ряду полигонов вдоль хребта, где были выполнены съемка многолучевым эхолотом, серия профилей НСП, драгировки и некоторые другие работы. Анализ этих материалов позволяет сделать ряд выводов, как частного, так и общего характера, в том числе и касающихся происхождения хребта.

На всем протяжении хребта по меньшей мере со времени 83 млн. лет назад в строении его осадочного чехла фиксируются лишь структурные элементы, свидетельствующие об условиях растяжения (сбросы, сбросо-сдвиги, грабены). Наблюдающиеся в ряде мест, особенно на северных полигонах, отчетливые сдвиговые смещения форм рельефа также укладываются в схему элементов, образующихся при растяжении. Примечательно, что на некоторых сейсмопрофилях видно, как отдельные разрывы разного типа затрагивают не только осадочный комплекс, но и вулканический фундамент. Последний формировался также очевидно в условиях растяжения.

По структурно-морфологическим признакам хребет можно разделить на несколько сегментов, которые в определенной мере близки к тем, что выделялись рядом исследователей и ранее (главным образом, по

геофизическим данным и составу магматитов). На крайнем севере (до 5гр.с.ш.) преобладают эшелонированные структуры, встречены сдвиги СЗ и СВ простираций. В целом, эта система дислокаций ассоциируется с правосторонним сдвигом. Южнее, в центральной части хребта (до плато Осборн) присутствуют уже системы меридиональных и широтных дислокаций. Характерно присутствие на этом отрезке ярко выраженных широтных грабенов, указывающих на растяжение хребта в направлении север-юг. В южной части ХДГ преобладают элементы С-В простираций, ограниченные на восточном склоне рядом узких и протяженных депрессий. По результатам сейсмопрофилирования, выполненного в этом рейсе на различных участках, в том числе и на севере, встречен ряд объектов, которые вероятно можно рассматривать, как молодые проявления магматической, или субмагматической (серпентинитовые протрузии?) активности.

И, наконец, интересны результаты обработки данных градиентометрической магнитной съемки, проведенной на всех полигонах. Выявленные аномалии, очевидно, связаны с несколькими источниками, как глубинными (вулканическими корнями на уровне 5-15 км), так и более поверхностными. Предварительные результаты определения палеоширот (на время формирования аномалий) дают разброс (совсем не линейный) около 35 гр. в целом с дрейфом к северу. Отмечено, что палеошироты для нижних источников обычно южнее, чем для верхних, в то время как по верхним горизонтам определения палеоширот вообще везде тяготеют к современным.

Многочисленные известные реконструкции (используемые также для генетических построений) основаны на достаточно хорошо изученным линейным магнитным аномалиям в окружении ХДГ в Индийском океане. Однако даже активные сторонники идеи “горячей точки” вынуждены признавать ряд трудностей в приложении к данному региону. Так обращается внимание на достаточно серьезное отклонение простираение хребта от положения трансформных разломов (которые должны бы быть некими “рельсами” для движущейся плиты). Признается также, что хребет продвигался быстрее, чем наращивалась кора по обе стороны от него. Это заставляет придумывать весьма серьезные усложнения в первоначально такой изящной схеме.

Явное господство процессов растяжения с излияниями огромного количества вулканитов на ХДГ очевидно, при том, что все это несомненно происходило в ситуации движущейся на север Индийской плиты, что конечно же нельзя не учитывать. Тектоническая ситуация к востоку и западу от хребта была существенной различной. Это зона левого сдвига на фоне более общего правостороннего смещения Индийской плиты относительно Зондского желоба. К тому же, все осложняется тем, как неравномерно шли деформации в мощнейшей зоне коллизии перед фронтом

Индостана. Заложившись изначально, вероятно, близко к трансформному разлому ХДГ затем развивался уже в преобладающих условиях растяжения, причем как в широтном, так и в меридиональном направлении. При этом сохранялись некоторые элементы сдвига, что подтверждается даже решением фокальных механизмов нескольких недавних землетрясений. В целом же, все это, несомненно, связано с явлениями глобального характера (раскол пришелся по четверти меридиана Земли). Ясно, что это не могло быть одномоментным событием и “трещина” мигрировала во времени, хотя и в данном случае речь не может идти о строгой линейности (омоложении с севера на юг). Новые данные показывают, что и на северной части хребта отмечается свежая тектоно-магматическая активность, что не согласуется с идеей “горячей точки”.

The Ninetyeast Ridge is unique structure of a bottom of the World Ocean. New multichannel seismic reflection data with high resolution and magnetic survey allowed to analyse tectonic structure of The Ninetyeast Ridge in details. Results of studies showed some disagreements in the hot spot theory as the basic hypothesis of the ridge origin

Седышева Т.Е., Мельников М.Е.

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

Некоторые морфологические параметры различий групп гайотов Тихого океана

Sedysheva T.E., Melnikov M.E.

(SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia)

Various morphologic parameters of different groups of guyots of the Pacific Ocean

С 2000 г. ГНЦ ФГУП «Южморгеология» проводит геолого-геофизические исследования на гайотах Тихого океана в районе Магеллановых гор и северной (открытой) части поднятия Маршалловых островов с целью оценки перспектив железомарганцевого оруденения. Для всех гайотов проведена съемка многолучевым эхолотом, в результате которой получены карты рельефа дна, карты амплитуд обратно - рассеянного сигнала и карты уклонов дна. Накопленные данные дали возможность выделить в цепи Магеллановых гор западное и восточное звено.

В процессе анализа различных параметров с целью формализации прогноза оруденения, было обнаружено, что гайоты одних групп подводных гор оказываются близки по каким-либо морфологическим показателям между собой и отличаются от гайотов других групп. Интересные данные, в частности, были получены по распределению уклонов поверхностей гайотов.

В предыдущих публикациях нами было отмечено, что уклон 15° является весьма важным показателем для оценки ресурсного потенциала, поскольку на поверхностях с уклонами дна до 15° доля ресурсов кобальтоносных марганцевых корок преобладает над долей площадей с такими уклонами. На поверхностях с уклонами более 15° отмечается противоположная закономерность – доля площадей преобладает над долей ресурсов к ним приуроченным [1-3]. Другими словами, поверхности крутизной менее 15° благоприятны для накопления мощных корок, крутизной более 15° - неблагоприятны.

На гайотах западного звена уклоны менее 15° составляют, преимущественно, от 70 до 80% площадей, более 15° - представлены на 20–30% поверхностей (табл.).

На гайотах восточного звена уклоны менее 15° распространены, в целом, на 60–70% площадей, крутизной более 15° характеризуются от 30 до 40% поверхностей.

На гайотах поднятия Маршалловых островов уклоны крутизной менее 15° стабильно занимают от 80 до 85%, а поверхности крутизной более 15°

составляют от 15 до 20% площадей.

Таблица. Распределение уклонов дна на гайотах Магеллановых гор и Маршалловых островов

Гайоты	Распределение уклонов, %				
	менее 10°	менее 15°	более 15°	более 20°	более 25°
Гайоты восточного звена Магеллановых гор					
Федорова	46.7	58.0	42.0	22.4	14.3
Грамберга	50.9	67.0	33.0	22.1	12.6
Ита-Май-Тай и Геленджик	47.3	65.8	34.2	20.7	10.7
Бутакова	60.0	74.8	25.2	14.6	7.4
Затонского	34.0	51.5	48.5	35.3	16.7
Гайоты западного звена Магеллановых гор					
Паллада	63.4	79.8	20.2	11.0	5.6
Вулканолог	56.6	70.1	29.9	18.5	9.5
Скорнякова	57.4	71.4	28.6	17.8	9.7
Гордин	57.1	69.3	30.7	14.8	8.7
Говорова	68.9	79.9	20.1	9.7	4.6
Пегас	59.6	70.9	29.1	13.7	7.0
Ильичева	61.9	76.0	24.0	13.7	6.7
Коцебу	68.7	81.2	19.8	12.2	5.2
Гайоты Маршалловых островов					
Рыкачева	73.5	82.4	17.6	8.5	4.4
Маровой	76.1	84.2	15.8	7.7	3.9
Зубова	70.9	80.6	19.4	9.9	4.5
Назимова	68.5	80.7	19.3	10.4	4.7

Очевидно, что гайоты разграничены по рассмотренному показателю. Отличия видны и при более детальном рассмотрении. Распределение наиболее пологих и, соответственно, наиболее перспективных поверхностей (менее 10°) имеет сходную закономерность. На гайотах поднятия Маршалловых островов эти поверхности, в основном, занимают 70–75% площадей, на гайотах западного звена – от 55 до 70%. На гайотах восточного звена, как правило, – менее чем на 50% площадей.

Наиболее крутые поверхности, более 20°, напротив, широко развиты в

пределах восточного звена, где занимают более 20% площади гайотов, а самые крутые участки (более 25°) – до 10–15%. На гайотах западного звена доля поверхностей с уклонами более 20° составляет, в основном, 10–15% площадей, а более 25° – от 5 до 10%. Соответственно, на гайотах поднятия Маршалловых островов эти цифры составляют от 5 до 10% и менее 5%.

В целом, можно сказать, что пологие поверхности преобладают на гайотах Маршалловых островов, а крутые поверхности наибольшую роль играют на гайотах восточного звена Магеллановых гор. Возникает вопрос – если группы подводных гор различаются между собой по определенным цифровым характеристикам, можно ли выявить для этих групп и какие-либо визуально определяемые морфологические отличия?

Большая часть построек западного звена соответствует классическим представлениям о гайотах. Для них характерны близкие к изометричным или овальным основания, хорошо выраженные вершинные плато, покрытые рыхлыми карбонатными осадками и выпукло-вогнутый профиль склонов. Бровка вершинной поверхности располагается на глубинах 1400–1600 м. Определенные различия отмечены для гайотов Говорова и Коцебу, для которых как раз и отмечены пограничные значения уклонов. Гайот Говорова является крупнейшим по площади в системе Магеллановых гор и обладает сложной формой с наличием нескольких сателлитных построек, крупных отрогов, широким развитием осложняющих мезоформ. Наличие огромного вершинного плато и обуславливает широкое развитие поверхностей крутизной менее 10°. Гайот Коцебу представляет собой двухвершинную горную постройку, находящуюся на едином пологом цоколе, что также обеспечивает высокую долю поверхностей менее 10°. Таким образом, эти гайоты, имеющие разные морфологические особенности, характеризуются сходными показателями крутизны склонов, немного отличающимися от показателей других гайотов западного звена.

Гайоты Маршалловых островов также близки к классическим представлениям о гайотах, однако, с определенными оговорками. Гайоты Назимова и Зубова представляют собой двухвершинные сооружения. На гайоте Назимова две постройки к тому же соединены узкой перемычкой. Гайот Рыкачева осложнен тремя крупными вулканическими конусами, расположенных с ним на едином пьедестале. Лишь строение гайота Маровой достаточно простое. Бровки вершинных поверхностей расположены в интервале глубин от 1200 м до 1500 м.

Распределение уклонов на этих гайотах, в определенном смысле, обманчиво. Пологие поверхности отвечают обширным вершинным плато (гайоты Назимова и Маровой) или хорошо выраженным пьедесталам (гайоты Зубова и Рыкачева); поверхности высокой крутизны соответствуют склонам, резко уходящим вниз ниже бровки плато. То есть, здесь склоны наиболее круты и отчетливо выражены, но на горизонтальной проекции занимают минимальные площади.

Для гайотов восточного звена, напротив, характерны резкие угловатые очертания, формы основания – неправильные многоугольники, часто с входящими углами. Гайоты обладают многочисленными отрогами, сателлитными постройками, линейными и площадными мезоформами рельефа, осложняющими и без того неправильные формы. Такие особенности приводят к большому разбросу значений уклонов дна и, соответственно, сближению долей различных градаций. Бровки вершинных поверхностей последовательно понижаются с севера на юг от 1800 м на западной вершине гайота Федорова до 2650 м на гайоте Бутакова. У небольших гайотов (Грамберга и Затонского) плато расположены на глубине 1500 м.

В этой группе выделяются гайоты Бутакова и Затонского. У первого из них наиболее низко расположена обширная по площади вершинная поверхность, сильно осложненная многочисленными вулканическими мезоформами. В отличие от других гайотов, склоны преимущественно имеют не денудационную, а тектоническую сбросовую природу. По этой причине они наиболее круты и занимают меньшую площадь в горизонтальной проекции. В результате, уклоны менее 10° занимают более 60% поверхности, менее 15° – 75.5%, на долю же самых крутых (более 25°) приходится всего 7.5% площадей. Гайот Затонского, напротив, является самым небольшим в цепи Магеллановых гор. Он имеет маленькую площадь вершинного плато и обладает более крутыми склонами, чем остальные горные сооружения. Уклоны менее 10° сосредоточены лишь на 34% поверхностей гайота, а более 25° – почти на 17% площадей.

Если руководствоваться исключительно рассмотренными показателями, может создаться впечатление, что гайоты поднятия Маршалловых островов являются наиболее перспективными, а восточного звена Магеллановых гор – наименее. Однако, пологие поверхности наиболее перспективны лишь в том случае, если они свободны от осадков и на них обнажаются коренные породы [4]. На гайотах же поднятия Маршалловых островов большие части таких поверхностей – вершинные плато – почти полностью перекрыты рыхлыми карбонатными плиоцен-четвертичными осадками. На гайотах же восточного звена Магеллановых гор их сложные формы и широкое развитие мезоформ, вероятно, приводит к более интенсивной придонной гидродинамической активности. Во всяком случае, значительная доля пологих поверхностей от осадков свободна. Необходимо учитывать и другие аспекты, в частности, сложную многоэтапную историю формирования корок.

Поэтому, хоть это и кажется противоречащим первоначальным положениям, наиболее перспективными фактически являются как раз гайоты восточного звена Магеллановых гор. Однако, в сравнении с другими регионами центральной части Тихого океана, включая сопредельные, гайоты всех трех указанных районов характеризуются высокими

перспективами кобальтоносного железомарганцевого оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Седышева Т.Е., Хулапова Т.М. Горно-геологические условия локализации кобальтоносных марганцевых корок // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 1. С. 34–41.
2. Седышева Т.Е., Хулапова Т.М. Особенности распределения уклонов дна в пределах рудных залежей кобальтоносных марганцевых корок по данным многолучевого эхолотирования // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИокеангеофизика, 2003. С. 115–132.
3. Хулапова Т.М., Седышева Т.Е. Особенности строения залежей кобальтоносных марганцевых корок и их геолого-промышленное районирование // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИокеангеофизика, 2003. С. 101–114.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.

A study of underwater gradient distribution and geomorphological structure of the Magellan Seamounts and the Marshall Islands guyots based on the echosounding data was conducted. Typical structural features common for all guyots and also individual features were discovered.

Сергеев А.Ю.

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург; sergeevau@yandex.ru)

Особенности распределения и литодинамики донных отложений подводного берегового склона Куршской косы
Sergeev A.Yu.

(Federal State Unitary Enterprise «A. P. KARPINSKY RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE») (FGUP «VSEGEI») St.Petersburg)

Features of the distribution and lithodynamic processes of bottom sediments of submarine coastal slope of Curonian Spit

По результатам геолого-геофизического исследования подводного берегового склона Куршской косы было установлено развитие следующих литологические типов донных отложений (см. рис.).

1 - валунно-галечные отложения с песчаным наполнителем; 2 - гравийно-галечные отложения с разнотернистыми песками и отдельными валунами на поверхности морского дна; 3 - чередование небольших полей, сложенных разнотернистыми пески и грубообломочным материалом; 4 - выходы на поверхность дна плотных глинистых слоистых отложений, частично перекрытых разнотернистыми песками; 5 – пески, преимущественно крупно-среднетернистые с хорошо проявленными знаками ряби; 6 - пески, преимущественно средне-мелкотернистые, слагающие локальные протяженные поля, ориентированные по нормали к берегу; 7 - пески мелко-тонкотернистые.

Изучение проводилось отделом Региональной геоэкологии и морской геологии ФГУП ВСЕГЕИ в период с 2006 по 2007 гг.

Преобладание валунно-галечных и гравийно-галечных отложений на подводном слоне вызвано процессами активного размыва поверхности дна. Грубообломочные отложения часто приурочены к подводным выходам позднеплейстоценовых пород и в общем случае, вероятно, маркируют выходы к поверхности дна ледниковых и водно-ледниковых образований. Так же выходы этих отложений часто сопряжены с разнотернистыми песками, заполняющими пространство между россыпями валунов. Обширная область размыва берегового склона расположена напротив Зеленоградска, занимая весь подводный склон, практически вплотную подходя к побережью. Также распространение грубообломочного материала зафиксировано в районе пос. Рыбачий. Здесь размыв дна происходит в нижней части подводного склона глубже 10 м изобаты. Также установлены незначительные области, характеризующиеся слабым размывом морского дна, представляющие собой мозаичное чередование небольших полей, сложенных разнотернистыми песками и грубообломочным материалом.

Отдельно выделяется тип поверхности дна с выходами плотных

слоистых отложений [1]. Это практически непрерывные обширные площади размываемого дна, развитые к северу от пос. Лесное. Они протягиваются вдоль берега на глубинах от 5 до 14 м.

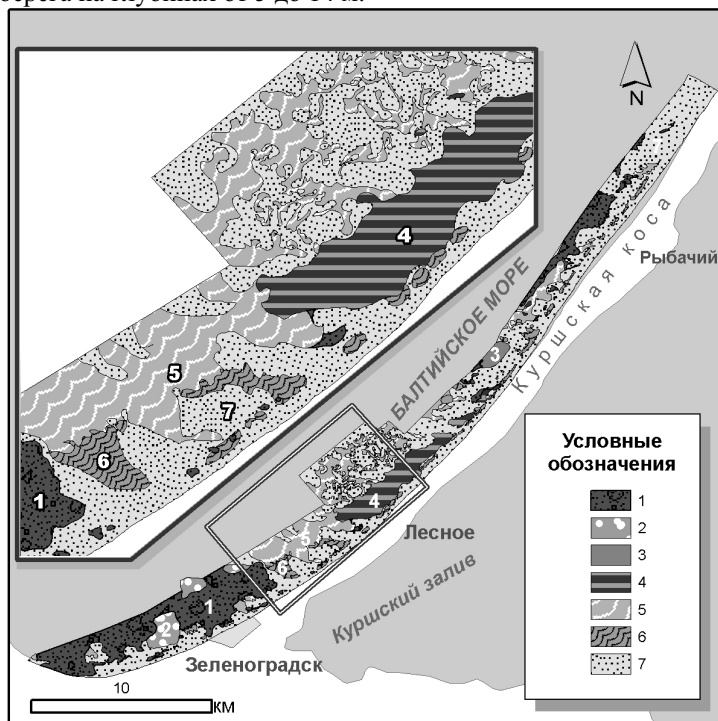


Рис. Типы донных осадков подводного берегового склона Куршской косы.
Условные обозначения смотри в тексте.

Отложения, сложенные песками со знаками ряби на поверхности, разделяются на два типа. По динамической обстановке оба типа отвечают зонам «транзита» - не накопления. Наибольшее распространение этот тип отложений получил в южной части подводного берегового склона Куршской косы.

В верхней части подводного склона распространен первый тип отложений, имеющий средне-мелкозернистую структуру песка и слагающий локальные, протяженные поля, сформированные ложбинами стока. На глубине 10-14 м этот морфодинамический тип отложений сменяется песчаными отложениями преимущественно крупно-среднезернистого состава и имеющими неравномерное площадное распределение.

Последний тип отложений, выделенный на морской поверхности – пески мелко-тонкозернистые. Этот тип осадков соответствует зоне аккумуляции

обломочного вещества и развит на всем береговом склоне. На большей площади поверхности дна этот тип наносов нарушается зонами размыва и транзита, и только к северу от пос. Рыбачий непрерывным чехлом покрывает подводный склон.

Таким образом, морской склон Куршской косы имеет следующие динамические обстановки поверхности дна: зоны интенсивного и зоны слабого размыва, зоны ненакопления (транзита) и зоны волновой аккумуляции.

Зоны размыва занимают 33.3% от общей поверхности дна, и распределены от Зеленоградска до пос. Рыбачий. Площадь зоны транзита составляет 17.4% и также преобладает в южной половине подводного склона косы. Наибольшее распространение имеет зона аккумуляции – 49.4% с преобладающим развитием к северу от пос. Рыбачий.

Присутствие на подводном береговом склоне обширных зон интенсивного размыва и наличие эрозионных каналов стока с мигрирующими наносами свидетельствует о явном дефиците осадочного материала. И поскольку локальные зоны перемещения (выноса) донных осадков достигают верхних частей берегового склона, то закономерным будет вовлечение пляжевых отложений в общую литодинамическую систему миграции наносов в береговой зоне Куршской косы. Здесь это становится главной причиной абразии берегов.

Главную роль в распределении поверхностных донных отложений играют гидродинамические факторы. На подводном береговом склоне Куршской косы до глубины 20 м активно проявляется действие придонных течений. При этом основным источником возникающих придонных течений на мелководье являются действующие ветра [2].

Перенос водных масс приводит к транспортировке осадочного материала. Активная миграция наносов происходит в пределах до 10 м изобаты и, в соответствии с действием господствующих ветров западных румбов, направлена на север.

Придонные течения зависят от параметров и угла подхода ветра к линии берега. Увеличение угла подхода ветра до прямого приводит к ослаблению вдольбереговых течений до минимума, а усилившиеся при этом сгонно-нагонные колебания уровня моря вызывают активизацию поперечных компенсационных течений. По мере усиления ветра структура прибрежных течений последовательно изменяется от неустойчивых пульсирующих движений и циркуляционных круговоротов до стабильного вдольберегового потока.

Интенсивные ветра северо-западных румбов формируют на подводном склоне Куршской косы вдольбереговое течение южного направления. В то же время на северном побережье Самбийского п-ова данный ветер генерирует вдольбереговой поток противоположного направления на восток. В результате их столкновения у корневой части косы происходит

образование компенсационного оттока вод с разрывным течением направленным от берега.

Переход ветра на западное и южное направление существенно меняет гидродинамическую ситуацию на подводном склоне Куршской косы. Течение резко разворачивается в северном направлении, в результате чего восстанавливается единый Восточно-Балтийский поток водных масс и перемещения наносов.

При ветрах юго-восточного и восточного направлений происходит деформация циркуляционных структур течений, при этом не генерируется однонаправленный вдольбереговой поток.

Связывая распределение осадочного материала на поверхности подводного берегового склона с действующей здесь гидродинамикой, были сделаны следующие выводы.

Размыв дна на юге косы подтверждает наличие компенсационного оттока вод и выноса обломочного материала на глубину бассейна за счёт конвергенции водных потоков, вызванных северо-западными и северными ветрами.

Наличие мелкозернистых песков в северной части косы вызвано действием единого Восточно-Балтийского потока водных масс – транспортирующего наносы в северном направлении и активизирующимся при южных и западных ветрах.

Наибольшая активность ложбин стока по перемещению наносов проявляется, вероятно, в моменты действия нагонно-сгонных явлений, создаваемых ветрами, подходящими по нормали к береговой линии.

Проведенное исследование позволило установить, что ветровое волнение как главный фактор гидродинамики придонного слоя воды является основным морфо-литообразующим агентом. В зависимости от его направленности происходит активизация определенной группы литодинамических процессов, направленных на формирования конкретных литологических типов отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Кропачев Ю.П., Болдырев В.Л., Сивков В.В. «Проявления современных литодинамических процессов в береговой зоне Куршской косы» // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Вып. 6. Калининград, 2008. С. 149-166.
2. Бабаков А.Н. Прибрежные течения средней части Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природы Куршская коса. Калининград, 1998. С. 16-31.

During the research it was found out, that the migration system of bottom sediments on the submarine coastal slope of Curonian Spit acts discretely and generates different types of deposits at different stages of wave and wind activity.

**Соловьев В.Д.¹, Бахмутов В.Г.¹, Корчагин И.Н.¹,
Левашов С.П.²**

(¹Институт геофизики НАН Украины, valera@igph.kiev.ua; ²Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, korchagin@karbon.com.ua)

Глубинная структура зоны разломов Шеклтона

(пролив Дрейка) по геофизическим данным

Solovyov V.D.¹, Korchagin I.N.¹, Levashov S.P.²

(¹Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv, Ukraine;

²Institute of the applied problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine)

The Shekleton Fracture Zone (Drake Passage) deep structure by geophysical data

Геофизические исследования структур дна пролива Дрейка и окраин Антарктического полуострова во время проведения антарктических экспедиций (1997-2006 гг.) выполнялись методами эхолотирования, становления короткоимпульсного поля (СКИП), вертикального электро-резонансного зондирования (ВЭРЗ) и грави-магнитной съемки.

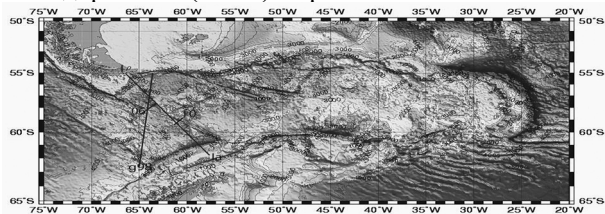


Рис. 1. Рельеф дна пролива Дрейка и моря Скоша по данным GEBCO-2003.

Показано положение профилей гравиметровой (g98) съемки, ВЭРЗ (I-1a), сейсмопрофилирования (06, 10) по [1-4]

Получены данные о распределении глубинных (до 32000 м) геофизических неоднородностей структур дна пролива Дрейка, позволяющие дополнить общую геодинамическую картину формирования и эволюции структур региона, включая и область крупного глубинного разлома Шеклтона [4].

Данные ВЭРЗ свидетельствуют о существовании крупной субвертикальной дислокации вблизи Огненной Земли, фиксирующей переход от Южной Америки к котловине пролива Дрейка. Материалы ВЭРЗ не подтверждают наличия в разрезе коры признаков субдукции ложа пролива Дрейка под континентальную окраину Южно-Шетландских островов, указывая на значительную роль вертикальных движений в образовании Южно-Шетландского желоба (рис. 2).

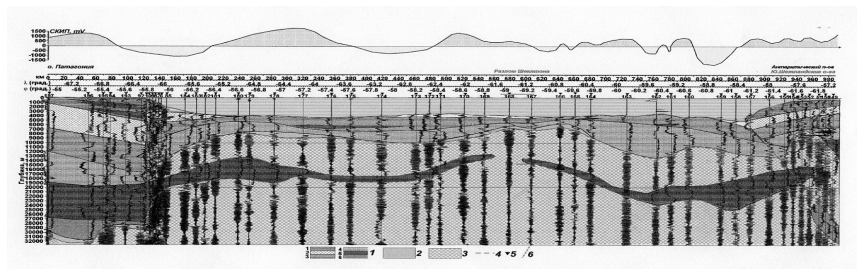


Рис. 2. Геоэлектрический разрез вдоль профиля I-Ia через пролив Дрейка по данным СКИП и ВЭРЗ. 1 – комплекс эффузивных и кристаллических пород; 2 – породы переходного слоя "кора-мантия"; 3 – породы верхней мантии; 4 – граница Мохо; 5 – пункты ВЭРЗ; 6 – тектонические нарушения.

Особый интерес проведенные исследования могут иметь для оценки возможных механизмов формирования и эволюции тектонических структур данного региона, поскольку взгляды на процессы их геодинамического развития существенно различаются [1-4].

Зона разломов Шеклтона (ЗРШ) – это протяженная (до 1000 км) структура, состоящая из нескольких субпараллельных линейных нарушений и соединяющая в проливе Дрейка южное окончание Чилийского желоба на материковой окраине Южной Америки и Южно-Шетландский желоб на континентальной окраине Антарктического полуострова. На всем протяжении ЗРШ характеризуется значительной изменчивостью подводного рельефа и геофизических характеристик [3]. По результатам сейсмических исследований ЗРШ в своей центральной части характеризуется повышенными значениями мощности земной коры океанического типа. В структуре коры отчетливо выделяются деформации в виде отдельных локальных разломов различного вида, а также характерные участки с утоненной корой, которые ограничивают с двух сторон области утолщения коры. Часть разломов, ограничивающих грабены, достигает раздела Мохо [3]. По результатам гравиметрических съемок над зоной разломов Шеклтон выделены положительные аномалии ($\Delta g_{с.в.}$) от 40 – 60 мГал до 120-130 мГал над вершиной хребта и отрицательные (до -10 мГал) - над трогом ЗРШ (рис. 3).

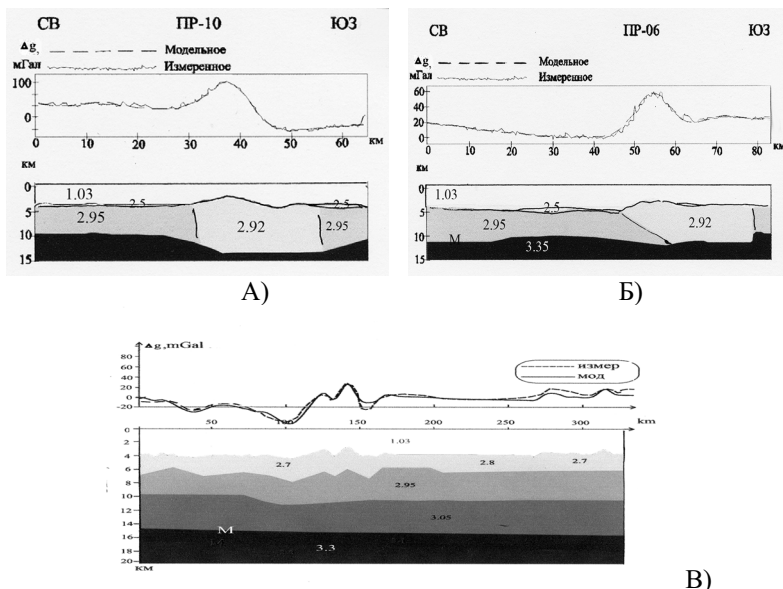


Рис. 3. Плотностные модели структур дна центральной части пролива Дрейка в области пересечения ЗРШ и хребта Западный Скоша. Положение границ разделов и плотности для (А) и (Б) даны по[3], для (В) – с учётом данных ВЭРЗ по профилю I-Ia. Положение профилей показано на рис. 1.

Для модельных расчетов применялась методика, использовавшаяся ранее при изучении коры и верхней мантии структур океанического типа. Ее особенность состоит в том, что в результате расчета получается суммарный эффект плотностного разреза, соотносимый с эффектом нормированного разреза океанической котловины определенного возраста (40 млн. лет).

На рис. 3 показаны примеры построения плотностных моделей через ЗРШ, построенные по сейсмическим данным (профили 6 и 10), а также с учетом результатов ВЭРЗ по профилю I-Ia. Гравитационное поле в редукции Фая (Δg с.в.) и расчетный плотностной эффект модели коры совмещались на нормированном уровне, что дает дополнительные данные о возможном времени формирования океанической коры в этом районе.

В моделях, построенных для центральной части зоны разломов Шеклтона, существенная разность плотностей для пород хребта (2.92 г/см^3) и океанических пород смежных структур дна (2.95 г/см^3) отсутствует (рис. 3А, Б), а расчетная средняя глубина раздела Мохо в центральной части пролива Дрейка варьирует от 7 до 12 км. Следует отметить, что на сейсмических разрезах выделение раздела Мохо не было уверенным, поскольку отчетливые протяженные границы или отсутствуют или

представляют собой короткие участки отражений, расположенные на различной глубине [3].

Построенные модельные разрезы разных сегментов ЗРШ показывают наличие существенных (на 3-5 км), по сравнению со стандартным океаническим разрезом, утолщений земной коры. Повышенные значения глубин залегания Мохо (14-16 км) характерны для структур дна значительной части моря Скоша, а также для Фолклендского плато [1]. Вероятно, в зонах тектонической активности формируются локальные поля напряжений, способные изменить внутреннюю структуру океанической коры за счет разной реакции на приложенные усилия и перераспределение прочностных характеристик ее глубинных горизонтов.

Отмечается сходство в морфологии и глубинном строении ЗРШ и разломных зон Экваториальной Атлантики, где образование протяженного хребта зоны разломов (Вима) связывается с наличием относительных горизонтальных движений на границе плит и результирующих вертикальных коровых поднятий [3]. Диапировые интрузии серпентинитов встречены во многих зонах трансформных разломов Мирового океана, поэтому и в данном районе присутствие серпентинитов вполне вероятно, хотя масштабы их развития остаются неопределенными.

Возможно, глубинный горизонт, выявленный по данным ВЭРЗ в проливе Дрейка, отражает существование крупных неоднородностей, связанных с процессами преобразования более древней коры. Важная роль в формировании структуры коры пролива принадлежит мантийным диапирам, в значительной мере контролирующим процессы локального рифтообразования, а также океанизации участков континентальной коры в море Скоша [2].

Выводы.

1. Получены новые данные о глубинном строении обширного сегмента пролива Дрейка. Распределение геофизических неоднородностей в структурах земной коры региона может указывать на наличие структур дна с корой переходного типа.

2. В результате перемещения астеносферного потока мантийного вещества в регионе создаются дополнительные мощные усилия сжатия и расширения, определяющие особенности тектонического развития основных структур региона и способствующие формированию молодых рифтовых систем.

3. Звенья срединного Западного хребта Скоша в проливе Дрейка имеют локальное распространение и не могут быть единственным источником формирования коры океанического типа всей акватории пролива, ширина которого превышает 1000км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Новые идеи в океанологии. М.: Наука. Т. 2: Геология / Отв. ред. М.Е. Виноградов, С.С. Лаппо. 2004. 407 с.

2. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. Москва: ГЕОС, 2004. 132 с.
3. Galindo-Zaldivar J., A. Jabaloy, A. Maldonado, J.M. Martinez-Martinez. et al. Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica) // Tectonophysics. 2000. V. 320. P. 123-139.
4. Levashov, S.P., et al. Drake Passage and Bransfield Strait - new geophysical data and modelling of the crustal structure // Antarctica: A Keystone in a Changing World - Online Proceedings of the 10th ISAES X, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract. P. 4.

The data reveal an asymmetrical and complex deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge in Drake Passage. The distribution of regional geophysical heterogeneities indicates the presence of structures with transitional type of crust and wide development of plateau basalts and eclogitization processes. Modern geodynamics in Drake Passage is defined by active local rifting processes in regional conditions of lithospheres' extension.

Терехов Е.П., Можеровский А.В.

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

О возрасте Курило-Камчатского желоба

Terekhov E.P., Mozherovsky A.V.

(¹V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

About age of the Kuril-Kamchatka Trench

В 2005-2006 гг. в районе центральной части Курильской островной дуги (КОД) проведены две научные экспедиции на НИС "Академик М.А. Лаврентьев (рейсы 37 и 41). Одной из задач экспедиций являлось изучение структурно-вещественных характеристик фундамента и осадочного чехла в пределах фронтального склона КОД, восточнее островов Уруп и Парамушир (островной склон, межгорная впадина, северное и южное плато подводного хребта Витязя, приостровной борт желоба, желоб). Задача решалась геофизическими (непрерывное сейсмопрофилирование, гравиметрия, магнитометрия) и геологическими (драгирование) методами. В результате этих исследований установлены строение и состав кайнозойского чехла указанного района.

Кайнозойские отложения хр. Витязя представлены тремя комплексами пород (K2 - палеогеновый (палеоцен-эоценовый?), K3 - олигоцен-раннемиоценовый, K4 - плиоцен-плейстоценовый) [1]. По геофизическим данным [2, 3], кайнозойский чехол хребта (юго-западный склон северного плато), также, состоит из трех сейсмических комплексов (СК): снизу вверх СК1, СК2, СК3. Положение сейсмокомплексов в геологическом разрезе, на наш взгляд, соответствует положению выделенных комплексов пород, при этом, очевидно, что отложения верхней части K4 и СК3 являются đồngовозрастными и самыми молодыми образованиями кайнозойского чехла.

В основании хр. Витязя расположен Курило-Камчатский желоб, заполненный осадками стратифицированной фации [2], характерной для верхней части кайнозойского чехла исследуемого района. Маломощные осадки вершинной части южного плато хр. Витязя также, представлены фацией стратифицированных отложений с субпараллельными наклонными отражающими границами [3]. По нашим данным, верхний сейсмокомплекс (СК3) на северном плато хр. Витязя соответствует плиоцен-плейстоценовому комплексу пород K4. Согласно предыдущим исследователям, стратифицированные, не дислоцированные отложения верхнего сейсмокомплекса в районах южного и северного плато, также, имеют плиоцен-плейстоценовый возраст [4, 5].

Курило-Камчатский желоб расположен в основании КОД, активная эксплозивная вулканическая деятельность которой длилась с палеогена [1] по настоящее время [6]. Таким образом, осадконакопление в основании КОД (в районе современного желоба) продолжалось в течение всего

кайнозоя. В случае формирования желоба в этот период, время его существования определяется возрастом выполняющих отложений. Геофизические данные не позволяют установить какую часть верхнего (плиоцен-плейстоценового СКЗ) сейсмокомплекса составляют стратифицированные отложения желоба, но, очевидно, что эти отложения не древнее плиоцена. Результаты геолого-геофизических исследований района хр. Витязя, на наш взгляд, подтверждают точку зрения исследователей, предполагающих плиоценовый [7] и плейстоценовый [8] возраст заложения Курильского желоба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А., Терехов Е.П., Ващенко Н.Г., Вагина Н.К., Смирнова О.Л., Худик В.Д. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешии» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3-5.
2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., Леликов Е.П., Карнаух В.Н., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н., Цой И.Б. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19
3. Карп Б.Я., Бордиян О.В., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления в центральной части Курильской островной дуги // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии М.: ГЕОС. 2007. Т. IV. С. 99-101.
4. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток. 1978. С. 58-68
5. Корнев О.С., Подзорова Д.И., Шереметьева Г.Н. Основные черты геологического строения северной части подводного хребта Витязя // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток. 1980. С. 10-17.
6. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука. 1987. 237 с.
7. Васильев Б.И., Чой Д.Р. Геология глубоководных желобов и островных дуг Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2001. 184 с.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1985. 141 с.

On the basis of analysis of the geologo-geophysical data collected from the Vitiaz Ridge region the point of view of some explorers about Pliocene-Pleistocene age of underlay of the Kuril - Kamchatka Trench is acknowledged.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН,
Калининград, kharin@baltnet.ru)

**Гипабиссальные интрузии базитов хребта Книповича:
их отражение в рельефе, аномальном магнитном поле
и связь с тектоникой**

Kharin G.S. Eroshenko D.V.

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

**Hypabyssal intrusions of mafic Knipovich Ridge:
their reflection in the relief, the anomalous magnetic field,
and communication with the tectonics**

Хребет Книповича входит в глобальную систему срединно-океанических хребтов, являясь продолжением хребта Мона в Полярной Атлантике (рис. 1). Однако, в отличие от хр. Мона на хребте Книповича практически не проявлены полосчатое аномальное магнитное поле. Геомагнитные съемки [2, 3, 8] свидетельствуют: 1 – о мозаичности АМП; 2 – о слабой интенсивности магнитных аномалий; 3 – о их секущем характере по отношению к рифтовой долине. Эти и другие особенности позволяют ряду исследователей [1, 3, и др.] считать хр. Книповича не спрединговым хребтом, а сдвиговым трансформным разломом с элементами раздвиги.

Мозаичность и низкая интенсивность АМП хребта были выявлены еще в середине прошлого столетия классическими работами Питмана, Тальвани, Вога и др. исследователей. С тех пор неоднократно делались попытки «почистить мозаику» и «усилить линейность» АМП. Наиболее продвинуты в этом отношении работы [2, 4]. Карасик с соавторами [2], признавая спрединговое происхождение хр. Книповича, отмечали следующие его особенности: 1 – асимметричность как в широтном, так и в меридиональном направлениях; 2 – мозаичность со слабовыраженными чертами океанического типа; 3 – слабость и неповсеместность рифтовой осевой аномалии; 4 – кулисообразность оси спрединга; 5 – истинное простираание линейных аномалий, сохранившееся на отдельных участках, отличается от генерального простираания аномалий. Следует обратить внимание на последнюю особенность, из которой следует, что на хр. Книповича присутствуют два типа магнитных полей. Одно – реликтовое-спрединговое, второе – генеральное, но не ясно, чем оно сформировано. По мнению Карасика [2], хребет сформировался в 2 этапа за счет перескока оси спрединга. В работе Шипилова с соавторами [6] повторяется «кулисная модель» - тектоническая схема, разбивающая рифтовую зону хребта Книповича на сегменты, в которых спрединг происходит под косым углом к оси рифта. Двух стадийную модель, объясняющую особенности, что АМП хребта Книповича, недавно предложил Соколов [4]. Он также, как и

предыдущие авторы считает АМП хр. Книповича возникло в сегментированной кулисообразной рифтовой зоне, но по нормали к ее оси. В четвертичное время произошло спрямление кулис. Выпрямленная единая рифтовая долина хребта получила субмеридиональное простирание и сечет старое сегментированное АМП.

Харин [7] в процессе проведения 38 рейса б/с «Гломар Челленджер» выполнил петрологические исследования керна магматических пород скв. 344, позволившие выявить их интрузивный характер. Эта скважина находится на восточном фланге хребта в 16 км от рифтовой долины. Она является опорной для характеристики серии поднятий в фундаменте и возвышенностей в рельефе, в большом количестве наблюдаемых на хр. Книповича (рис. 2, 3). На глубине 377 – 414 м от дна моря скважиной вскрыто магматическое тело, представленное среднезернистыми полнокристаллическими долеритами, габбро-долеритами и габбро. Их возраст, определенный по К-Аг и Аг-Аг методами в разных лабораториях, варьирует от 3 до 43 млн. лет. Петрологически и геохимически данные свидетельствуют о том, что габброиды скв. 344 и базальтовые стекла, собранные и изученные на соседних полигонах в рифтовой долине хр. Книповича [7] являются комагматичными. Для них весьма характерно низкое содержание железа и магнитных минералов, что определило слабую интенсивность их магнитных свойств. Другой характерной особенностью магматизма хр. Книповича является его связь с тектоникой в данном регионе, повлиявшей на размещение магматических камер и гипабиссальных интрузий. На хребте выявлена сложная кинематика, наличие двух систем тектонических напряжений и многочисленных косых разрывных структур [5]. Это создает условия для формирования небольших многочисленных интрузивных тел, неглубокого залегания. На рис. 2 и 3 показаны в различных масштабах батиметрическое и магнитное отражение этих тел на поверхности дна хребта. Хорошо видны 2 системы разноориентированных длинных осей этих тел-поднятий, что свидетельствует о 2-х главных этапах разнонаправленных трещинных тектонических деформаций, проявившихся в регионе, к которым приурочены интрузии базитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вербa В.В., Аветисов Г.С. Шолпо Л.Е., Степанова Т.В. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича // Рос. жур. о Земле. 2000. Т. 2. № 4. С. 3–13.
2. Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л.: Недра, 1985. 248 с.
3. Гусев Е.А., Шкабура С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 168–182.
4. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномаль. магнит. поля // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.

5. Сущевская Н.М., Пейве А.А., Белецкий Б.В. Формирование магматизма в области соединения хребтов Книповича и Мона (Полярная Атлантика): по результатам 25 рейса НИС «Академик Никита Страхов» // Геохимия. 2011. № 1. С. 35–49.
6. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницын Э.В. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особен. строения и развития хребта Книповича) // Докл. АН. 2006. Т. 40. № 4. С. 506–511.
7. Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks. DSDP Leg 38 // DSDP Rep. V. 38. Washington. 1976. P. 685–717.
8. Talwani M. Survey at site 344 rift mountains east of Knipovich Ridge // DSDP Init. Rep. Supplement to V. XXXVII–XLI. Univer. of California USA. 1978. P. 461 – 464.

The mosaic nature of the anomalies of the magnetic field Knipovich Ridge allows a number of researchers believe that this range is not spreading. The report provides evidence of the genesis of spreading Knipovich Ridge but with weak intensity and the mosaic nature of the magnetic field due to the presence of weakly magnetic hypabyssal intrusions gabbroid creating well as positive forms of relief.

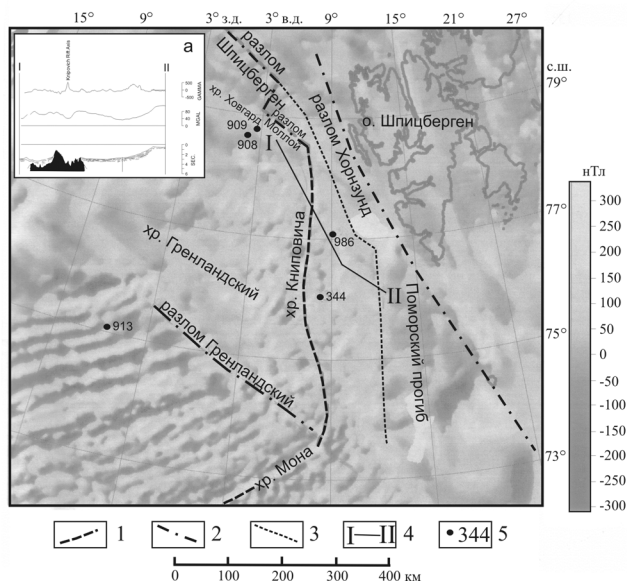


Рис. 1.

Аномальное магнитное поле хребтов Книпович и Мона и основные структуры Полярной Атлантики. 1 - современные рифты океанских хребтов, 2 - разломные зоны, 3 - граница океанической и континентальной коры, 4 -

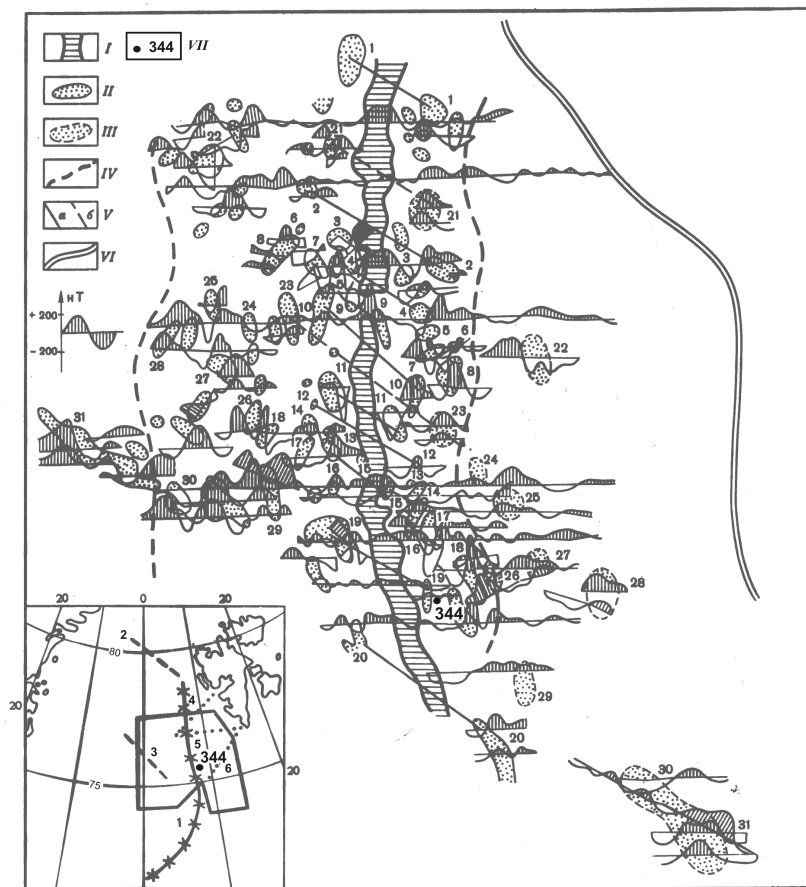


Рис. 2. Схема корреляции сопряженных локальных положительных структур и приуроченных к ним магнитных аномалий хр. Книповича. По [2] с дополнениями автора: I - рифтовая долина; II - топографически выраженное локальное поднятие фундамента; III - прогнозируемое погребенное поднятие фундамента; IV - внешние границы хр. Книповича; V - "линия дрейфа": для топографически выраженных поднятий фундамента (а) и с учетом предполагаемых погребенных поднятий фундамента (б); VI - граница материкового склона по Тальвани и Элдхолму; VII - скважина 344. На врезке: 1 - ось срединно-океанического хребта; 2, 3 - зоны разломов: 2 - Шпицбергенский, 3 - Гренландский.

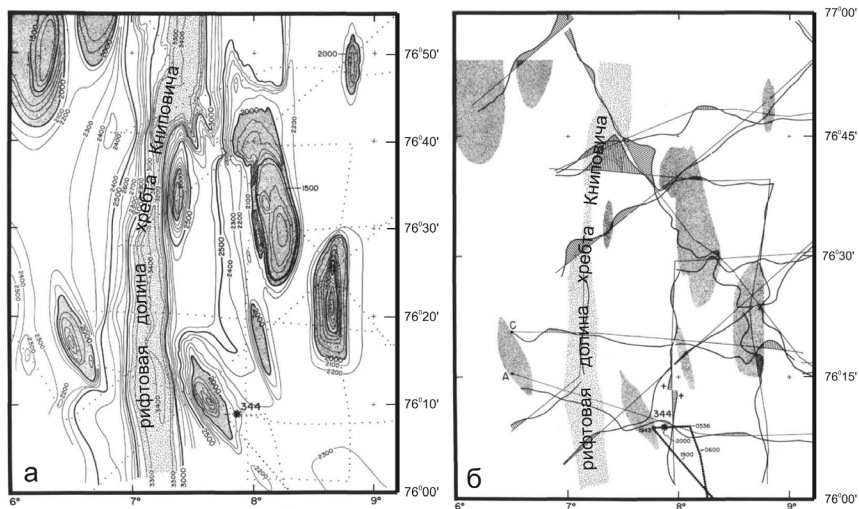


Рис. 3. Батиметрическая карта (а) и характер магнитных аномалий (б) в средней части хр. Книповича и в районе скв. 344. По [8].

Холмянский М.А.¹, Павлов С.П.², Иванов Г.И.³

¹Центр Инновационных технологий, Санкт-Петербург, holm936@rambler.ru;

²ОАО «МАГЭ», Мурманск, ³ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург)

Электрохимический метод поисков и разведки морских углеводородных месторождений

Kholmiansky M.A.¹, Pavlov S.P.², Ivanov G.I.³

¹Center of innovation technologies, St. Petersburg; ²JSC MAGE, Murmansk;

³State Company "SEVMORGEО", St. Petersburg

Electrochemical method of prospecting of marine oil and gas deposits

В течении многих лет Центр Инновационных Технологий (ЦИТ), совместно с ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербургским горным институтом и Мурманской арктической геологоразведочной экспедицией пытается ввести в практику поисково-разведочных работ на углеводородные месторождения электрохимическую модификацию электроразведки. Перспективность таких работ обоснована теоретически и подтверждена эпизодическими исследованиями, выполненными ЦИТ в период 2001–2011 гг. на месторождениях Карского и Баренцева морей. Геофизические измерения выполнялись с помощью станции «Спрут М», созданной во ВНИИОкеангеология – ЦИТ, прошедшей метрологические испытания. Геологические и гидрологические исследования выполнялись с помощью традиционной пробоотборной техники.

Мы не будем рассматривать теорию образования аномальных содержаний микроэлементов над нефтяными и газовыми структурами. Это достаточно известная теория возникновения струйных ореолов рассеяния в среде с одной или несколькими границами раздела. Гораздо более важным является: определить какие генетически – пространственные области экранов, перекрывающих нефтяные или газовые залежи, являются наиболее проницаемыми для потоков флюидов, несущих микроэлементы тяжелых металлов. К сожалению, известные структуры, расположенные на шельфе Баренцева и Карского морей с этой точки зрения, по сути дела, не изучены. Определенные аналогии с морскими месторождениями Каспийского, Балтийского морей и близкими по строению месторождениями суши, изученными более детально, позволяют предположить, что в отложениях, перекрывающих газовые и газоконденсатные месторождения, основные трещиноватые ослабленные зоны покровов находятся над центральными частями залежей. Нефтяные же месторождения характеризуются приуроченностью таких зон к периферийным частям месторождений.

Работы, выполненные нами на ряде месторождений Баренцева моря (Штокмановском, Медынском, Полярном и Тетеревском, расположенном на суше) подтверждают данное заключение.

Дальнейшее выяснение эффективности электрометрии в электрохимической модификации при изучении морфологии нефтегазовых структур было нами продолжено в 2010 и 2011 гг. на месторождениях Карского моря (Русановское, Ленинградское и др.) (рис. 1).

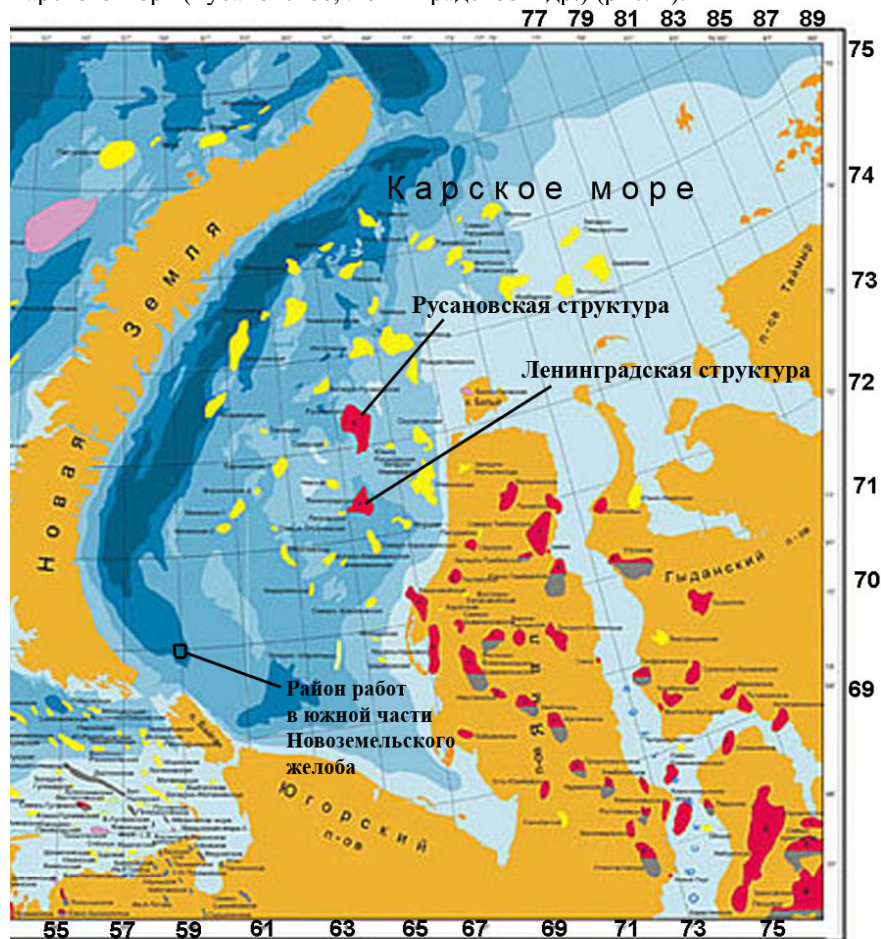


Рис. 1. Обзорная схема района работ

Основными задачами исследований было:

- выяснение характера аномалий, полученных при электрохимических измерениях, выполняемых с помощью ионо-селективных электродов, соответствующих морфологическим элементам структур;
- уточнение пространственного положения перспективных площадей;
- определение функциональных возможностей используемой аппаратуры при решении вышеуказанных задач;

разработка оптимальных методических принципов проведения электрохимических наблюдений;

обоснование принципов комплексирования электрометрических наблюдений с геологическим и гидрологическим пробоотбором.

Работы выполнялись в режиме непрерывного электрохимического профилирования по выбранным линиям профилей. Количественные изменения значений потенциалов на ионоселективных электродах регистрировались для Pb, Cu, S. Затем в районе выявленных аномалий выполнялся геологический пробоотбор.

Для работ был использован комплекс «СПРУТ-М», который состоит из двух частей - набортной и забортной. В состав набортной части входят: измерительный блок на основе однокристалльной системы сбора информации AduC 848 и бортовой компьютер с ОС XP, а также система спутниковой GPS навигации.

- Забортная часть состояла из морской измерительной линии (МИЛ) с набором измерительных сенсоров (ионоселективных электродов S, Cu, Pb).

Технические данные бортового измерительного блока:

- количество аналоговых входных каналов: 2 X 6
- входное сопротивление аналоговых каналов: не менее 100 Мом.
- - диапазон измерения постоянных и медленно меняющихся напряжений: 0.1-2000 мВ;
- - время преобразования: от 40 до 160 мсек. (выбирается оператором)
- - максимальная погрешность измерения: 0.1 %

Длина морской измерительной линии (МИЛ) составляла 400м, из которых на подвод приходилось 70 м (50 м – на палубе, 20 м – от борта до точки входа косы в воду). Для заглубления МИЛ использовалось два груза весом по 8 кг, закреплённых на МИЛ, на расстоянии 50 и 100 м от измерительных электродов. Предполагаемая глубина транспортировки их в водной толще – 40-50 м.

Точки электрохимического зондирования водной толщи, так же как и точки пробоотбора задавались как в выделенных аномальных зонах, так и местах стабильных значений параметров (участки с фоновыми или близкими к ним значениями). Зондирование водной толщи производилось с целью изучения изменений измеряемых параметров в зависимости от положения электродов относительно донной поверхности. Измерения проводились через каждые 10 м водной толщи и на донной поверхности.

Материалы наших исследований 2011 г. на структурах Воронихинской и Обручевской окончательно не проинтерпретированы – следует дождаться завершения всех аналитических наблюдений. Тем не менее, выявленные на профилях электрохимические аномалии подтверждают высокую эффективность метода и позволяют уточнить морфологию структур.

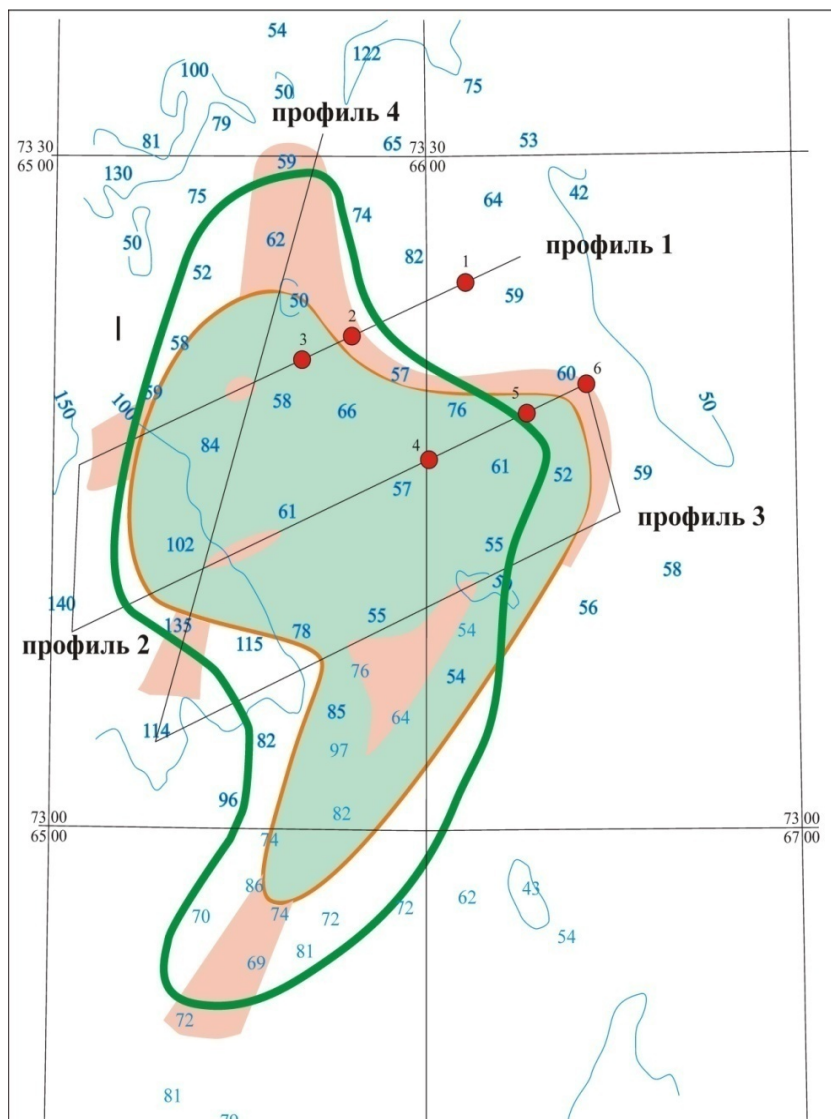


Рис. 2. Результаты оконтуривания залежей в районе Русановского ГКМ и с помощью электрохимических работ, выполненных в 2010 году

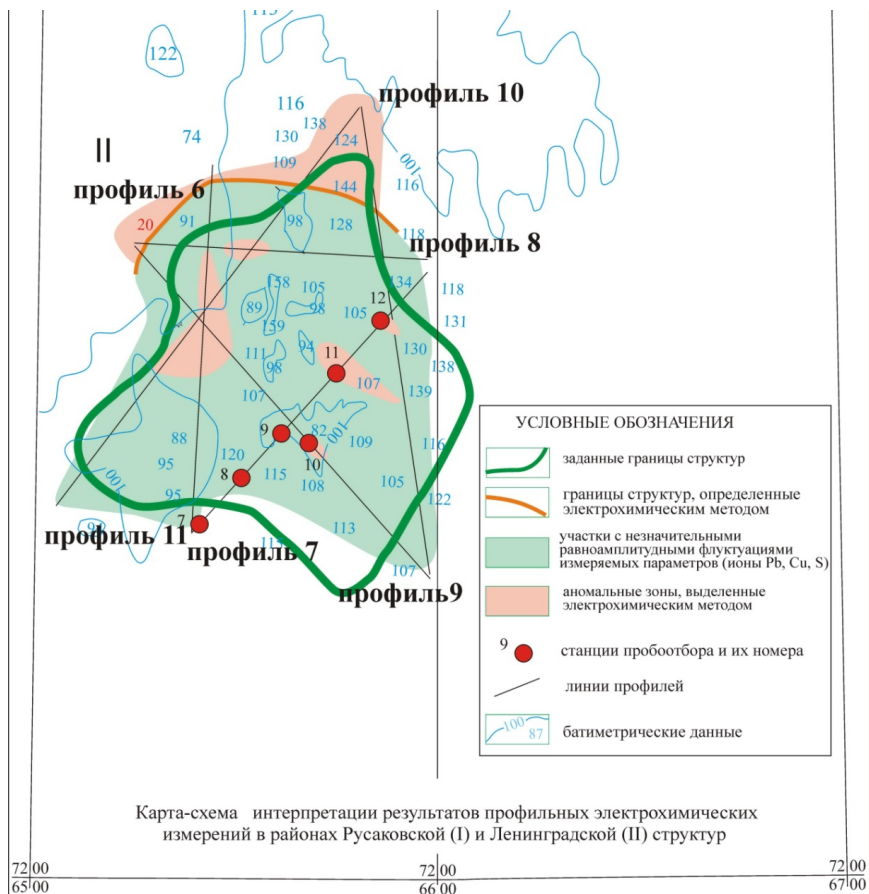


Рис. 3. Результаты оконтуривания залежей в районе Ленинградского ГКМ с помощью электрохимических работ, выполненных в 2010 году

Результаты работ позволяют сделать следующие выводы:

1. Выполненные комплексные работы, основным элементом которых было электрохимическое профилирование, позволили оценить эффективность применения вышеуказанного профилирования для уточнения границ нефтегазоносных структур. Доказана возможность использование в качестве измерительных датчиков ионо-селективных электродов, обладающих достаточной разрешающей способностью для выявления электрохимических аномалий свинца и меди (а, следовательно, и других микроэлементов - реперов элементов месторождений).
2. Сложность изучения выбранных объектов исследований связана с обеспечением нужного позиционирования измерительных ионо-

селективных датчиков относительно поверхности морского дна и наличием слоя железомарганцевых конкреций (ЖМК), расположенного в донных осадках. ЖМК сорбируют микроэлементы тяжелых металлов, поступающие из зоны месторождения, и, тем самым, снижают долю их поступлений в водную среду – среду электрохимических наблюдений.

3. Измерения следует проводить по традиционной сети профилей, соответствующей выбранному масштабу работ

4. Анализ проб донных отложений следует проводить с определением наличия и содержания подвижных форм тяжелых металлов (что значительно увеличит общую стоимость комплексных работ, но повысит их эффективность).

5. В дальнейшем, при проведении аналогичных работ следует учитывать, что для электродов Cu и Pb мешающими являются ионы Ag и Hg, а, значит, электроды на эти элементы необходимо ввести в состав измерительной линии. Это потребует применения кабеля с большим количеством жил и увеличит вес буксируемой части. Так же, учитывая результаты анализов проб воды по горизонтам, необходима транспортировка измерительных электродов как можно ближе к донной поверхности, что влечет за собой, также как и работы на больших глубинах, применение более длинного подвода к электродам. С другой стороны, относительно малые величины напряжений на ион-селективных электродах (от единиц до десятков мВ) затруднительно передавать без искажений по измерительным линиям длиной более 500 м. Помимо этого, для повышения качества исследований, необходимо знать достаточно точное положение ионо-селективных электродов относительно дна акватории, а также температуру воды в районе расположения их.

Для устранения этих проблем, необходимо набортную систему сбора и измерения разместить в герметичном прочном буксируемом контейнере. В контейнере должны быть расположены датчики давления, температуры и расширенный набор ион селективных электродов.

Within many years the Center of Innovative Technologies (CIT), together with VNIIO, the St.-Petersburg Mining Institute and Marine Arctic Geological Expedition tries to enter into practice of exploration on hydrocarbonic deposits electrochemical investigation. Perspectivity of such works is proved theoretically and confirmed by the incidental researches executed CIT in 2001 – 2011 on deposits Kara and Barents Seas. Electrochemical measurements were carried out by means of station «IOL-CHS», created in CIT, passed metrological tests.

The works executed by us on a number of deposits of Barents Sea (Shtokman GCF, Medenskoe, Polar and Terevsky, located on a land) confirm the drawn conclusion.

Черников А.Г.¹, Либина Н.В.²

(¹ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», Пос. Развилка, Московская обл.,
A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Москва, lnatvit@mail.ru)

Построение 3-D моделей внутренней структуры морского дна методом Марковской гипсотомографии

Chernikov A.G.¹, Libina N.V.²

(¹«Gazprom VNII GAZ», Razvilka; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Building 3-D models of the internal structure of the seabed by Markov gipsotomografi

Создание 3-D модели геологической среды основывается на большом объеме геофизических и геологических данных, собранных с определенной пространственной регулярностью, прошедших многоэтапную обработку и инкорпорированных в единую модель. Этот процесс является весьма дорогостоящим мероприятием и, как правило, проводится только на локальных участках при разведке нефтегазовых месторождений. Подобная фрагментарность площадного покрытия исследованиями затрудняет создание региональных моделей, которые позволяют изучать геологические объекты не только в хорошо изученных областях, но и оценивать перспективность малоизученных территорий.

Авторами тезисов был разработан метод гипсотомографии, позволяющий осуществить прогноз внутреннего строения подповерхностного пространства на основе анализа батиметрических данных [1].

Основой предлагаемого метода Марковской гипсотомографии является применение теории Марковских процессов для прогнозирования внутренней структуры морского дна. Эта теория, разработанная в начале XX века русским математиком А.А. Марковым [2], была глубоко проработана применительно к геологии советским геологом и математиком А.Б. Вистелисом [3].

Марковская гипсотомография [1, 4, 5] представляет собой новый способ оперативного прогнозирования и построения трехмерной модели внутреннего строения геологического объекта, основой которого является изучение профильных или площадных изменений марковских свойств регулярных гипсометрических (батиметрических) данных.

Многие природные процессы, в том числе и геологические характеризуются тем, что в них наблюдается влияние предшествующих событий на последующие. Такие процессы носят название марковских [2]. Частным случаем марковского процесса является цепь Маркова - ее можно рассматривать как последовательность дискретных состояний во времени или пространстве, для которых вероятность перехода из одного состояния в

заданное за последующий шаг зависит от предшествующего состояния. Наиболее ярким примером проявления марковских свойств в геологии является чередование слоев литотипов в стратиграфических последовательностях [3].

Изучение глубинного строения дна методом марковской гипсометрии базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа поверхности нижележащих стратиграфических горизонтов в рельефе поверхности перекрывающих наслоений. Надо отметить, что это не означает прямое наследование собственно предшествующего рельефа последующим. Наследуются собственно марковские свойства рельефа.

Граница каждого из последовательно залегающих слоев (толщ), образованных условиями осадконакопления, тектонической историей и последующей денудацией, могут быть математически описаны в виде простой однородной марковской последовательности отметок значений свойств по множеству профилей, секущих границу. Вертикальная (стратиграфическая) изменчивость марковских описаний границ разделов рассматривается как изменение марковской последовательности величин значений свойств на границах и считается сложной марковской цепью, укрупненной по множеству исходных состояний [3]. В этом случае, согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковость подстилающего слоя) вероятно определяет состояние последующее - марковость покрывающего слоя. Следовательно, изучая определенным образом марковские свойства на земной поверхности, представляется возможным получить информацию о глубинном строении региона [4].

Для осуществления этой идеи используются данные о рельефе поверхности Земли, преобразованные в дискретную числовую последовательность, и специальный программно-методический комплекс обработки. Метод позволяет выполнять прогноз (зондирование) строения массива путем марковского преобразования батиметрических данных, как по профилям, так и по площадям наблюдений, осуществлять пересчет их в глубинную 3D-модель, проводить петрофизическую инверсию до визуализации в виде томограмм, по различным сечениям моделируемого массива.

Глубину зондирования (H) и детальность прогноза определяют следующие факторы:

1. L - ширина окна сканирования (количество точек в исследуемой последовательности),
2. ΔL - шаг наблюдения (расстоянием между точками),
3. f - частотная характеристика анализируемого параметра (число определенных на шкале глубин состояний),

$$H = a \times \frac{L - 2}{f + b} \times \Delta L$$

a и b - коэффициенты, зависящие от типа исследуемого поля.

Полученные томограммы изменчивости марковских состояний, методом инверсии пересчитываются в разрезы петрофизических свойств по априорной информации об акустических и (или) плотностных свойствах среды.

Для проведения расчетов и построения трехмерных моделей используются площадные цифровые батиметрические карты (рис. 1).

По цифровым данным рельефа дна, например данным GEBCO, IBCAO (для Арктики), любым другим площадным данным или моделям, можно выполнить оперативный прогнозный расчет 3-D модели подповерхностной структуры дна на значительные территории и инвертировать ее в петрофизические свойства (например в скорости продольных волн). Шаг данных м.б. от 1 до 5 км в зависимости от величины рассматриваемого района и необходимой глубины прогноза. По рассчитанным разрезам 3-D модели могут быть выделены участки для более детального анализа по тем же исходным данным, но с меньшим шагом. Соответственно могут быть использованы цифровые модели большей детальности данных. Результаты расчетов могут использоваться для планирования экспедиционных исследований: скоростная 3-D модель позволяет выделить перспективные участки исследований и проследить их пространственное расположение (рис. 1).

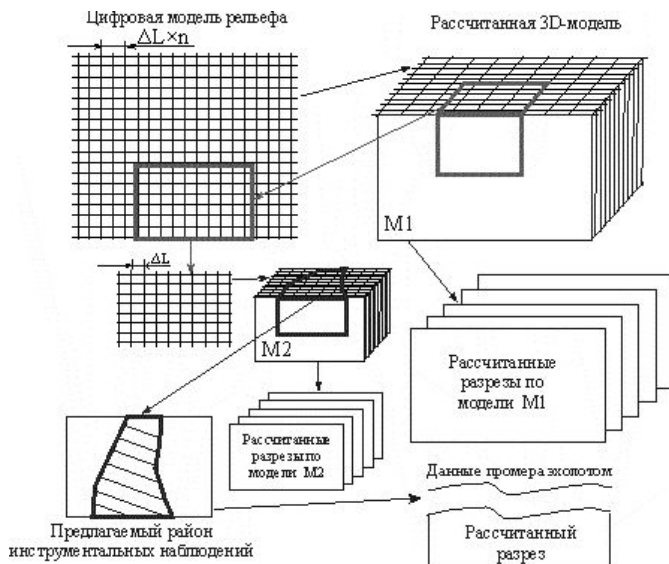


Рис. 1. Этапы применения метода Марковской гипсотомографии

Далее по данным эхолотных промеров, полученных при судовых наблюдениях, проводится расчет с шагом данных, полученным при

измерении, или прореженным для увеличения глубины прогнозируемого разреза. Шаг данных для расчета по результатам инструментальным наблюдениям может составлять от нескольких метров до десятков метров, в зависимости от решаемой задачи.

Для демонстрации применения метода приведены полученные скоростные модели для Каспийского региона (рис. 2) в виде набора томограмм. Шаг батиметрической сетки 2 км, частота «зондирования» 11. Источник данных [6, 7]. Исследуемая область обведена пунктиром.

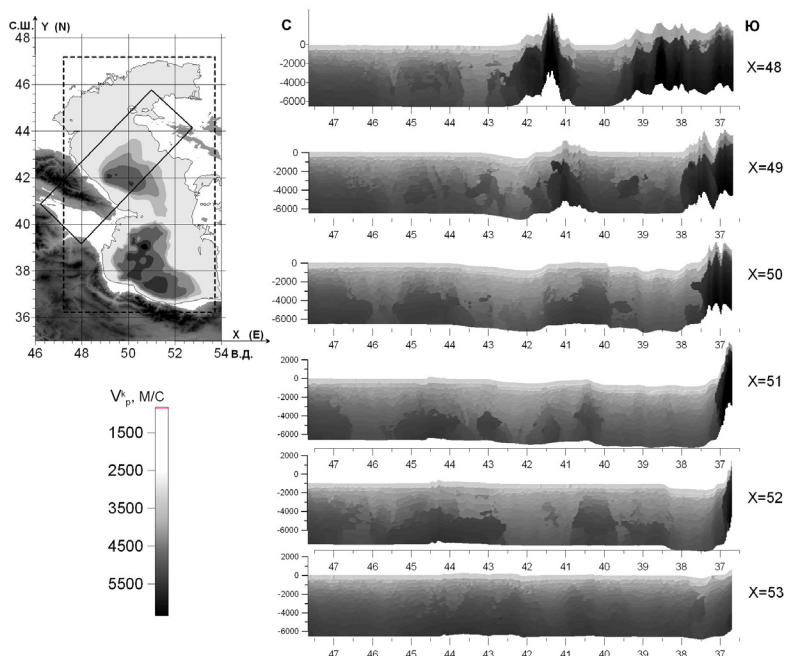


Рис. 2. Батиметрическая карта и скоростные меридиональные разрезы, полученные по 3-Д модели района Каспийского моря

На рис. 3 показан набор томограмм, полученных по трем взаимно ортогональным сечениям модельного куба скорости размером 650x230x5 километров (на карте рис.1 выделен прямоугольником), шагом данных 1 км, частота «зондирования» $F=11$. В верхней части рис. 3 для сопоставления с рассчитанными томограммами приведен геологический разрез, полученный на основе сейсмо-геологических исследований, проводившихся ранее в этом районе Каспийского моря [8].

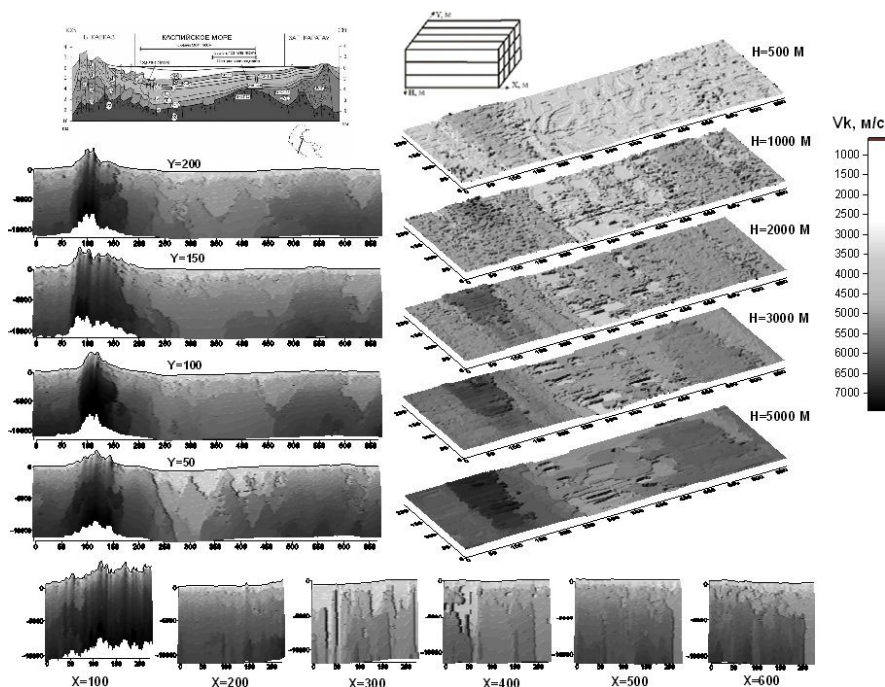


Рис. 3. Скоростная 3-D модель района Каспийского моря, выделенного на схеме профилей прямоугольником

Выполнявшиеся опробования метода гипсотомографии в различных геоморфологических условиях для различных районов показало возможность оперативного выявления нарушений структуры дна для различных масштабов исследования а также:

- создания петрофизических (геоакустических) 2-D моделей разрезов по профильным батиметрическим данным и 3-D моделей по площадным батиметрическим данным для повышения надежности геоакустических расчетов;
- создания инженерно – геологических моделей шельфовых зон;
- проведения исследований в районах со сложным рельефом дна и в пограничных зонах «берег-море».
- оптимизации планирования геофизических океанологических исследований.

Используя минимум входных данных, в частности результаты батиметрической съемки, метод марковской томографии позволяет оперативно выполнить предварительный анализ строения исследуемого района, выявить зоны структурных нарушений, наметить участки для

проведения детальных исследований комплексом геолого-геофизических методов. Также гипсотомографическая модель может служить основой для создания глобальных бассейновых моделей путем интеграции разрозненных по площади, существующих локальных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В. Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности // Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 57-59.
2. Марков А.А. Исследование замечательного случая зависимых испытаний // Изв. Петерб. АН (6). 1907. Т. 1. № 3. С. 61-80.
3. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980.
4. Черников А.Г., Либина Н.В., Матушкин М.Б. Патент на изобретение «Способ выявления внутренних неоднородностей Земли», № 2293361. 2004.
5. Черников А.Г., Либина Н.В. Использование марковской гипсотомографии при геологических исследованиях в океанологии // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 527–531.
6. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. 382 с.
7. Цифровая модель рельефа дна Каспийского моря. <http://www.caspi.ru/>.
8. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые аспекты нефтегазоносности южных морей России // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С.114-122.

Markov gipsotomografiya a new way to build a model of the internal structure of rock mass based on the data processing the earth's surface topography. The article shows the opportunities of calculating speed 3-D models.

Чесалова Е.И.¹, Асавин А.М.², Жулёва Е.В.³, Мельников М.Е.⁴, Рашидов В.А.⁵

(¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва; lena@sgm.ru; ²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; ³Институт океанологии РАН, Москва; ⁴ГНЦ «Южморгеология», Геленджик; ⁵Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

Геоинформационная система (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана»

Chesalova E.I.¹, Asavin A.M.², Zhuleva E.V.³, Melnikov M.E.⁴, Rashidov V.A.⁵

(¹V.I. Vernadsky State Geological Museum RAS, Moscow; ²Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ³P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ⁴SSC “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik; ⁵Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

Geographic Information System (GIS) «Magellan Seamounts of Pacific Ocean»

Фундаментальные исследования современного подводного вулканизма Мирового океана, оценка его влияния на окружающую среду и жизнедеятельность человека невозможны без анализа его эволюции. Одним из наиболее интересных районов проявления мелового вулканизма в Тихом океане являются Магеллановы горы. Магеллановы горы представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном, гайотов, в центральной части Восточно-Марианской котловины в районе между 10° с.ш. и 22° с.ш. и 149° в.д. и 160° в.д., простирающуюся на 1100 км от Марианского желоба к северо-востоку, востоку, а затем к юго-западу, в направлении восточного окончания Каролинского вала. К настоящему времени в районе Магеллановых гор выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований и пробурены скважины глубоководного бурения [1, 2]. Работы были направлены, преимущественно, на изучение геолого-геоморфологического строения, возраста и эволюции вулканизма отдельных вулканических построек, выявление особенностей распространения и состава железомарганцевых образований, развитых на склонах и вершинах гайотов. В 80-х – 90-х годах XX века Магеллановы горы становятся объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных ученых. В первую очередь это связано с тем, что на склонах и вершинах Магеллановых гор были обнаружены значительные скопления железомарганцевых корок и конкреций. Гайоты Магеллановых гор, имея некоторые сходные геофизические и геоморфологические характеристики, существенно отличаются друг от друга по своему геологическому строению, времени образования и длительности проявления

вулканической деятельности.

В работе [2] впервые сделано сопоставление названий гайотов, приведенных в отечественной и зарубежной литературе, и оценена степень изученности гайотов Магеллановых гор. Позднее подобное сопоставление сделано в работе [3]. Проведен анализ абсолютного возраста драгированных пород и данных о стратиграфии осадочной толщи, полученных при глубоководном бурении в скважинах 199, 200, 201, 202, 452А, 585, 800, 801 и 802. Для района Магеллановых гор характерно «нормальное» осадконакопление с биогенным карбонатным материалом на глубинах менее 3900–4000 м, смешанный характер осадков с колебаниями карбонатности в зоне карбонатной компенсации и глубоководные «красные» глины на глубинах более 4000 м. В гравитационном поле гайотам соответствуют положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные – в редукции Буге. В магнитном поле гайоты отображаются интенсивными, до 900-1000 нТл, отрицательными аномалиями, осложненными положительными пиками над вершинами гайотов [1, 2, 4]. По данным геомагнитных исследований на гайотах Вулканолог и Коцебу выделены подводящие магматические каналы [4]. Так как гайоты, имея некоторые сходные черты, существенно отличаются друг от друга по своему геологическому строению, времени образования и длительности проявления вулканической деятельности, попытки многочисленных исследователей распространить данные, полученные при изучении одного или двух гайотов, на все постройки Магеллановых гор, на наш взгляд, являются необоснованными. Выявлено, что до сих пор нет единого подхода и к содержанию самого понятия «Магеллановы горы». В работах [5, 6], например, к Магеллановым горам отнесены только четыре гайота: Дальморгео, Находка, ИОАН и Ита-Майтаи. Одни исследователи [7-9] относят гору Голден Драгон к Магеллановым горам, а другие (<http://www.ufp.pf/geos>) - к горам Маркус-Уэйк. На сегодняшний момент нет однозначных данных о природе Магеллановых гор. Самой распространенной точкой зрения на происхождение гайотов Магеллановых гор является предположение о вулканизме «горячих точек» [5, 6, 10]. Однако распределение возрастов отдельных построек в пределах Магеллановых гор не позволяет использовать эту гипотезу [2]. Одним из подходов к объяснению механизма образования гайотов Магеллановых гор, может быть мембранная тектоника, согласно которой внутриплитные вулканы формируются как следствие деформирования и растрескивания литосферы при ее перемещении по поверхности Земли [11]. Согласно геодинамической модели решающую роль в формировании Магеллановых гор играли сдвиговые дислокации в условиях меридионального сжатия океанической коры [12]. Не следует забывать и о гипотезах, согласно которым подводные горы образовывались в результате блоковой тектоники, с преобладанием вертикальных смещений [13]. Вулканизм в этом случае

лишь сопровождает тектонические подвижки. Наиболее современный вариант этой концепции изложен в гипотезе мегатрендов Н. Смута [14]. Железомарганцевые образования Магеллановых гор представлены минеральной ассоциацией гидроокислов железа и марганца, образованной в результате гидротермальных, гальмиролитических, диагенетических и гидрогенных процессов. Они развиты на глубинах 1200 – 5000 м. Субстратом для корок являются все виды пород, опробованных на гайотах, а толщина их достигает 24 см, при среднем значении 6.5 см. По своему составу корки являются полиминеральными образованиями и относятся к богатым кобальтмарганцевым рудам [3]. Исследования глубоководных железомарганцевых корок гайотов Ита-Майтаи и Федорова (ИОАН) методом подводной фотографии позволили проследить особенности залегания этих образований и восстановить условия их формирования [15, 16].

В настоящее время созрела объективная необходимость в проведении систематизации и интегрированного анализа всех имеющихся данных по Магеллановым горам для детального исследования пространственно-временных особенностей проявления вулканизма и выявления закономерностей распределения железомарганцевых образований.

Авторами начата работа по созданию каталога и геоинформационной системы (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана». ГИС предоставляет различные математические инструменты для проведения анализа как количественных, так и качественных пространственных признаков: геостатистика - кластерный, регрессионный анализы, инструменты анализа поверхностей, алгебраические инструменты. Предлагается вероятностная структура и комплект инструментов для анализа данных с ранней интеграцией информации, при этом неопределенность пространственного распределения крайних параметров смоделирована и минимизирована. На основе численного анализа систематизированных данных о гайотах проведена оценка пространственно-временных особенностей проявления вулканизма. С этой целью разработан пакет программ по обработке морфометрических данных и вычислению объемов вулканических гор с использованием ряда оригинальных подходов. На базе высокоточных данных спутниковой альтиметрии составлены крупномасштабные, с сечением изобат 50-100 м, трехмерные электронные карты рельефа гайотов Магеллановых гор, и проведен их сравнительный анализ. С помощью разрабатываемой ГИС сделана работа по моделированию и выявлению пространственных закономерностей распределения железомарганцевых корок на гайоте Бутакова [17] в зависимости от морфометрических и физико-химических признаков. С полученной моделью хорошо коррелируется распределение корок на детально изученных гайотах Магеллановых гор. На основе этих материалов можно установить геолого-геоморфологическую приуроченность железомарганцевых корок и характер

их распространения и на других гайотах Магеллановых гор. Для исследования тонкой структуры рельефа и морфологии железомарганцевых образований обработаны материалы подводного фотопрофилирования, проведенного с подводного буксируемого аппарата в рейсах Института океанологии РАН [16].

На основе интегрированного анализа результатов комплексных геолого-геофизических исследований гайотов Магеллановых гор сделана оценка пространственно-временных особенностей проявления вулканизма и выявлены закономерности распределения железомарганцевых образований методами ГИС-технологий и дешифрирования подводных фотографий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.
2. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103-126.
3. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУП «Южмор-геология», 2005. 230 с.
4. Рашидов В.А., Долгаль А.С., Новикова П.Н. Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. 2007. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 98-106.
5. Koppers A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 53-68.
6. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 10. P. 1-49.
7. Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific Ocean // Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region. Geodynam. Ser. 1983. V. 11. Edited by T. Hilde and S. Uyeda. AGU, Washington D. C. P. 137-142.
8. Sager W. W., Weis C. J., Tivey M. A., Jonson H. P. Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone // Journal of Geophys. Res. 1998. V. 103. № B3. P. 5269-5286.
9. Staudigel H., Park K. H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 102. P. 24-44.
10. Smith W.H.F., Staudigel H., Watts A. B., Pringle M. S. The Magellan Seamounts: Early Cretaceous Record of the South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly // Journal of Geophys. Res. 1989. V. 94. № B8. P. 10501-10523.

11. Седов А.П., Матвеенков В.В, Волокитина Л.П., Рашидов В.А., Казакевич Г.И., Лукьянов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24-44.
12. Уткин В. П., Ханчук А. И., Михайлик Е. В., Хешберг Л. Б. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646-650.
13. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 207 с.
14. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. V. 30. P. 323-356.
15. Жулёва Е.В. Исследование глубоководных Fe-Mn корок гайота Ита-Майтаи методом подводной фотографии // Океанология. 1995. Т. XXXV. № 6. С. 930-936.
16. Жулёва Е.В. Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.: ИО РАН, 2004. 186 с.
17. Асавин А.М., Чесалова Е.И., Мельников М.Е. ГИС модель формирования железомарганцевых корок гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. 2007. № 10. Вып. 2. С. 118-128.

We combined information on geological-geomorphologic structure of Magellan Seamounts of Pacific Ocean using the new Geographic Information System (GIS) technologies. United data and their integrate analysis give grounds for studying the space-temporal features of the formation of ferromanganese crusts and volcanism.

Ямпольский К.П., Соколов С.Ю.

(Геологический институт РАН, Москва, Россия, k.yampolskiy@gmail.com)

Особенности аномалии Буге и осадочного чехла в северной части хребта Книповича

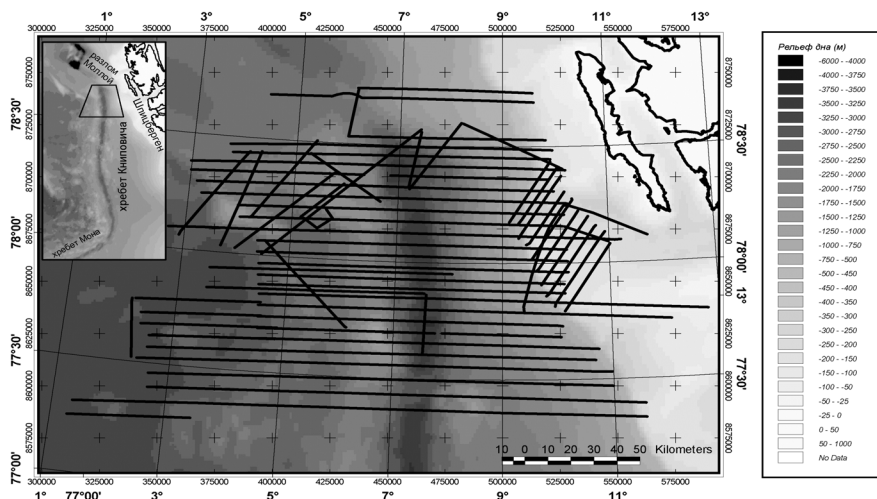
Yampolskiy K.P., Sokolov S.Yu.

(Geological Institute RAS, Moscow, Russia)

Features of Buge anomalies and sedimentary cover in northern part of the Knipovich ridge

Подводный хребет Книповича представляет собой северное окончание Срединно-Атлантического хребта (САХ), он простирается субмеридионально от 73°30' до 78°30' с.ш. (см. рис. 1) и ограничивается с юга хребтом Мона, а с севера разломом Моллой. Начало аккреции данного спредингового сегмента САХ относится к позднему эоцену – раннему олигоцену (34 млн. лет) [1], при этом начало рифтинга в современном положении хребта может относиться к четвертичному периоду [2]. Хребет Книповича является ультрамедленным спрединговым хребтом, по данным К. Крейн [3], скорость спрединга составляет от 0.1 см/год с восточной стороны, до 0.7 см/год на западной стороне. Большинство исследователей сходится на том, что направление спрединга не перпендикулярное, а косое по отношению к современной оси хребта. Развитие бортов рифтовой долины происходит асимметрично. У хребта Книповича не определяются линейные магнитные аномалии, присущие другим сегментам САХ. Все перечисленные особенности хребта определяют его как интересный тектонический объект. Объяснение развития и формирования хребта позволит существенно расширить представление о геологическом строении и эволюции Норвежско-Гренландского бассейна.

Основой для работы явились результаты исследований Геологического института РАН и Норвежского Нефтяного Директората в 24 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [4] (Начальник экспедиции – Зайончек А.В.). В ходе экспедиционных работ северная часть хребта Книповича была покрыта детальной батиметрической съемкой; было отработано 56 сейсмопрофилей методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и высокочастотным профилированием (рис. 1).



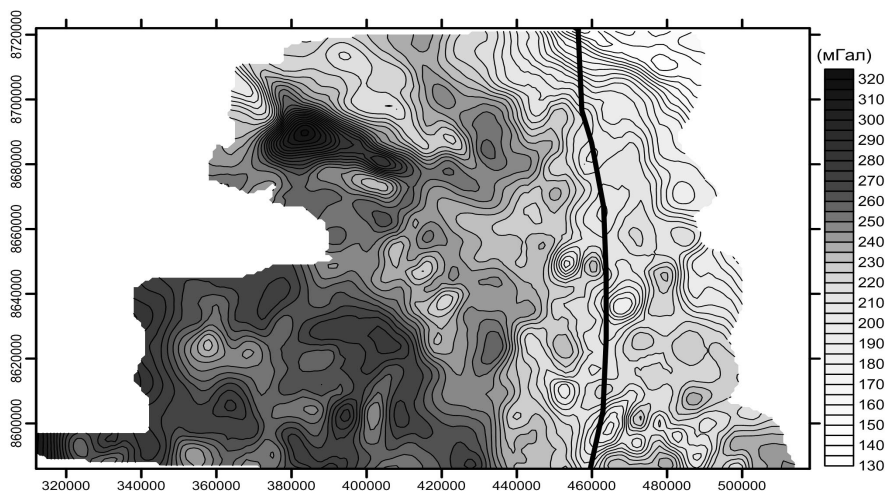


Рис. 2. Карта аномалий Буге с учетом осадочного слоя. Линией показана ось хребта Книповича. Координатная система – UTM32 (метры).

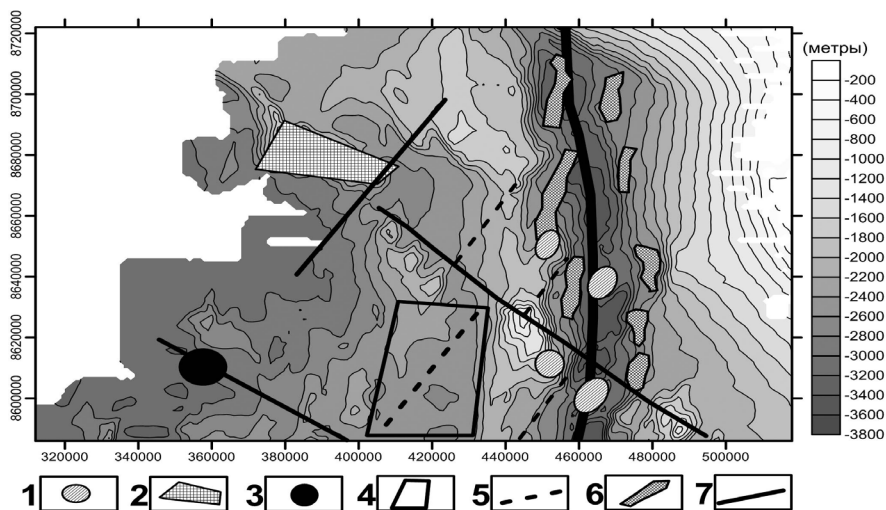


Рис. 3 Карта рельефа дна района 24-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (координатная система – UTM32, метры) со схематически нанесенными особенностями: 1 - сильная отрицательная аномалия Буге; 2 - сильная положительная аномалия Буге; 3 - нодальная палеовпадина; 4 - трог выраженный в акустическом фундаменте; 5 - предполагаемое положение оси палеоспрединга; 6 - зоны прибортовых сбросовых блоков с осадками; 7 - предполагаемые трансформные разломы и сдвиговые нарушения.

Полученные по фактическим данным и расчетам результаты можно разделить на две группы: результаты анализа карт акустического фундамента и мощностей осадочного чехла и результаты анализа карты аномалий Буге. Выявленные особенности нанесены схематически на карту рельефа дна (рис. 3).

Особенности акустического фундамента и осадочного чехла

1. Выделяются симметричные относительно оси хребта опущенные сбросовые блоки с осадочными телами мощностью до 500 м, что указывает на растяжение вдоль хребта Книповича, происходящее по покрытому слабоконсолидированным осадочным чехлом базальтовому спрединговому субстрату, сформированному ранее. Расчлененность этих осадочных участков может быть объяснена наличием разломных зон поперек оси хребта.

2. Отсутствует тренд наращивания мощности осадочного слоя при удалении от оси хребта Книповича на запад.

3. В западной части полигона фиксируется сдвиговое нарушение юго-западной ориентации, выраженное в акустическом фундаменте. С юго-запада нарушение заканчивается нодальной палеовпадиной.

4. Фиксируется трог в акустическом фундаменте, заполненный осадками мощностью до 1000 м, не выраженный в рельефе дна, где могла находиться ось палеоспрединга [8].

Особенности аномалий Буге

1. Выделяются парные отрицательные аномалии Буге в районе оси хребта. Они несимметричны относительно оси. Их положение объясняется растяжением в данных сегментах с направлением около 45° к фиксируемой ориентации пар.

2. Поле аномалии Буге в юго-западной части полигона имеет сложную структуру, отражающую палеотектонические процессы в этом районе, имевшие место до перескока оси спрединга.

3. Сильная положительная аномалия Буге, фиксируемая в районе горы Хогварда, указывает на то, что здесь находится участок океанической коры с мощным базальтовым и более нижними слоями океанической коры.

Результаты проведенных работ дают новые данные о строении хребта Книповича и его флангов. Полученные карты существенно расширяют основы для дальнейших историко-тектонических и геодинамических построений в отношении хребта Книповича.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верба В.В., Аветисов Г.П., Шолпо Л.Е., Степанова Т.В. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. №4. С. 3–13.
2. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–

3. Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 153–205.
4. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24-26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.), // *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen, 2010. С.111-157.*
5. Ямпольский К.П. Новые данные о строение хребта Книповича (Северная Атлантика) // *Геотектоника*. 2011. № 2. С. 17-31.
6. Sandwell, D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate // *Journal of geophysical research*. V. 114. B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009.
7. Геофизические методы исследований. Под редакцией Н.И. Селиверстова. М.: КПУ, 2004. С. 61-86.
8. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 38-57.

Detailed analysis of the maps of a sedimentary cover, surface of the acoustic base and Buge anomalies, allowed to make new conclusions about a geological structure and tectonic development of northern part of the Knipovich ridge. The received results essentially expand representation about tectonic and geodynamic development of the Knipovich ridge.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА
“ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ
ПЛИТ”**

Астафьев Д.А.

(ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия,
D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru)

Возможное преобразование тектоники литосферных плит в геодинамику коромантийных секторов

Astafiev D.A.

(LLC “Gazprom VNIIGAZ”, Moscow Region, Russia)

Probable transformation of lithosphere plate tectonics into core-mantle sector geodynamics

В настоящее время наблюдается стремительный прогресс в изучении Земли с использованием все более высокоразрешающих глубинных сейсмотомографических исследований, космических GPS и ГЛОНАСС съемок, глобальных геологических, тектонических и других карт. Появилась возможность использовать в генерализованном виде гигантские базы накопленной геолого-геофизической информации и комплексировать её в различных совместимых сочетаниях с целью получения синергического эффекта при выявлении непознанных глобальных структур Земли и осмысления геодинамических процессов. Так, например, в результате совмещения тектонической карты Мира (с выделенными литосферными плитами, поясами спрединга и субдукции) с картой траекторий абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана (с учетом знания основных положений тектоники литосферных плит) появилась возможность увидеть не только известный уже более полувека набор земных литосферных плит, но и то, что эти плиты явно образуют группировки (своеобразные «ансамбли»), имеющие свою конкретную коромантийную структуру и фактически строгое взаимоупорядоченное движение от поясов океанского спрединга к поясам и областям альпийского орогенеза и субдукции [1].

Таких группировок на данном этапе геодинамического развития Земли выделяется две. Первая и наиболее крупная группировка включает Африканскую, Аравийскую, Евразийскую, Индо-Австралийскую и Западно-Тихоокеанскую литосферные плиты, которые стягиваются (аккретируют) к Альпийско-Гималайскому складчато-надвиговому орогенному поясу, сочленяющемуся с Евразийским и Океанийским поясами субдукции.

Второй группировкой литосферных плит является Американо-Гренландская, включающая Южно- и Северо-Американские, Гренландскую, Кокос, Наска и Хуан-де-Фука плиты, которые стягиваются Кордильеро-Андийским поясом и Карибской зоной субдукции.

Самостоятельной и обособленной является Антарктическая плита с примыкающими сегментами Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Указанные группировки литосферных плит и обособленная Антарктическая

плита сопряжены между собой по осевым линиям океанических поясов апвеллинга-спрединга. В таком понимании и разграничении указанные группировки и обособленная Антарктическая плита представляют собой отчетливо выраженные конвективные ячейки Бенара g-типа, в которых восходящие потоки (апвеллинг) образуют периметр, а нисходящие (дайвинг) тяготеют к внутренним зонам ячейки.

Литосферные плиты, а точнее коромантийные сектора, наращивают свою площадь и объём в поясах или зонах апвеллинга-спрединга за счет вертикальных наслоений магматического вещества в результате кристаллизации магмы. Полное для океанических и частичное поглощение для континентальных коромантийных секторов происходит в поясах и зонах дайвинга (это пояса и зоны субдукции, орогенеза, рифто- и бассейногенеза) за счет гравитационного погружения столбчатых тел на очаги плавления в подошвенном слое мантии D". Столбчатая структура [4] нижних разделов литосферы и мантийной оболочки на фоне латеральной её расслоенности установлена фактически для всей коромантийной оболочки Земли. В вертикальном разрезе от дневной поверхности до слоя D" в строении земной конвективной ячейки по сейсмологическим данным выделяется твердофазная толща в объеме литосферы и большей части мантии до слоя D" в ее подошве. В верхней мантии фрагментарно прослеживается пластичный астеносферный слой, частично расплавленный, что и обеспечивает его пластичность. В твердофазной мантии возможны тектонические течения, пластические деформации и тектонические срывы (проскальзывания) в масштабе до сотен километров.

От идеальных конвективных ячеек Бенара земные отличаются отсутствием симметрии, сложными границами поясов и областей апвеллинга и дайвинга, латеральной расслоенностью и вертикальной столбчатостью, сложным фрактальным строением в объёме, преобладанием толщи (2500-2700 км) твёрдофазной верхней части коромантийной оболочки над пластичной (слой D" толщиной 100-400 км) нижней частью. Функционирование конвективных ячеек Земли (одной, двух, трех и более) с параметрами – длина, толщина, состав, физико-химические свойства и др. – не соответствующими идеальным математическим, обусловлено гипсометрическим градиентом погружения подошвы коромантийной оболочки от поясов апвеллинга к поясам и областям гравитационного дайвинга. Перепад глубин между этими элементами составляет 6-10 км. Кроме того, стимулирование конвективной системы, даже можно сказать, обеспечение принудительной конвекции, может быть обусловлено не только вертикальными и латеральными градиентами температуры, но и градиентами давления, приливо-отливной (по существу импульсной) динамикой трехфазной мантии. Этим и объясняется функционирование земных конвективных ячеек при том, что они далеки от геометрических параметров и соотношений этих параметров для идеальной математической

модели конвекции. Такие выводы стали возможны благодаря совмещению карты группировок коромантийных плит с поясами и областями дайвинга и апвеллинга со структурной картой поверхности жидкого ядра Земли, построенной по данным сейсмотомографии.

Подошвенная часть земной конвективной ячейки, представленная пластичным слоем D'', является, вероятно, транзитной для латерального движения мантийных расплавов от поясов дайвинга на постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах спрединга. Этот слой по сейсмологическим данным также расслоен и изменчив в толщине. Утолщения и расслоенность наблюдаются под осадочными бассейнами, поясами и зонами дайвинга и апвеллинга. На слой D'' фактически опирается твердофазная часть коромантийной оболочки. Гипсометрия подошвы слоя D'' по сейсмотомографическим данным имеет перепад до 10 км. Прогнутые до 4-х км относительно идеальной поверхности внешнего ядра области подошвы слоя расположены под поясами дайвинга, а приподнятые до 6-ти км – под поясами апвеллинга, что способствует движению мантийных расплавов из погруженных областей в приподнятые. В отличие от океанических коромантийных секторов континентальные сектора в поясах дайвинга наращиваются по площади и в объеме за счет рециклинга, способствующего формированию вулканических дуг и седиментации в задуговых, междуговых, преддуговых осадочных бассейнах и последующей их аккреции с превращением в складчато-надвиговые системы. С учетом неоднократных последующих циклов денудации, рифто- и бассейногенеза они вошли в состав молодых и древних платформ.

Движение расплавов мантийного вещества от поясов дайвинга к поясам апвеллинга, очевидно, дискретно как в объеме и по латерали слоя, так и во времени, точно так же, как и движение твердофазных частей коромантийной оболочки в границах земных конвективных ячеек, с той лишь разницей, что движение твердофазных частей происходит от поясов спрединга к поясам и областям дайвинга. Кроме того, скорость движения твердофазных частей океанических коромантийных плит существенно (в 2-5 раз и более) превышает скорость движения континентальных коромантийных секторов, то есть океанические сектора более интенсивно подвергаются деструкции, что и обуславливает смену океанических коромантийных секторов за 140-150 млн. лет. Учитывая возраст Земли ~ 4,6 млрд. лет, можно сделать вывод, что полное обновление океанических коромантийных секторов могло произойти 30 раз, возможно и более, так как на ранних этапах эволюции более горячей Земли конвекция могла быть более интенсивной. Это и обеспечило полноценный отвод эндогенной тепловой энергии, а вместе с этим обеспечило активную геодинамику и формирование всего разнообразия тектонических структур, включая океанические и континентальные коромантийные сектора, древние и молодые платформы, геосинклинальные пояса и зоны, осадочные бассейны и орогены.

Частичное разрушение континентов с возвратом корового вещества в мантию в процессе коромантийного дайвинга происходит в областях окраинно-континентального и континентального рифтогенеза, бассейногенеза в целом с последующей аккрецией и формированием горноскладчатых поясов и областей стабильной молодой континентальной литосферы. Наиболее интенсивно процесс деструкции континентальных коромантийных секторов происходит в современных геосинклинальных и орогенических поясах и областях. Во всех случаях деструкция (рифто- и бассейногенез), а затем аккреция и орогенез коромантийных океанических и континентальных коромантийных секторов сопровождаются встречным восходящим магматизмом с активной дегазацией недр.

Области и пояса дайвинга коромантийного вещества, инициирующие встречный восходящий магматизм, транзитный слой D'' на разделе ядро-мантия и пояса апвеллинга-спрединга образуют (включают в себя) планетарную магмофлюидодинамическую систему, которая обеспечивает функционирование конвективных земных ячеек (рис.), а следовательно, весь планетарный тектогенез и в значительной степени (за счет поступления в осадочную толщу глубинного водорода) нафтидогенез. Эта же планетарная магмофлюидодинамическая система обеспечивает эффективный отвод эндогенной тепловой энергии, выделяющейся на разделе ядро-мантия, а также процесс формирования и распада Пангей [2, 3].

Конвективные ячейки функционируют благодаря выделению эндогенной энергии на разделе ядро-мантия и наличию в коромантийной оболочке Земли планетарной магмофлюидодинамической системы. Основными элементами магмофлюидодинамической системы Земли являются: 1) пояса и области дайвинга внутри конвективных ячеек под зонами субдукции, формирующимися орогенами, континентальными рифтами и осадочными бассейнами; 2) транзитный слой D'' на разделе ядро-мантия или внешние слои жидкого ядра, по которым осуществляется перераспределение мантийного вещества в виде расплавов на постоянно действующую подпитку апвеллинга; 3) пояса апвеллинга под океаническими рифтами, где происходит вынужденное раздвигание коромантийных плит, дискретный подъем магматических расплавов и наращивание (омоложение) коромантийной оболочки Земли на всю ее толщину; 4) дискретная квазизидкая фаза в твердофазных сегментах коромантийных плит, концентрирующаяся преимущественно в областях дайвинга под континентальными рифтами, осадочными бассейнами и орогенами.

Таким образом, в настоящее время необходимо признать движение коромантийных секторов по слою D'', а не литосферных плит по астеносфере. Кроме того, движение коромантийных секторов подчиняется не только закону Эйлера, но и условиям движения в конвективных ячейках Бенара g-типа. В периоды формирования Пангей планетарный геодинамический процесс организуется в объеме одной или двух

конвективных ячеек Бенара g-типа.

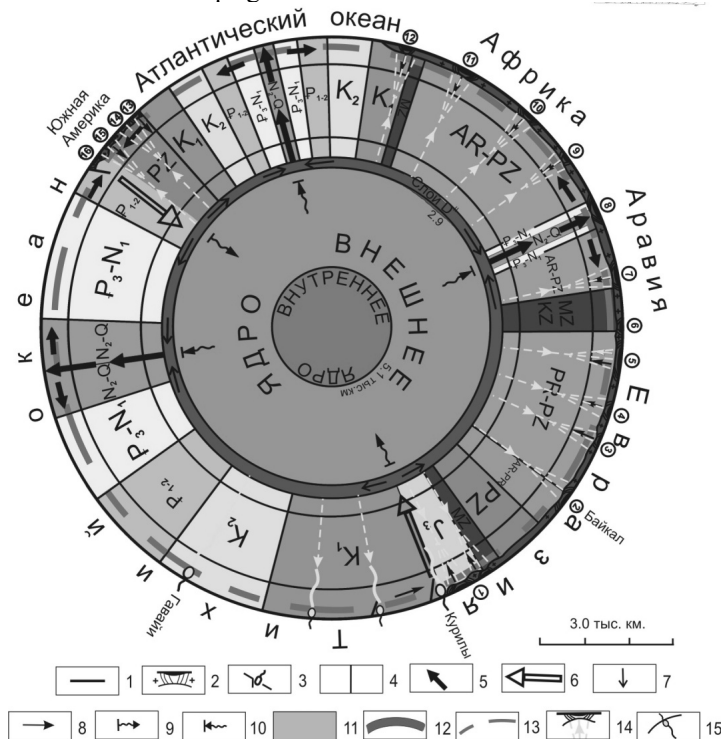


Рис. Строение коромантийной оболочки с глобальной магмофлюидодинамической системой Земли

1 - земная кора океанического типа, 2 - земная кора континентального типа с осадочными бассейнами, 3 - островные вулканические дуги над зонами субдукции океанической коры, 4 - субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5-8 - направления движения мантийного вещества: 5 - в зонах активного апвеллинга и спрединга, 6 - в зонах активного даунвеллинга, 7 - в слое D, 8 - под осадочными бассейнами на континентах; 9 - зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации, 10 - зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра, 11-15 - элементы глобальной дегазационной системы Земли: 11 - внешнее (жидкое) ядро, 12 - квазижидкий слой ДП и потоки восходящей магмы в зонах апвеллинга, 13 - астеносферный дискретный слой, 14 - дискретный, восходящий к поверхности магматизм под осадочными бассейнами, 15 - магматические очаги и каналы под зонами вулканизма.

Осадочные бассейны нефтегазоносные (НГБ) и возможно нефтегазоносные (ВНГБ):

1 - Охотоморский НГБ, 2 - Лено-Тунгусский НГБ, 3 - Зайсанский НГБ, 4 - Чусарысуиский НГБ, 5 - Амударьинский НГБ, 6 - Тирпульский ВНГБ, 7 - Персидского залива НГБ, 8 - Красноморский НГБ, 9 - Верхненильский НГБ, 10 - Танганьикский ВНГБ, 11 - Окаванго ВНГБ, 12 - Намибийский НГБ, 13 - Пелотас ВНГБ, 14 - Рио-Саладо ВНГБ, 15 - Мендоса НГБ, 16 - Лебу-Арауко НГБ.

Кроме того, важно учитывать и то обстоятельство, что конвективный геодинамический процесс в коромантийной оболочке реализуется благодаря активной генерации эндогенной тепловой энергии, поддерживающей существование планетарной магмофлюидодинамической системы, обеспечивающей деструкцию коромантийной толщи в поясах и зонах дайвинга-субдукции, континентального и окраинноконтинентального рифто-, бассейно- и орогенеза.

Таким образом, концепция тектоники литосферных плит может быть преобразована в более совершенную концепцию тектоники и геодинамики коромантийных секторов. Детальная разработка концепции тектоники и геодинамики коромантийных секторов обеспечит многоплановый прогресс в развитии практически всего комплекса наук о Земле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.31-35.
2. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли./ Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.36-39.
3. Астафьев Д.А. Причины формирования и распада Пангей./Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Том 1. Материалы XLIII Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2010. С.25-29.
4. Широугольное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Ч. II. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. Ю.А.Бяков, И.Ф.Глумов, Л.И.Коган, и др. – М.: Наука, 2001. –293 с.

The concepts of core-mantle segment geodynamics based on the hypothesis of moving of core-mantle segments along the surface of mantle D-double prime layer from up welling-spreading belts towards the areas of diving-subduction in the limits of Earth convection cells analogical to Benard cells of g-type have been proved.

Баркин Ю.В.

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

**Механизм активной жизни Земли и других небесных тел:
приложения в науках о Земле и планетных науках**

Barkin Yu.V.

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

**The mechanism of the active life of the Earth and other celestial
bodies: applications in geosciences and planet sciences**

Современные представления о механизмах активности и выполненные исследования природных процессов на планетах и спутниках не способны объяснить даже малой части их активности (порядка нескольких процентов). В силу этого многие задачи геодинамики, геофизики и планетодинамики, которые исследовались в течении веков и десятилетий оказались не разрешимыми. В современных работах четко показано, что приливные эффекты хоть и характеризуются определенными астрономическими циклическостями, но обладают чрезвычайно слабой энергетикой. Сложилась кризисная ситуация в науках о Земле и планетах. Выполняются и публикуются в престижных журналах многочисленные работы заведомо обреченные на неуспех и отрицательный результат. Это касается также наук об океане, атмосфере и климате, где в настоящее время создана обстановка взаимного не понимания и недоверия к научным организациям и исследованиям. Причина кроется в отсутствии приемлемого механизма эндогенной активности небесных тел.

Запас тепловой энергии обычно связываются с энергией, приобретенной планетой в период ее аккреции, а также вследствие дифференциации Земли на оболочки и выделения ядра, которое имело место не позднее первых ста миллионов лет существования нашей планеты. Третьим источником внутренней тепловой энергии планеты является естественная радиоактивность многих из слагающих ее элементов (уран, торий, рубидий, стронций и др.). Четвертый источник связан с гравитационным влиянием Луны и Солнца, порождающим приливы в океане и литосфере, диссипация которых также сопровождается переходом механической энергии в тепловую [1]. Но указанные источники тепловой энергии (кроме приливной диссипации) могут приводить лишь к монотонным изменениям активности тех или иных природных процессов и совершенно неспособны объяснить наблюдаемые изящные и энергичные циклические вариации активности природных процессов по весьма широкому спектру и в различных шкалах времени от часов до сотен миллионов лет. Кроме того, в современную эпоху все эти процессы характеризуются предельно слабой энергетикой, составляющей несколько процентов от наблюдаемой. Механизм приливного

возбуждения активности указанных небесных тел может претендовать в лучшем случае на малую часть в их энергетике в 1-3% от наблюдаемых значений. По современным данным радиоактивное тепло дает еще меньшие вклады в энергетiku указанных небесных тел. К сожалению указанные тепловые источники не способны объяснить ни одну из наблюдаемых цикличностей природных процессов. Также они не могут объяснить явление повышенной активности тектонических и иных природных процессов в полярных регионах Земли и других тел солнечной системы, явление инверсии природных процессов и физических полей по отношению к северному и южному полушариям планеты. Например, такие явления, как: гейзеры на южном полюсе Энцелада, полярная асимметрия атмосферных процессов на Марсе, Венере и Титане, полярная асимметрия в проявлении в прошлом вулканической активности на Меркурии, в распределении скарпов на Меркурии и Луне, медленное перераспределение в современную эпоху водных (флюидных) масс из южного полушария в северное полушарие на Земле и Марсе, на Титане и Энцеладе и других телах солнечной системы.

Все указанные явления получают полные объяснения на основе геодинамической модели автора – модели вынужденных колебаний ядра и мантии Земли (планеты) под действием гравитационного притяжения окружающих небесных тел [2]. Вынужденные колебания ядра и мантии, их относительные смещения приводят к деформациям всех слоев мантии, а в силу их диссипативных свойств к циклическим преобразованиям упругой энергии и к циклическим вариациям запасенной тепловой энергии [2]. Особо активной оболочкой (буферной зоной) при этих колебаниях и термодинамических преобразованиях подошвы мантии являются нижние слои оболочки D'' между ядром и мантией, на активность которой указывали известные ученые геологи и геофизики Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин [3], А.А. Маракушев [4], А.Ф. Летников [5], Н.Л. Добрецов и А.Г. Кирдяшкин [6] и др. Здесь, согласно нашей модели, диаметрально-противоположно по отношению к центру планеты расположены зоны плавления и затвердевания материалов, слагающих подошву мантии, циклически меняющие свои свойства и размеры под действием натисков ядра, принуждаемого к этому внешними небесными телами. Выполненные расчеты показали, что в преобразованиях и аккумуляции флюидных масс участвуют исключительно грандиозные запасы энергии, на несколько порядков большие по сравнению с приливной диссипацией энергии. Колебания ядра и мантии проявляются в их малых относительных трансляционных смещениях (в колебаниях их центров масс), в относительных прокручиваниях и поворотах, которые сопровождаются выделением больших количеств тепловой энергии, термодинамическими и механическими изменениям подошвы мантии. В этом аспекте выводы, полученные в работах акад. А.А. Маракушева и Ф.А. Летникова [4], [5], получают дополнительные обоснования, поскольку в нашей работе

указывается источник энергии, которым служат внешние небесные тела, их вращательная и орбитальная энергия [2]. Современные данные космической геодезии свидетельствуют, что центр масс Земли совершает вековой тренд по направлению к полуострову Таймыр со скоростью 5-6 мм/год и циклические колебания с широким спектром частот и известными астрономическими периодами и амплитудами около 5-20 мм [7]. Указанный дрейф и колебания центра масс Земли согласно нашей геомодели в основном обусловлены однонаправленными смещениями избыточной массы ядра Земли, составляющей около 17 масс Луны, по отношению к мантии. В силу специфики указанных смещений должна наблюдаться определенная планетарная асимметрия во всех природных процессах и изменениях физических полей и должно широко проявляться универсальное явление инверсии природных процессов по отношению к полушариям планеты, для которых, активность процесса усиливается в одном полушарии (например, северном) и ослабевает в противоположном [2]. Сказанное относится к планетам и спутникам нашей солнечной системы и другим планетным системам, а также к звездам с планетами [2].

Важные исследования проведены в последнее время по дегазации Земли и флюидному режиму верхних оболочек Земли. Показана роль флюидов при преобразовании мантийного вещества и роль дегазации Земли во всех тектонических процессах на всех стадиях развития Земли [4]. По А.А. Маракушеву эндогенная активность Земли стимулируется потоками богатых водородом флюидов, восходящих из ее жидкого ядра в течении более чем 4.6 млрд лет и коррелируется со спецификой магматизма, метаморфизма, рудообразования и катастрофами на поверхности Земли [4]. Флюидная адвекция, то есть подъем с больших глубин флюидов (газа и паров жидкости) или материала, насыщенного флюидами, является наиболее активным процессом. Согласно работам Ф.А. Летникова [5] этот механизм не имеет практически ограничений, подъем флюидов происходит по ослабленным зонам или путем просачивания их сквозь мантийное вещество. Наша геомодель вынужденных колебаний и смещений ядра и мантии Земли фактически указывает на механический источник энергии небесно-механической природы. Она указывает на механизм который направляет смещения ядра и мантии трансляционного характера и прокручивания на границах указанных оболочек, которые приводят к выделению огромной тепловой энергии [10]. Механизм направляет и контролирует описанную флюидную деятельность Земли в ходе ее эволюции и вообще в произвольных шкалах времени. Через которую оказывается влияние, возбуждение и вариации активности природных процессов.

В работе обсуждаются основы геодинамической модели возбуждения системы оболочек Земли внешними небесными телами и ее приложения в науках о Земле и других небесных тел. Показано, что основными факторами возбуждения системы оболочек (в первую очередь ядра и мантии планеты)

являются эксцентричность в положении ядра относительно мантии и эллипсоидальная форма (несферичность) оболочек. Указанная эксцентричность в положении оболочек напрямую связана с эксцентричным положением центра масс небесного тела, которое четко наблюдается методами спутниковой геодезии у Земли (1.1), Меркурия (0.6), Венеры (1.5), Марса (3.3), Титана (0.3), Луны (1.9), Фобоса (1), Амальтеи (2) и других тел солнечной системы (в скобках указаны смещения центра масс небесного тела относительно геометрического центра его фигуры в километрах). При наличии эксцентричности оболочек планеты эффективно проявляют себя свойства неинерциальности, которые передаются через особенности движения барицентра солнечной системы по отношению к центру масс Солнца. Вследствие этого все планеты и Солнце, активно участвующие в смещениях барицентра солнечной системы, дают определенные вклады в возбуждение активности всех природных процессов на планетах и спутниках. Этот механизм определяет единство, синхронность, цикличность природных процессов на всех телах солнечной системы, энергетику их высокой эндогенной активности, но наведенной из вне (в случае Земли это в первую очередь со стороны Луны, Солнца и планет), высокую тектоническую и природную активность полярных регионов многих небесных тел и свойства инверсии этой активности. В результате применения разрабатываемой геомодели получает объяснение корреляции в движениях барицентра Солнечной системы относительно центра масс Солнца с вариациями сейсмической и вулканической активности Земли по данным наблюдений за последние 300-400 лет [8].

На основе разрабатываемой геодинамической модели получили динамическую интерпретацию особенности деформаций океанской и континентальной литосферы, обусловленные вековым дрейфом ядра Земли в северном направлении [9]; северные составляющие полярных смещений литосферных плит [10]; сжатие северного полушария Земли и расширение ее южного полушария; соответствующие вековые укорачивания широтных кругов в северном полушарии и удлинения широтных кругов в южном полушарии. Контрастный характер тектоники полушарий Земли, ее магматической деятельности, глобального сейсмического процесса, контрастный асимметричный характер тепловых потоков и потерь тепла через поверхность северного и южного полушарий и др. [2].

Впервые даны объяснения наблюдаемым неприливным вариациям силы тяжести на 8 ведущих гравиметрических станциях мира [7]. Решены проблемы о неприливном механизме ускорения осевого вращения Земли и о вековом дрейфе полюса оси вращения планеты [11]. В работе приводится обзор и анализ указанных проблем, а также новых явлений и дается их динамическая интерпретация с позиций развиваемой геодинамической модели и указываются перспективные направления будущих исследований в науках о Земле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 753-760.
2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНТИ. 2002. Вып. 9. С. 45-97.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993. 192 с.
4. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.
5. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли. Науки о Земле. РФФИ.
6. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1994. 299 с.
7. Баркин Ю.В. Дрейф центра масс Земли и вековые вариации силы тяжести // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. Спецвыпуск. С. 18-31.
8. Белов С.В., Шестопалов И.П., Харин Е.П., Соловьев А.А., Баркин Ю.В. Вулканическая и сейсмическая активность Земли: пространственно-временные закономерности и связь с солнечной и геомагнитной активностью // Новые технологии. Физика. 2010. Т. 2. № 2. С. 3-12.
9. Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Особенности деформации океанской и континентальной литосферы как свидетельство северного дрейфа ядра Земли // Научная конференция "Ломоносовские чтения-2010". Секция "Геология": Тезисы. М., 2010.
10. Barkin Yu.V. Kinematical regularities in plate motion // Astronomical and Astrophysical Transactions. 2000. V. 18. Is. 6. P. 763-778.
<http://images.astronet.ru/pubd/2008/09/28/0001230496/763-778.pdf>.
11. Barkin Yu.V., Ferrandiz J.M. Unity of rhythms of Earth rotation, gravity and geodesy variations and their nature // Proceedings of Symposium of IAG Subcommission for Europe "European Reference Frame - EUREF 2003" (4-7 June 2003, Toledo, Spain). 2003. <http://www.euref-iag.net/symposia/book2003/7-03-Barkin.pdf>.

The base geomodel of the forced oscillations of the core-mantle system of the Earth due to gravitational attraction of external celestial bodies is developed and applications to study of the fundamental problems of geodynamics, geophysics and planet dynamics are discussed.

Бойко А.Н.¹, Илларионов В.К.², Удинцев Г.Б.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН; ²Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН)

Происхождение центральной котловины Индийского океана

Bojko A.N.¹, Illarionov V.K.², Udintsev G.B.³

(¹P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow; ²G.A. Gamburtsev Institute of the Earth's physics RAS, Moscow; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

The origin of the central basin of the Indian Ocean

Вопрос о происхождении Центральной котловины Индийского океана тесно связан с двумя важными вопросами тектоники этого океана в целом – динамики развития рифтогенальных систем срединно-океанических хребтов этого океана и места в общей системе его структур реликтов Гондваны. Рельеф дна Центральной котловины достаточно полно представлен на последних вариантах Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО) и на картах по материалам спутниковой альтиметрии в сочетании с результатами судовых исследований. Авторы настоящей работы глубоко признательны А.С. Гутникову, И.И. Пономаревой и А.П. Чередниченко за ознакомление с незаслуженно забытыми материалами судовых исследований ПГО "Севморгеология", ПГО "Южморгеология" и Одесского государственного университета им. И.И. Мечникова. Дополнением к этим материалам служат данные работ ученых Обсерватории Земли Ламонта-Доэрти, США, доступные через Интернет.

Происхождение Центральной котловины Индийского океана в течение последних десятилетий традиционно рассматривается, преимущественно, в рамках концепции тектоники литосферных плит [1]. По канонам этой концепции разрыв древнего континента Гондваны произошел по трещинам будущих рифтогеналей срединноокеанических хребтов и сопровождался наращиванием новообразуемой в процессе спрединга корой океанических котловин Индийского океана. Признается, что процесс этот осложнялся дроблением окраин частей Гондванского и окружающих Индийский океан континентов. Реликтовые фрагменты оказывались размещенными в пределах ложа океана микроконтинентами и асейсмическими вулканогенными хребтами и поднятиями. Осмысливание первичной природы таких реликтов и места, занимаемого ими в котловинах Индийского океана наряду с корой, новообразованной в процессе рифтогенального спрединга, еще далеко от завершения [2]. В полной мере это относится и к представлениям о происхождении Центральной котловины.

Центральная котловина океана ограничена на западе Чагос-Лаккадивским (Мальдивским) хребтом, а на востоке хребтом 90° . Северным обрамлением её служит побережье Бенгальского залива Индии, а южным - Центрально-Индийский рифтогенальный срединноокеанический хребет.

Ложе котловины к северу от 10° ю.ш. и экватора хорошо выровнено мощной толщей аккумулятивного конуса Ганга и Брампутры. Мощность осадков в северной части этого конуса достигает 16 км, но в южном направлении она сокращается к зоне экватора и 10° ю.ш. до первых сотен метров. Здесь осадочный чехол, в общем, согласно облекает морфоструктуры фундамента, хотя местами оставляет его обнаженным на сбросовых уступах.

Толщина земной коры в котловине порядка 5,5 км и до 10-15 км в ограничивающих её с востока и запада хребтах. Общий облик ложа Центральной котловины подобен мозаике горстовых блоков и грабенов жесткого фундамента, интенсивно раздробленного по системе многочисленных разломов, преимущественно, меридианального или близкого к нему простираций. Наиболее примечательны горсты упомянутых выше хребтов, ограничивающих котловину с запада и с востока, с примыкающими к восточному борту каждого из них желобами-грабенами. С западным бортом хребта 90° смыкается крупное плато Осборн, отрогом которого к северу служит хребет Исследователя. К западу от них лежит серия горстов, объединяемых в поднятии хребта Ланка. К северу от него располагается поднятие Афанасия Никитина с вулканическим пиком Афанасия Никитина близ 3° ю.ш. Среди многочисленных разломов отмечаются наиболее ярко выраженные на 84° ю.ш. разлом с желобом-грабеном вдоль восточного борта хребта Ланка, и желоба-грабены Индира близ 81° ю.ш. и разлом с желобом Индрани близ 79° в.д. Среди этих морфоструктур горсты хребтов Чагос-Лаккадивский (Мальдивский) и 90° с примыкающим к нему плато Осборн кажутся наиболее древними, тогда как другие представляются сформированными за счет позднейшего дробления фундамента по серии более мелких разломов.

Породы, слагающие фундамент котловин Индийского океана, по скважинам глубоководного бурения представлены в низах их большей частью верхнеюрскими и меловыми мелководными осадками. В Центральной котловине они покрывают слой базальтов пермского возраста. Появление в скважинах глубоководных осадков верхнего мела служит свидетельством начала интенсивных погружений, начавшихся только в это время [3]. Вулканическая активность поднятия Афанасия Никитина характеризуется пиллоу-лавами оливиновых базальтов, состав которых отражает контаминацию лавы веществом континентальной коры. [4]. Признаки контаминации породами коры континентального типа характерны для всех, практически, базальтов в составе коры ложа всего Индийского океана, а в том числе и Центральной котловины [5].

Сейсмическое профилирование позволяют считать хребет 90° структурой тектонического происхождения, несмотря на выявление в его структуре базальтовых покровов. Результаты спорово-пыльцевого анализа вскрытых скважинами на этом хребте лагунных лигнитов эоцен-олигоцена, свидетельствуют, что хребет был в то время частью достаточно обширного континентального массива, располагавшегося в палеогене в центральной части Индийского океана [6]. Глубоководные области, окружившие эту континентальную сушу, судя по результатам бурения, возникли в ходе интенсивных погружений поздне-мелового времени

Вероятность существования в центральной части Индийского океана континентальной суши – Лемурии, была предположена, в свое время, по данным биогеографии и наземных геологических исследований [7]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
2. Удинцев Г.Б. Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989. 112 с.
3. Пушаровский Ю.М. Избранные труды. Тектоника Земли. Т. 2: Тектоника океанов. М.: Наука, 2005. 555 с.
4. Borisova A.Yu., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V., Sushevskaya N.M. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: Evidence for Contamination by Cratonic Lower Continental Crust // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 2. P. 277-319
5. Yano T., Vasilev B.I., Choi Dong R., Miyagi S., Gavrilov A.A., Adachi H. Continental rocks in the Indian Ocean // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. 2011. № 58.
6. Удинцев Г.Б., Коренева Е.В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1980. № 6. С. 13-22.
7. Уоллес А. Тропическая природа. М.: Мысль, 1975. 223 с.

Central basin of the Indian Ocean represent clear from any large microcontinents plate intensively dissected with numerous faults mostly of meridional or close to it orientation, accompanied with horsts and grabens. The largest of them are Osborn plateau, Lanka ridge, Indira and Indrani grabens. All these structures correspond to block distractions of the rigid basement of the basins floor. The chemical contents of sampled basalts noticeably demonstrates contamination by continental crust. Polen and spores analysis support the idea on existence of large massive of subaerial land during Paleocene.

Зыков Д.С., Балувев А.С.

(Геологический институт РАН, Москва, zikov@ginras.ru)

Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа

Zykov D.S., Baluev A.S.

(Geological Institute RAS, Moscow)

The Neotectonic development of the structures of the Barents-Kara shelf

Шельфовые области Баренцево-Карского региона, также как и прилегающие участки суши (Север Восточно-Европейской платформы, Полярный Урал, Таймыр) достаточно хорошо изучены геологическими и геофизическими методами, на основании чего созданы модели геотектонического развития региона. Эти материалы и концепции отражены в многочисленных работах И.Г. Авенариус, С.В. Аплонova, В.Н. Глазнева, А.Ф. Грачева, В.С. Зархидзе, М.Л. Копа, Р.Б. Крапивнера, А.Н. Ласточкина, В.И. Макарова, Г.Г. Матишова, А.А. Межвилка, Е.Е. Мусатова, Б.В. Сенина, В.А. Тюремнова, Э.В. Шипилова, С.И. Шкарубо и многих других.

Анализ опубликованных результатов и сопоставление известных геотектонических концепций позволяет находить новые аспекты в понимании геодинамики региона и пересмотреть известные модели его новейшей тектоники с точки зрения горизонтальной подвижности земной коры.

Баренцево-Карский шельф имеет, сравнительно с докембрийскими кратонами, более молодой фундамент с блоковой структурой, неоднократно активизировавшейся на плитном этапе развития. В центральной его части расположен Новоземельский ороген, чья морфоструктура свидетельствует о проявлении интенсивных неотектонических воздыманий. Перед западным фронтом орогена развиты надвиговые дислокации, свидетельствующие о тенденции его перемещения в западном направлении. В тылу орогена сформирована Восточно-Новоземельская депрессия. Ее изогнуто-линзовидная форма, расширяющаяся к середине и повторяющая изгиб орогена, косвенно подтверждает движение Новой Земли к западу. Перед дугой Новоземельского орогена расположена выраженная в прогибах чехла и новейшей структуре широкая дуговидная депрессия, своими контурами повторяющая ороген. Все выделенные структурные дуги образуют в центре Баренцево-Карского шельфа единый морфоструктурный парагенетический ансамбль, занимающий значительную часть площади шельфа.

Океанические окраины Баренцево-Карского шельфа разбиты рифтогенными грабен-желобами, имеющими признаки субгоризонтального растяжения края Баренцевоморской плиты (рис.). Эти грабены раскрываются в океанические бассейны и затухают к центру шельфа.

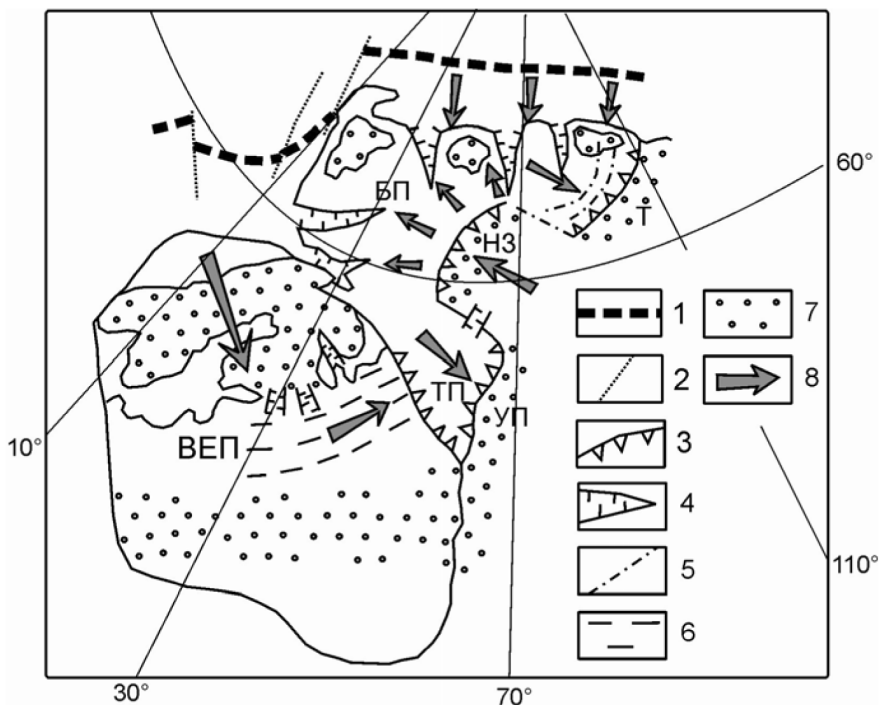


Рис. Характер неотектонического развития Баренцево-Карского региона и прилегающих территорий. 1 – срединно-океанические хребты; 2 – трансформные разломы; 3 – взбросы и надвиги; 4 – грабены и грабен-желоба; 5 – разрывы, активизированные в новейшее время; 6 – разрывы циркумбалтийской системы; 7 – новейшие поднятия; 8 – направление перемещения геомасс или распространения напряжений. ВЕП – Восточно-Европейская платформа; БП – Баренцевская плита; ТП – Тимано-Печерская плита; НЗ – Новоземельское поднятие; УП – Уральское поднятие; Т – Таймырское поднятие

Наиболее отчетливо проявленный в рельефе желоб Св. Анны расположен напротив северного замыкания Новоземельской дуги.

От северного окончания Новоземельского орогена до западного окончания Таймырского поднятия проходит разрывная зона (Северо-Сибирский порог), в которой структурно предполагают правосдвиговую компоненту. От южного замыкания Новоземельской дуги до Полярного Урала, в юго-восточном направлении протягивается Пай-хойская морфоструктура, которая в своем рельефе несет признаки продольного растяжения.

Полярный Урал, имеющий северо-восточное, такое же, как у Новой

земли, генеральное простирание и под западный склон которого под систему надвигов ныряет фундамент Тимано-Печорской плиты, испытал интенсивные новейшие воздымания. Существование Тиманской положительной морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Мезенскую синеклизу, свидетельствует о процессах неотектонической активизации вдоль этой границы, имеющей сдвиго-надвиговой характер.

Обобщая изложенные данные можно констатировать, что в регионе выделяется ансамбль морфоструктур, который протягивается от северо-восточной окраины ВЕП до Таймыра. Этот ансамбль был сформирован в процессе тектонической эволюции литосферы этого региона еще в доновейшее время и имеет на большей своей части морфоструктурные признаки преимущественно унаследованного развития на неотектоническом этапе. В него входят три основных сегмента – Тимано-Печорский, Новоземельский и Таймырский, представляющие собой блоки земной коры, которые по своей форме могут быть аппроксимированы как своеобразные клинья (ороклины). Каждый из сегментов имеет фронтальную часть с признаками поступательного движения геомасс и фланговые структуры с признаками продольного растяжения или сдвига (см. рис).

Тимано-Печорский сегмент выгнут в северо-восточном направлении и имеет в своей фронтальной части активно воздымающийся в новейшее время Полярный Урал, а на флангах – границу с ВЕП в виде Тиманской морфоструктуры и с Пай-хойским орогеном. В пределах этого сегмента происходит движение геомасс к юго-востоку. Новоземельский сегмент, выгнутый в противоположном, северо-западном направлении, имеет в своей фронтальной части Новоземельский ороген, а на флангах – Пай-хой и Сибирский порог. В его пределах происходит движение геомасс к северо-западу. Таймырский сегмент выгнут в юго-восточном направлении, в его фронтальной части находится Таймырское поднятие, а на флангах – Северо-Сибирский порог и окраина евразийского бассейна. Движение геомасс в пределах сегмента происходит в общем юго-восточном направлении. Таким образом, в районе Баренцево-Карского шельфа и прилегающих участках континента расположены три развивающиеся в двух противоположных направлениях структурные дуги, в пределах которых в новейшее время происходит взаимно компенсированное перемещение геомасс.

Новоземельский сегмент, включающий как положительные так и отрицательные морфоструктуры, может быть рассмотрен как своеобразный индентор, который на протяжении длительной геологической истории формировался в этом регионе и был активизирован на неотектоническом этапе. Вполне возможно, что этот развивающийся индентор деформирует внутреннюю часть Баренцевской и Карской плит, что приводит к увеличению их объема и раздвиганию окраин, т.е. происходит своеобразное расклинивание геомасс. При этом окраинные грабен-желоба получают дополнительный импульс к развитию.

Каковы же причины новейшей объемной активизации геомасс в структурных дугах?

Все тектонические события новейшего времени, происходящие в регионе, обычно увязывают с воздействием раскрывающихся океанических бассейнов. Как экспертные высказывания, основанные на анализе общих геодинамических особенностей, так и реконструкции полей напряжений по структурным и морфоструктурным данным для центральной части Баренцево-Карского региона и прилегающей суши показывают наличие субмеридионального сжатия, практически перпендикулярного краю Евразийского океанического бассейна. Можно думать, что именно эти напряжения являются источником деформаций в цепи структурных дуг и релаксируются они за счет противоположного выдвигания ограниченных ими клиновидных в плане массивов Баренцево-Карского шельфа при их общем субмеридиональном, близком к продольному, сжатию. Некоторое несоответствие субмеридиональных напряжений и север-северо-восточной ориентировки цепи дуг в целом, по всей видимости, не является препятствием для развития деформаций.

По нашему мнению, этот источник напряжений не является единственным. На южном фланге цепи дуг расположена Восточно-Европейская платформа. Рассматривая основные особенности ее морфоструктуры можно заметить, что она обладает отчетливо выраженной зональностью. В ее северной части расположен Балтийский щит, являющийся унаследовано развивающимся поднятием. В южной части платформы также располагается прерывистый пояс поднятий, проходящий от Карпат до Южного и Среднего Урала. Между этими поднятиями расположен широкий пояс со сравнительно невысоким рельефом, в пределах которого по юго-восточной границе Балтийского щита наблюдаются новейшие депрессии — грабены, заполненные современными озерами — Онежским, Ладожским и др. Структурно этот пояс соответствует так называемой циркумбалтийской зоне разрывов, concentрически опоясывающей окраины Балтийского щита в северной части ВЕП.

Восточно-Европейская платформа, согласно современным мобилистским взглядам, в кайнозойское время имеет тенденцию к перемещению в юго-восточном направлении, в том числе и на новейшем тектоническом этапе. Источником такой подвижности, скорее всего, служат тектонические процессы, приводящие к раскрытию океанических бассейнов в Северной Атлантике и Арктике. В процессе этого движения происходит активное тектоническое взаимодействие платформы и окружающей ее рамы.

Поднятие Балтийского щита с мобилистских позиций объясняется близостью к районам Атлантического и Арктического спрединга, а вот пояс опусканий по его периферии, включающий новейшие грабены, может быть объяснен отсутствием жесткой рамы на восточном фланге этого пояса. Именно здесь край платформы вступает во взаимодействие с южным

флангом рассмотренной выше системы клиновидных блоков (ороклинов), расположенных в основном на Баренцево-Карском шельфе и релаксирующих продольное сжатие за счет противоположного выдвигания блоков. Можно думать, что именно эта система принимает на себя воздействие края ВЕП, что приводит к ее дополнительной активизации, наряду с воздействием раскрывающегося Евразийского бассейна. В свою очередь ВЕП, лишенная в этом месте противодействия рамы, как бы проваливается в рельефе, т.к. образует область перераспределения геомасс перпендикулярного своему движению к юго-востоку.

В заключение можно отметить, что в процессе тектонической эволюции литосферы Западно-Арктической плиты в пределах Баренцево-Карского шельфа сформировался ансамбль парагенетически связанных структурных дуг (ороклинов), выгнутых в противоположных друг другу направлениях. В их фронтальных частях наблюдаются структуры сжатия, на флангах сдвига или растяжения. В новейшее время этот ансамбль был активизирован за счет воздействия на его фланги тектонических напряжений от раскрывающегося Евразийского океанического бассейна и от окраины Восточно-Европейской платформы. При этом в центральной части Баренцево-Карского региона образовался своеобразный индентор с Новоземельской морфоструктурой в своей центральной части, подвижность которого приводит к процессам расклинивания внутри шельфовых плит с образованием морфоструктур растяжения (грабен-желобов), в частности по краям шельфа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-0812.

The system of structural arch was formed during the long tectonic development of the lithosphere of the Barents-Kara shelf. The manifestations of neotectonic development can be found for different parts of this system. This activity is possible because of tectonic influence that comes from East – European platform and Arctic Ocean basin both.

Карнаух В.Н.

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

Геометрия раскрытия западной части Японской котловины (Японское море)

Karnaukh V.N.

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

Opening geometry of the western Japan Basin (Japan Sea)

В настоящее время существует несколько вариантов раскрытия Японской (Центральной) котловины, являющимся одним из этапов образования впадины Японского моря. Основными являются реконструкции в рамках представлений о бассейне присдвигового растяжения [6, 9], “двустворчатой двери” [8] и мантийного диапира [1]. Ранее было показано [9], что образование Японского моря началось в позднем олигоцене с заложения рифта прото-Японской котловины, распространение которого в юго-западном направлении привело к расколу литосферы и отделению Японских островов от Азиатского материка. С процессом развития рифта связывается образование континентального фрагмента возвышенности Ямато, который, после отделения от материка, переместился на юго-восток, испытывая вращение по часовой стрелке [5].

Важно отметить, что имеющиеся геотектонические построения, касающиеся геометрии раскрытия Японской котловины основаны, главным образом, на результатах геолого-геофизических исследований, выполненных в восточной и юго-восточной частях моря, и в них мало учитывалось строение его северо-западной части, ввиду ее слабой изученности в то время геофизическими методами. Данные о глубинном строении западной части Японской котловины и ее бортов и о проявлении оси спрединга в ее структуре были малочисленны, и не могли однозначно свидетельствовали в пользу той или иной модели раскрытия. Поэтому, реконструкции раскрытия этой части котловины выполнялись, как правило, лишь на основе старых сведений о рельефе морского дна [1, 5, 6, 8, 9], имели приблизительный характер и в настоящее время устарели.

Ключом к решению этого вопроса может стать изучение рельефа поверхности акустического фундамента (АФ) Японской котловины и его структурного плана. Здесь в 1990–2003 гг. в экспедициях ТОИ ДВО РАН были выполнены работы методом одноканального сейсмопрофилирования с пневмоисточником по сети профилей с расстоянием между галсами 3–5 миль. По результатам работ была впервые составлена карта поверхности АФ северо-западной части Японского моря [2, 3, 7] и этой основе оказалось возможным внести коррективы в геометрию раскрытия впадины моря. Было высказано предположение [2, 7], что рифт Японской котловины состоит из

двух частей – западной и восточной, различающихся между собой формой и глубинами залегания фундамента. Граница между ними проходит примерно по меридиану 135° в.д.

В западной части Японской котловины в интервале глубин АФ от 5.0 с до 6.4–7.0 с выделяется рифтовый трог, который имеет длину около 400 км и обладает ясно выраженной асимметрией (Рис. 1). В плане трог имеет форму треугольника, обращенного острым углом в северо-восточном направлении. Ширина трога уменьшается с запада на восток от 270 до 50 км, а область с максимальными глубинами АФ смещена к его южному борту. В трог выделяется две системы депрессий. Первая располагается на расстоянии 40–60 км от основания материкового склона и повторяет его простирание. Глубина АФ в депрессии составляет 6.2–6.7 с. Вторая система выделяется в центральной части трога и представлена группой отдельных депрессий, простирание которых последовательно изменяется от северо-восточного в его южной части, до субширотного и северо-западного в его северной части. Длина этих депрессий достигает 100 км при ширине до 20 км, а глубина АФ в них составляет 6.2–7.0 с. Предполагается, что трог западной части Японской котловины частично подстилается океанической корой [2] и он завершила свое развитие на этапе начального океанического спрединга [2,7].

Северный борт трога ограничивается материковым склоном Азиатского континента, в пределах которого, на основании структурных различий выделяется два фрагмента. Первый из них располагается между меридианами 130° в.д. и $132^{\circ} 40'$ в.д., наблюдается в интервале глубин АФ 0.5–4.6 с, имеет ясно выраженную дугообразную форму и обращен выпуклой стороной на северо-запад. Второй фрагмент располагается к востоку от меридиана $132^{\circ} 45'$ в.д., смещен относительно предыдущего к северу на 15 км, выделяется в интервале глубин 0.6–5.5 с и простирается в широтном направлении. С южной стороны трог Японской котловины ограничивается возвышенностью Ямато. Здесь выделяются три структурных элемента, различающиеся по морфологии – вершинная часть, склон и основание.

Вершинная часть возвышенности располагается в интервале глубин АФ от 0.8 с до 2.6–3.2 с. Склон отделяет вершинную часть возвышенности от ее основания и прослеживается до глубины 4.0 с. Склон имеет дугообразную форму и обращен выпуклой стороной на северо-запад. Основание возвышенности выделяется к востоку от меридиана $133^{\circ} 20'$ в.д., располагается в интервале глубин АФ 4.0–5.5 с и, также как склон, имеет дугообразную форму. Основание осложнено многочисленными разломами-сбросами северо-восточного и восток-северо-восточного простираний, формирующих полуграбены и грабены. Это позволяет отнести данный элемент к разряду рифтированного континентального фрагмента, аналогичного таковому, изученным в восточной и западной частях моря и описанным в работах [6, 9].

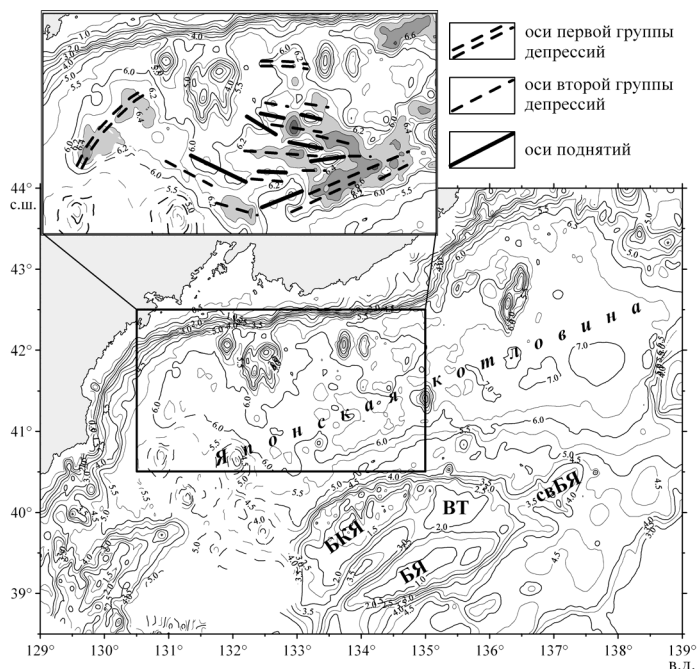


Рис. 1 Карта поверхности акустического фундамента северо-западной части Японского моря. Изогипсы проведены через 0.5 с. БКЯ – банка Кита-Ямато, ВТ – возвышенность Такуё, БЯ – банка Ямато, свБЯ – северо-восточная часть банки Ямато. На вставке показана детальная карта поверхности АФ западной части Японской котловины. Изогипсы проведены: в интервале 0.5–6.0 с через 0.5 с, глубже – через 0.2 с

Имеющаяся карта поверхности акустического фундамента Японского моря (см. рис. 1) позволяет выполнить реконструкцию дорифтового положения фрагментов континента в западной части Японской котловины и на этой основе восстановить геометрию ее раскрытия. Для этого нами выполнено восстановление контуров отдельных блоков, составляющих тело возвышенности Ямато – банок Кита-Ямато (возвышенность Северное Ямато) и Ямато (возвышенность Южное Ямато) и возвышенности Такуё с учетом формы основания, примыкающего к ним. Оказалось, что наилучшим образом западная часть Японской котловины закрывается в случае поворота блоков банки Кита-Ямато и возвышенности Такуё и размещения их соответственно вдоль дугообразного и широтного прямолинейного фрагментов материкового склона (Рис. 2а). Автор полагает, что наблюдаемым особенностям строения поверхности АФ западной части

котловины может соответствовать следующий сценарий ее раскрытия.

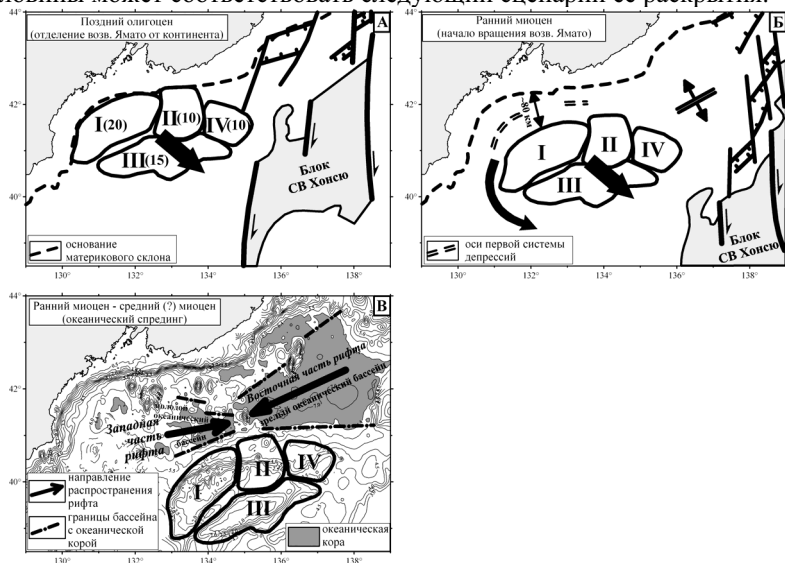


Рис. 2. Реконструкция дорифтового положения блоков возвышенности Ямато и геометрия раскрытия Японской котловины. А – реконструкция местоположения блоков возвышенности Ямато на момент начала раскрытия Японской котловины; Б – появление вращательной компоненты (в направлении против часовой стрелки) при движении блоков возвышенности Ямато; В – завершение формирования Японской котловины в процессе встречного распространения рифтов в западном и восточном трогах и океанического спрединга. Реконструкции восточной части Японской котловины выполнены согласно [5].

I – банка Кита-Ямато, II – возвышенность Такуё, III – банка Ямато, IV – северо-восточная часть банки Ямато. Цифры в скобках показывают угол поворота блоков в направлении против часовой стрелки в процессе их перемещения на юго-восток.

После начала отделения блоков возвышенности Ямато от материкового склона в позднем олигоцене они начали перемещаться в юго-восточном направлении. В результате была сформирована система депрессий АФ, расположенная вдоль основания материкового склона. Смена простираций между первой и второй системами депрессий совпадает с северной границей области с предполагаемой океанической корой и располагается на расстоянии около 80 км от материкового склона. Эта величина может указывать максимальную амплитуду поступательного перемещения блоков возвышенности Ямато на этапе континентального рифтогенеза (Рис. 2б).

Следующим этапом явилось появление вращательной компоненты в процессе движения блоков возвышенности Ямато на юго-восток. Возможно, это явление находится в связи со сменой направления перемещения блоков Японской дуги от поступательного к вращательному и произошедшей в раннем миоцене [4]. Вращение возвышенности против часовой стрелки на угол от 10° до 20° послужило причиной смены направления распространения рифта западной части котловины от юго-восточного на восток-восток-северное направление и начала океанического спрединга. В результате здесь был сформирован молодой океанический бассейн, представленный второй системой депрессий и определивший треугольную в плане форму трога западной части рифта котловины (Рис. 2в).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
2. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С.10–24.
3. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Японское море. Мощность осадочного чехла (1) и поверхность акустического фундамента (2). Масштаб 1: 7 500 000 // Атлас: геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: Научный мир. 2004. № 3–24.
4. Hayashida A., Fukui T., Torii M. Paleomagnetism of the Early Miocene Kani Group in southwest Japan and its implications for the opening of the Japan Sea // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 6. P. 1095–1098.
5. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc // Tamaki K., Suyehiro K., Allan, et al. (eds) Proc. ODP, Sci. Results, 127/128. Pt. 2. 1992. P. 1311–1327.
6. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 22237–22259.
7. Karnaukh V.N., Karp B.Ya. The structure of the Rift Zone in the Japan Basin (Japan Sea) // Abstr. of the 30th International Geological Congress. V. 2 of 3. Beijing, China. 1996. P. 223.
8. Otofujii Y., Matsuda t., Nohda S. Opening model of the Japan Sea inferred from paleomagnetism of the Japan Arc // Nature. 1985. V. 317. P. 603–604.
9. Tamaki K. Opening tectonics of the Japan Sea In: Backarc Basins: Tectonics and Magmatism. NY: Plenum Press, 1995. P. 407–420.

Based on acoustic basement map the two stage opening scenario of the western Japan Basin (Japan Sea) was proposed. In the first stage in Late Oligocene a Basin was opened after moving of the Yamato Rise to SE direction. In the Early Miocene Rise began anti-clockwise rotate. In this time western part of the Japan Basin was opened in NE direction and here was formed young oceanic basin.

Лобковский Л.И.

(Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, lobbkovsky@ocean.ru)

Тектоника деформируемых литосферных плит – обобщение классической концепции

Lobkovsky L.I.

(Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences)

Tectonics of deformed lithosphere plates – generalization of classic conception

Концепция тектоники литосферных плит, зародившаяся в 60-х годах предыдущего столетия, прошла достаточно длинный и сложный путь своего развития, сопровождавшийся критическими дискуссиями, касающимися различных аспектов ее приложений и соответствия фактическим данным и наблюдениям. В СССР эта концепция поначалу встретила весьма серьезное сопротивление со стороны многих геологов и геофизиков. Однако, с течением времени, тектоника плит сумела занять доминирующее положение в мировой геологической науке, несмотря на целый ряд остающихся нерешенными вопросов, затрагивающих фундаментальные основы данной парадигмы.

Некоторые из этих нерешенных вопросов недавно вновь были подняты и подвергнуты критическому анализу при исследовании геологической эволюции Арктики в рамках научной работы по теме: «Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с проблемой расширения внешней границы континентального шельфа РФ», выполняемой по заказу Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) [1, 2]. К таким нерешенным вопросам, в частности, относится давно известный и до сих пор не получивший удовлетворительного объяснения факт отсутствия тектонически выраженной локализованной границы между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами в восточной части Арктического региона между южным окончанием спредингового хребта Гаккеля и Алеутской зоной субдукции.

Другие вопросы парадоксального характера возникают при применении количественного плитотектонического подхода к анализу палеореконокструкций Арктического региона, основанного на теореме Эйлера о взаимном вращении смежных плит вокруг определенных полюсов. В качестве примера плитотектонического анализа меловых реконструкций Арктики сошлемся на известные работы [3,4], согласно которым в период времени от 110 до 55 млн. лет тому назад полюс относительного вращения Северо-Американской и Евразийской плит находился в районе Гренландии и острова Элсмир, т.е. имело место раздвижение этих плит в направлении к

Атлантике и их сближение в направлении к Северному полюсу в пределах данного отрезка времени. По расчетам, основанным на теореме Эйлера, величина сближения, например, в районе Чукотского моря в этом случае составляла около 900 км [3, 4]. Отсюда следовало, что в позднем мелу-палеоцене в Арктике должны были существовать структуры, порожденные значительным сближением Северной Америки и Евразии [3]. Для теоретического сокращения пространства на величину порядка 1000 км, кроме континентального сокращения (обеспечиваемого, в частности, складчатым фронтом хребта Брукса) необходимо было допустить значительное поглощение предположительно океанической коры Канадской котловины в зоне субдукции с формированием андезитовой вулканической дуги. В работе [4] предполагалось, что поднятие Альфа-Менделеева как раз представляет собой позднемеловую вулканическую дугу с характерным известково-щелочным магматизмом, под которую субдуцировала литосфера Канадской котловины, формируя задуговой океанический бассейн Макарова.

Однако на сегодняшний день нет никаких данных о наличии известково-щелочного магматизма в поднятиях Альфа и Менделеева, а также свидетельств существования структур сжатия в этих хребтах и поглощения значительных объемов литосферы Канадской котловины под этими хребтами. Наоборот, совокупность фактических данных говорит в пользу наличия структур растяжения в хребтах Альфа и Менделеева и рифтогенной природы их образования [5].

Подобного рода противоречия прежде всего ставят под сомнение применимость теоремы Эйлера для количественных расчетов перемещений плит по поверхности Земли – одного из краеугольных принципов концепции тектоники плит. При этом сомнительным представляется не только постулат о жесткости плит, на котором основана теорема Эйлера. Противоречие возникает, если применять эйлерову кинематику вращения смежных плит в условиях продвигающейся спрединговой границы между ними, как это имеет место в случае раскрытия Атлантики в позднем мезозое. Действительно, при продвижении спрединговой границы на север и постепенном раскрытии Атлантического океана Северо-Американская и Евразийская плиты не могут рассматриваться полностью обособленными, так как представляют единый континентальный массив в области, куда еще не дошел фронт продвигающегося рифта. Очевидно, что в случае такого частичного обособления плит, которые являются «спаянными» на значительной территории, теорема Эйлера не может быть применима для расчета их относительных смещений.

Есть большие основания считать, что отмеченные противоречия невозможно преодолеть в рамках классической концепции тектоники плит. Конструктивным выходом в сложившейся ситуации представляется отказ от некоторых положений данной парадигмы и переход к более реалистичной

обобщающей концепции, способной дать ответы на нерешенные вопросы тектоники плит. При этом важно подчеркнуть, что «основное тело» концепции тектоники плит, с которой связана реальная научная революция в науках о Земле, несомненно, должно сохраниться. Здесь уместно сослаться на классическую механику, основные принципы которой сохранили свое значение, несмотря на разработку квантовой механики, а также специальной и общей теории относительности.

Чтобы аккуратно сформулировать минимальное обобщение (расширение) классической тектоники плит, достаточное для преодоления возникающих противоречий, необходимо проанализировать исходные положения, на которых она базируется.

Согласно общепризнанной классификации В.Е. Хаина [6], тектоника плит строится на следующих шести положениях:

1. Верхняя оболочка Земли состоит из двух основных слоев, существенно отличающихся по своим реологическим свойствам, - верхней жесткой и хрупкой литосферы и подстилающей ее вязко-текучей астеносферы. Выделение этих слоев производится по сейсмологическим и магнитотеллурическим данным.

2. Литосфера Земли делится на ограниченное число тектонически обособленных плит. Выделение плит и проведение границ между ними основано на пространственном расположении очагов землетрясений, которые в своем большинстве локализованы в узких поясах, по которым и устанавливаются границы плит.

3. Существуют три основных типа границ плит, которые определяют характер их относительных перемещений на этих границах: а) дивергентные границы, вдоль которых происходит раздвижение (спрединг) литосферы с наращиванием океанической коры; б) конвергентные границы, на которых идет сближение плит за счет поддвига одной из них под другую (субдукция) с поглощением коры и литосферы в мантию или коллизия плит; в) трансформные границы, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение плит.

4. Горизонтальное движение плит по поверхности Земли количественно описывается на основе теоремы Эйлера о вращательном движении абсолютно твердых тел на сфере вокруг соответствующих полюсов вращения. Это положение тектоники плит широко используется как для анализа современных горизонтальных движений литосферы, так и для их реконструкции в прошлые геологические эпохи.

5. Наращивание океанической коры в зонах спрединга компенсируется ее поглощением в зонах субдукции, так что общая поверхность Земли и ее объем считаются в первом приближении постоянными.

6. Движение плит представляет собой поверхностную форму мантийной конвекции, современная структура которой в последнее время становится все более определенной по данным сейсмической томографии.

Из шести исходных положений классической тектоники плит основное возражение, как указывалось выше, вызывает четвертое положение, от которого предлагается отказаться и перейти от эйлеровой методики расчета горизонтальных движений абсолютно твердых (жестких) плит на сфере к методам описания распределенных упруго-пластических деформаций литосферы. Остальные пять исходных положений классической концепции сохраняют свое значение, хотя и требуют определенных уточнений. В результате мы приходим к обобщению классической тектоники плит, которое предлагаем назвать **тектоникой деформируемых литосферных плит** [1].

Обобщенная концепция тектоники деформируемых литосферных плит позволяет по-новому взглянуть на некоторые устоявшиеся представления о соотношении тектонических процессов, развивающихся на границах и внутренних частях плит. В классической тектонике плит их принято противопоставлять друг другу, считая, что деформации на границах плит на порядок и более превышают внутриплитные деформации. Однако фактические данные часто противоречат такому подходу. Например, скорость раздвиг Восточно-Африканской рифтовой системы, откалывающей Сомалийскую плиту от Африканской литосферной плиты составляет 5 мм/год, что сопоставимо со скоростью спрединга в Красном море и превышает скорость спрединга в хребте Гаккеля в Арктике, т.е. интенсивность внутриплитных и межплитных деформаций одного порядка, по крайней мере для континентальных областей. Нетрудно привести другие примеры, показывающие большую роль внутриплитных деформаций, которые можно описать только в рамках упруго-пластического анализа. Предлагается классификация плит по степени их обособленности, подвижности и стесненности. Наиболее обособленными и подвижными являются чисто океанические плиты (Тихоокеанская, Наска, Кокос), имеющие по всему периметру четко выраженные границы, вдоль которых эти плиты легко могут наращиваться, субдуцировать или горизонтально скользить. Смешанные крупные плиты, включающие океанические и континентальные области, как правило, являются лишь частично обособленными, так как разделены границами не по всему периметру и имеют общие «спаянные» области со смежными плитами. Примером являются упомянутые выше Северо-Американская и Евразийская плиты с общей «спаянной» областью между хребтом Гаккеля и Алеутской зоной субдукции. Другие примеры – отсутствие границы Евразийской и Африканской плит в Атлантике между Азорским архипелагом и Гибралтаром, а также границы Северо- и Южно-Американской плит к востоку от Антильской дуги. Еще одна проблема связана с описанием деформаций литосферы в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе, где выделяются континентальные микроплиты, которые в нашей классификации являются наименее обособленным.

Следует подчеркнуть, что в рамках предложенной концепции тектоники деформируемых литосферных плит основные парадоксы и противоречия классической тектоники плит снимаются в результате перехода от простой схемы описания движения плит на основе теоремы Эйлера к количественному анализу распределенных упруго-пластических деформаций литосферы, требующему применения значительно более сложного математического аппарата. При этом возникает задача совместного количественного описания упруго-пластических деформаций литосферы и вязких течений вещества подстилающей верхней мантии, поскольку литосфера, астеносфера и нижележащая часть верхней мантии образуют единую механическую систему. Сегодня, опираясь на современные численные методы, можно ставить и решать задачи совместного описания деформаций литосферы и течений в верхней мантии для различных регионов Земли, основываясь на результатах изучения глубинного строения (по данным сейсмической томографии), современных движений земной коры, геологической эволюции литосферы и т.д. Пример реализации такого подхода для Арктического региона содержится в работах [1, 2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Гарагаш И.А., Кононов М.В., и др. Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая эволюция Арктического региона в мезо-кайнозой // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М. ГЕОС. 2010. Вып. 2. С. 8-40.
2. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., и др. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозой-кайнозой и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика, экология и экономика. М.: Атомиздат, 2011. № 1. С. 104-115.
3. Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C. Plate tectonic model for the evolution of the Arctic // *Geology*. 1974. V. 2. P. 377-380.
4. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31-57.
5. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: Implication for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Eds.: D.V. Stone et al. *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia*. EGU 2009. V. 4. P. 223-241.
6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 559 С.

In article the generalization of classic conception of plate tectonic – tectonics of deformed lithosphere plates – is discussed.

Пилипенко В.Н.¹, Верпаховская А.О.¹, Павленкова Н.И.²

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, vitaliy@igph.kiev.ua,

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

Природа зон субдукций на примере переходной зоны континент-океан в районе Чили

Pilipenko V.N.¹, Verpakhovskaja A.O.¹, Pavlenkova N.I.²

¹Institute of Geophysics NAN, Kiev, Ukraine,

²Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia)

The subduction zone nature in the Chile transition zone continent-ocean

Природа зон субдукции является наиболее сложной проблемой тектоники литосферных плит. Основным фактическим материалом для их выделения являются данные о закономерном распределении очагов землетрясений на активных окраинах континентов, то есть наличие наклонных под континенты зон сгущения землетрясений, зон Беньоффа. По сейсмологическим данным эти зоны прослеживаются на большие глубины (иногда до ядра) в виде аномалий повышенных сейсмических скоростей [1]. В плейт-тектонической концепции сделано предположение, что зоны Беньоффа – это зоны погружения (субдукции) под континенты литосферных плит (слебов) вместе с океанической корой.

Однако, фактический материал, подтверждающий наличие субдукции, крайне ограничен. Построенные сейсмические и гравиметрические модели этих зон показывают, что наличие литосферного слеба, характеризующегося пониженными сейсмическими скоростями и повышенной плотностью (за счет эклогитизации океанической коры), можно только согласовать с наблюдаемыми геофизическими полями. Однако прямых доказательств существования таких слебов фактически не существует. В сейсмические разрезы активных окраин погружающиеся слёбы чаще всего вносятся в первоначальную скоростную модель и затем подбирается их форма, удовлетворяющая наблюдаемым годографам. На сейсмических записях обычно трудно выявить особенности волнового поля, которые бы доказывали реальность такой модели. Но главное, предположение о субдукции литосферного слеба не объясняет большую глубину связанных с ними зон аномально высоких сейсмических скоростей. Не ясно также, почему зоны субдукции выделяются только по окраинам Тихого океана.

Более объективную картину строения зон субдукции можно показать, применяя к анализу волновых полей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) новые специальные методы, еще не вошедшие в практику этих исследований. Традиционно по данным ГСЗ определяются скоростные разрезы земной коры и строятся преломляющие и отражающие границы. Новым направлением является миграция преломленных и

закритических отраженных волн и построение сейсмических изображений земной коры в виде волновых разрезов. При построении таких разрезов отдельные сейсмические записи помещают в места их формирования (мигрируют) и затем они суммируются. В результате регулярные границы подчеркиваются на фоне нерегулярных волн.

Технология подобных построений для близвертикальных отражений хорошо разработана в методе ОГТ. Однако, применить такую же технологию в ГСЗ трудно, так как приходится иметь дело с преломленными волнами и закритическими отражениями, зарегистрированными на больших удалениях от источника на фоне близких по форме годографов других волн. Для таких условий были разработаны специальные алгоритмы, основанные на решении волнового уравнения конечно-разностным методом [2-4].

Предложенные алгоритмы применялись для обработки материалов КМПВ и ГСЗ в разных регионах мира [2-5]. При этом во всех случаях выявлялись новые важные характеристики земной коры и верхов мантии. Эта методика была применена и при обработке материалов по профилю 7-CINCA95, пересекающему зону перехода континент-океан в районе Чили. Этот профиль был выполнен немецкими исследователями [6]. Система наблюдений состояла из серии станций, выставленных вдоль наземной части профиля с интервалом 3-6 км, и пневматических источников, которые передвигались вдоль морской части профиля. Наблюдения и интерпретация данных проводились Свободным Университетом Берлина и Геофизическим исследовательским центром Потсдама. Затем первичные записи были любезно предоставлены авторам данной работы для обработки по методике миграции волновых полей.

На рисунке представлены (а) построенный немецкими исследователями скоростной разрез земной коры и (б) полученный в результате миграции волновой разрез. Они охватывают лишь центральную часть всего профиля, на котором было получено достаточное перекрытие волновых полей, записанных серией станций.

Скоростной разрез был построен методом лучевого моделирования. При таких построениях для некоторой первичной модели рассчитываются лучи, годографы и синтетические сейсмограммы и они сопоставляются с наблюдаемыми данными. При их расхождении в модель вводятся изменения, и вычисления повторяются до тех пор, пока не будет достигнуто согласование между расчетными и экспериментальными данными. При моделировании скоростных разрезов большое значение имеет, какая стартовая модель задана интерпретатором для моделирования. В данном случае это была традиционная плейт-тектоническая модель зоны субдукции с погружающимся под континент слобом [6]. Форма предполагаемого слоба и скоростная модель земной коры были подобраны так, чтобы они не противоречили наблюдаемым годографам.

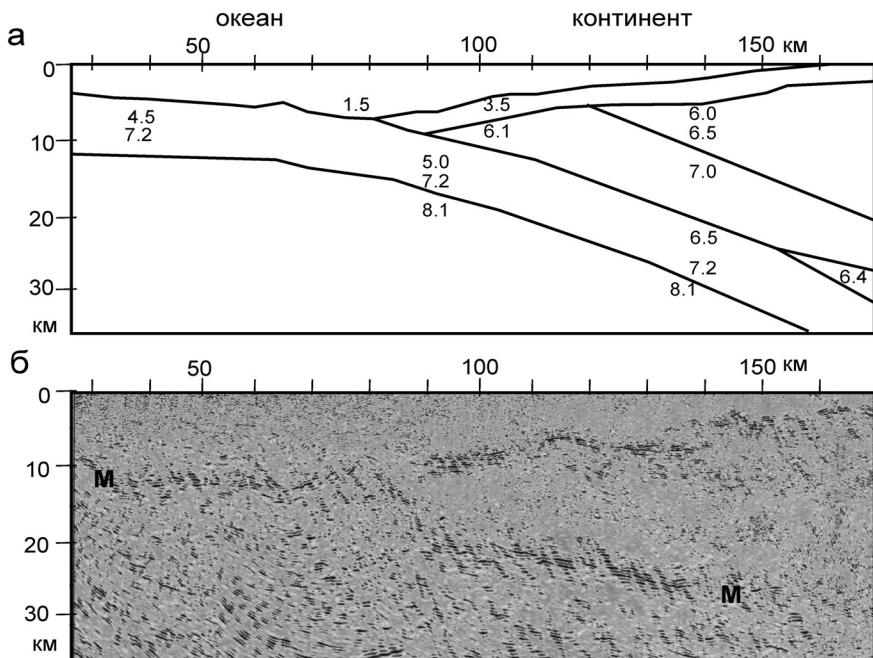


Рисунок. а - Скоростной разрез земной коры по профилю глубинного сейсмического зондирования 7-CINCA95 [6]. б - Волновой разрез по этому же профилю, построенный путем миграции преломленных и отраженных волн. М – подошва земной коры

В результате миграции преломленных и отраженных волн по этому же экспериментальному материалу построено волновое изображение (рис. б), на котором в континентальной части четко прослеживаются две границы: по преломленным волнам поверхность фундамента, погружающаяся к океаническому желобу до глубины в 8-10 км, и по отраженным волнам подошва земной коры, граница М, поднимающаяся к окраине континента. В океанической части граница М выделена на глубине около 10 км. Четкость изображения границы М свидетельствует не только о том, что эта граница является хорошим отражающим горизонтом. Ее подъем в сторону океана происходит неравномерно. В интервале профиля ПК 90-150 км ее глубина изменяется всего на 5 км: от 20 до 25 км. В районе желоба, на ПК 80-90 км, глубина до границы М изменяется скачком от 12 до 20 км. В этом интервале четкие записи от фундамента тоже обрываются, и волновая картина может быть охарактеризована, как область нарушения или глубинного разлома, разделяющего континент и океан. Никаких оснований для выделения

погружающейся под континент океанической плиты, по этому волновому разрезу нет.

В результате миграции удалось выявить еще одну интересную особенность структуры коры. По поверхности фундамента в интервале профиля 120-140 км наблюдаются локальный прогиб, к которому примыкает почти горизонтальная отражающая граница. Такая картина может означать наличие в этой части профиля надвиговой структуры.

Полученные расхождения между скоростным и волновым разрезами по профилю 7-CINCA95 касаются, в основном, наличия на скоростном разрезе слеба в виде двух ограничивающих его границ и его отсутствия в волновом изображении. Нужно отметить, что достоверность волнового разреза по структуре отражающих границ гораздо выше скоростной модели, основанной только на данных времен пробега сейсмических волн. Волновое изображение - это объективный материал, полученный в результате компьютерной обработки непосредственно экспериментальных записей без каких-либо предварительных предположений о структуре границ. На волновом разрезе видно, что отражение от предполагаемого слеба имеет достаточно простую форму записи, типичную для подошвы земной коры, границы М. Но эта граница разрушается на контакте океанической и континентальной коры. Это означает, что если океаническая плита и погружается под континент, то она разрывается в области своего максимального изгиба, что вполне естественно с точки зрения механики. То есть предположение о ее субдукции в виде единого слеба не обосновано.

Таким образом, полученный для района Чили волновой разрез свидетельствует, что на границе континент-океан четко выделяется зона нарушений, отделяющая океаническую литосферу от континентальной. Собственно говоря, и все остальные геологические и геофизические данные подтверждают это положение. Наиболее важным признаком этой зоны является концентрация очагов землетрясений, которые прослеживаются до больших глубин (более 200 км). Как отмечалось выше, по сейсмологическим данным эти зоны выделяются также как аномалии повышенных сейсмических скоростей [1]. Эти аномалии имеют сложную форму и простираются часто до ядра.

Просмотр геофизических материалов по другим зонам субдукции показал, что введение априори в исходную сейсмическую или гравиметрическую модели погружающегося слеба является общепринятой практикой, но его наличие фактически нигде не установлено.

Все эти данные дают основание дать другое, более расширенное толкование зонам Бенъоффа, рассматривая их как зоны глубоких нарушений, формирующих кольцо вокруг планетарной структуры Тихого океана. Наклонные аномалии повышенных сейсмических скоростей в этих зонах характеризуют их как области высоких напряжений и соответствующей высокой рассланцеванности вещества. По лабораторным

данным такие зоны обладают повышенной проницаемостью [7] и поэтому являются каналами для глубинных флюидов. При такой трактовке становится понятным высокая сейсмичность этих зон на больших глубинах и наблюдаемые на поверхности повышенные потоки флюидов. Глубинное заложение Тихоокеанского кольца активных окраин подтверждается и гравитационным полем [8].

Работа выполнена по совместному проекту между Российской Академией наук и Национальной Академии Наук Украины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J.Geoph. Res. 1998. V. 103. B12. P. 30055-30078.
2. Пилипенко В.Н. Разностные продолжения временных и волновых полей в задачах формирования изображений среды // Известия АН СССР, Физика Земли. 1991. № 9. С. 96-104.
3. Pylypenko V., Goncharov A. Seismic migration in near-vertical and wide-angle reflection and refraction studies, towards a unified approach // Exploration Geophysics. 2000. V. 31. P. 461-468
4. Пилипенко В.Н., Верпаховская А.О. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн // Геофизический журнал. 2003. № 1. С. 42-55.
5. Пилипенко В.Н., Павленкова Н.И., Луосто У., Верпаховская А. Формирование изображения среды по сейсмограммам ГСЗ // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 164-176.
6. Patzwahl R., Mechie J., Schulze A., Giese P. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project // J.Geoph.Res. 1999. V. 104. B4. P. 7293-7317.
7. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики (Отв. ред. Д.В. Рундквист). М.: ГЕОС, 2000. С. 204-224.
8. Choi D.R., Pavlenkova N.I. Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure // NCGT Newsletter. 2009. № 50. P. 46-54.

New method of the refraction and wide angle reflection migration [6] was applied to interpretation of the CINCA95 seismic data which cross the transition zone continent-ocean in the Chile region. The migration enables to reveal some new peculiarities of the crustal structure which do not agree with the classical model of the oceanic lithosphere subduction. Instead of the oceanic slab, a fault zone is imaged in the migration section.

Романько А.Е.¹, Савичев А.Т.¹, Степанов С.С.¹, Прокофьев В.Ю.², Имамвердиев Н.А.³, Табатабаиманеш С.М.⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, a-romanko@ya.ru;

²Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва;

³Государственный университет Баку, Азербайджан,

⁴Университет Исфাহана, Исламская Республика Иран)

**О кайнозойских тектономагматических
и металлогенических процессах востока Ирана:
общая зональность, особенности, проблемы**

**Romanko A.E.¹, Savichev A.T.¹, Stepanov S.S.¹, Prokofiev V.Y.²,
Imamverdiyev N.A.³, Tabatabaimanesh S.M.⁴**

¹Geological institute RAS, Moscow; ²Institute of ore geology RAS, Moscow;

³Baku State University, Azerbaijan, ⁴University of Isfahan, Islamic Republic of Iran)

**On Cenozoic tectonic-magmatic and metallogenic processes in
eastern Iran: general zonality, peculiarities, and some problems**

Мы представляем некоторые новые материалы по востоку Ирана, включая Южный Каспий. Строение и важность региона отражены в известных работах В.Е. Хаина и Н.А. Богданова, М.А. Воложа, Ю.Г. Леонова и др., Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского и др. и других.

Следующие данные могут быть вкратце отмечены в связи с сочетанием различных зональностей, а именно:

- выделяется важная мел-четвертичная северо-восточная тектономагматическая и металлогеническая зональность в пределах, в частности, востока Ирана, обусловленная известной субдукцией Аравийской плиты.

- на нее наложились процессы, связанные с Африканским суперплюмом, по замечательным данным томографии Булла, Макнамары и Ритсема (Bull, McNamara, Ritsema, 2009). Выявлена мощная неоген-четвертичная внутриплитная магма, обусловленная деятельностью указанного суперплюма. Ее производные образуют реконструируемый ряд субщелочных – подчиненных щелочных изверженных пород, например, его фрагменты таковы: трахиандезиты с $\text{CaO}=7.1\%$ - богатые кальцием вулканиты с $\text{CaO}=10.2\%$ - редкие в природе вулканиты с $\text{CaO}=34.9\%$ - чистые карбонатиты, Ханне шин, Афганистан и т.д.

- охарактеризована также и иная субдукционная магма (антипод предыдущей, образующая с ней тектономагматическую пару), дающая олигоцен – четвертичные, до голоценовых? известково-щелочные породы (интрузивные, эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные). Получены новые данные о высокотемпературных кислых калиевых расплавленных включениях стекла в плагиоклазе высококалийевых субдукционных лав квартера против нехарактерности расплавленных

включений во внутриплитных породах.

- в пользу общегеологической северо-восточной зональности говорит и уменьшение сейсмоактивности от Южного Каспия к Среднему Каспию, как минимум.

- существует вторичная восточная зональность на Южном Каспии нефть – газ, которая предположительно связана с существованием глубокого барьера в виде Большого Кавказа с «корнями гор», вынуждающего УВ поворачивать далее на восток по мере движения с юга.

- существует и другая УВ-зональность: Север Каспия – УВ в породах девона-палеогена, Средний Каспий – УВ в породах триаса – юры - палеогена, Южный Каспий – УВ в породах нижнего плиоцена. Это может быть связано с уменьшением теплового эффекта упомянутого суперплюма на север. В связи с этим любопытно и довольно редкое сочетание здесь УВ–уголь с точки зрения продолжительной аномальной дегазации. Приуроченность УВ к некоторым разломам также не противоречит дегазации. Возможно, движение УВ вверх происходило недавно, одноактно(?), несмотря на то, что они «застряли» в разновозрастных породах, также более молодых в направлении на юг Каспия.

- совместный анализ разнотипных карт дает порой уверенное объяснение локализации УВ, имеющих, по нашим данным, абсолютную корреляцию со структурными картами, с однозначным фиксированием максимума УВ.

Авторы выражают большую благодарность за консультации и помощь Н.В. Короновскому и коллегам, Б.Н. Голубову, М.А. Воложу, Ю.Г. Леонову, М.П. Антипову, О.Г. Шеремету, А.Д. Исмаил-заде и его коллегам, А.Н. Касимову и коллегам, а также известным лекторам А. Ампилову, О. Калмыкову и др., МГУ, Москва, далее также Ф. Кристи и Р. Тобину за выдающиеся лекции и консультации; кроме того, многим другим специалистам.

Cenozoic northeastern magmatic (subduction-related)-tectonic-metallogenic zonality exists in the east Iranian region due to known **subduction**. African superplume by Bull et al., 2009 could be responsible for the Neogene-Recent powerful **intraplate** magmatism-antipode including Afghanistan carbonatites in this large region. Tectonic-magmatic pair is proposed here.

Семендуев М.М.

(ОАО «Краснодарнефтегеофизика», Краснодар, geophysics@kngf.info)

Некоторые особенности плитотектонической модели развития Черноморско-Кубанского региона в мезозое с учетом геофизических данных

Semenduev M.M.

(JSC “Krasnodarneftegeofizika”, Krasnodar)

Some features of plate tectonics model of development of the Black Sea – Kuban region in the Mesozoic into account the geophysical data

Рассматриваемый регион находится в зоне взаимодействия Евроазиатской и Африкано-Аравийской литосферных плит. Несмотря на многолетнее изучение геодинамики и истории геологического развития Кавказа и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей в палеозое и мезозое, проблема пока далека от разрешения. Фрагментарность имеющейся геологической информации, недостаточное использование геофизических данных, различный методический подход к интерпретации материалов приводят к значительным расхождениям между существующими моделями эволюции океана Тетис и его отдельных сегментов (Гамкрелидзе, 1982; Адамия и др., 1982; Баранов, Греков, 1982; Зоненшайн и др., 1984; Кабанов, 1984; Дотдугев, 1989; Пруцкий, Лавришев, 1989; Баженов, Буртман, 1990 и др.).

Следует заметить, что в классической тектонике литосферных плит слабо разработана методика изучения геодинамики межплитовых и внутриплитовых пространств. Прямое перенесение методов геодинамического анализа из «новой глобальной тектоники» на региональный уровень не всегда возможно. Выход из затруднительных ситуаций может быть найден при использовании концепций тектонической расслоенности литосферы (Пейве, Пушаровский, 1982) и двухъярусной тектоники плит (Лобковский, 1988). Согласно Л.И. Лобковскому, внутри литосферы имеется астенослой, приуроченный к низам континентальной коры, что дает возможность перемещаться коровым микроплитам в горизонтальном направлении относительно мантийной части литосферы.

Анализ тектонической зональности и динамики земной коры малых океанических бассейнов (Черное море, Южный Каспий и др.) и прилегающей суши на основе комплекса геолого-геофизических материалов [1-3] привел нас к выводу, что на фоне глобальных плитотектонических обстановок в литосфере геодинамические события, развернувшиеся в пределах Черного моря, Предкавказья, Кавказа и Турции, можно охарактеризовать в качестве коровой тектоники плит. В данной работе нами предпринята попытка выяснить некоторые особенности коровой тектоники

плит Черноморско-Кубанского региона на рубеже палеозоя и мезозоя с учетом региональной структуры гравитационного и магнитного полей.

По мнению В.Г. Казьмина и И.М. Сборщикова [4], поздний палеозой и триас являются самым темным периодом в истории океана Тетис. Предполагается, что один из океанических бассейнов Палеотетиса располагался на Центральном Кавказе, о чем свидетельствуют офиолиты Передового хребта, отображающиеся в магнитном поле интенсивными максимумами. С другой стороны, есть мнение, что офиолиты там находятся в аллохтонном залегании, а сутурой замкнувшегося океана Палеотетис следует считать Тырнауз-Пшекишский разлом [5]. Согласно литературным данным, одновременно с замыканием Палеотетиса или через некоторое время после возник пермо-триасовый бассейн (Мезотетис) в результате рифтогенеза и раскола герцинского основания. По мнению В.А. Басова и Д.К. Патрунова (1984), Мезотетис состоял из серии обособленных небольших глубоководных впадин, которые разделялись мелководными участками. Развитие большей части Мезотетиса характеризуется довольно быстрой (с середины мела) сменой раскрытия «захлопыванием».

Анализ региональной структуры магнитного поля Черноморско-Кубанского региона позволяет нам сделать предположение о трех рифтовых зонах Мезотетиса (малые океанические бассейны), маркируемых зонами магнитных максимумов, обусловленных среднеюрским вулканизмом: Алуштинско-Батумской, Ахтырской и Восточно-Кубанской.

Алуштинско-Батумская зона максимумов охватывает вал Шатского и его пограничную зону с Восточно-Черноморской впадиной. Вероятно, Алуштинско-Батумский раннемезозойский палеорифт образовался в результате раскола восточной части Черноморского массива («Понтиды»). В мелу-палеогене Алуштинско-Батумский малый океанический бассейн начал закрываться, а в майкопе он окончательно «захлопнулся» под действием встречных горизонтальных движений со стороны майкопских рифтов Восточно-Черноморского и Туапсинского. В результате этот участок земной коры превратился в структуру типа островной дуги. В современной тектонической структуре – это вал Шатского, а зона магнитных максимумов – это, по-видимому, сутура одного из океанических бассейнов Мезотетиса.

Ахтырская зона максимумов магнитных аномалий лежит на продолжении сутуры Палеотетиса (Тырнауз-Пшекишский разлом). Можно предположить, что после закрытия Палеотетиса на Центральном Кавказе, на его западной окраине образовался раннемезозойский рифт, который в современном структурном плане охватывает шовную зону между Западно-Кубанским прогибом и Северо-Западным Кавказом. В майкопское время Ахтырский бассейн Мезотетиса закрылся в результате двустороннего сжатия со стороны Западно-Кубанского и Туапсинского прогибов с образованием энсиматической островной дуги, а позднее в миоцене здесь образовалось орогенное сооружение Северо-Западного Кавказа.

Восточно-Кубанская зона магнитных максимумов фиксирует, по нашему мнению, зону раннемезозойского рифта с тремя малыми океаническими палеобассейнами: Тбилиским, Константиновским и Отраденским. Возможно, раскрытие Восточно-Кубанского рифта привело к дроблению северной окраины Центрального Кавказа на отдельные блоки: Адыгейский, Спокойненский и Армавиرو-Невинномысский. В последующем эти блоки путем вращательных и поступательных горизонтальных движений заняли современное положение. В конечном счете, эти геодинамические события привели к образованию в Западном Предкавказье двух основных дуг: Каневско-Березанско-Адыгейской и Кропоткинско-Армавиرو-Невинномысской.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семендуев М.М. О геодинамике восточного сектора Черного моря с позиций тектоники плит // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всес. шк. морск. геол. Т. III. 1980. С. 158-159.
2. Семендуев М.М. «Коровая» тектоника плит в Черноморско-Кавказской области // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Межд. науч. шк. по морск. геол. Т. II. 2005. С. 285-286.
3. Семендуев М.М. Особенности геодинамики Черноморско-Кавказско-Каспийского региона в связи с эволюцией океана Тетис // Геодинамика и сейсмичность Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. Межд. семинара. Геленджик, 2006. С. 96-98.
4. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46-54.
5. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Позднепалеозойская тектоника плит Кавказского региона // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Межд. научн. шк. по морск. геол. Т. II. 2005. С. 274-275.

Some elements of crustal plate tectonics Black Sea-Kuban region in the Mesozoic were described. On the basis of the magnetic data the conclusion was drawn on a site of three small ocean basins (paleorifts) of Mesotethys: Alushtinsko-Batumi, Ahtrysky and East Kuban.

**Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Былинская М.Е.,
Головина Л.А.**

(Геологический институт РАН, Москва, sg_skol@mail.ru)

**Происхождение и эволюция линейных цепей подводных гор
Бразильской котловины, Южная Атлантика**

Skolotnev S.G., Peyve A.A., Bylinskaya M.E., Golovina L.A.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Origin and evolution of the linear seamount's chain of the
Brazil basin, South Atlantic**

Разнообразие линейных тектоно-вулканических структур океанского дна в Бразильской котловине проявляется, прежде всего, в их различном простирании. Крупные линейные хребты Витория-Триндади и Фернанду ди Норонья имеют субширотное, а горы Байя - северо-западное простираие. Горы Пернамбуку состоят из отдельных кулисообразно расположенных линейных сегментов субширотного, субмеридионального и северо-западного простираий при том, что генеральное простираие всей цепи - северо-западное (315-320°). Еще одна безымянная цепь гор северо-западного простираия находится на границе Бразильской котловины и Срединно-Атлантического хребта (САХ) между зонами трансформных разломов Вознесения и Боде Верде. Предполагается, что эти структуры сформировались в результате функционирования ряда горячих точек, располагавшихся под Южно-Американской плитой, которая до 54 млн. лет назад согласно [1] или до 30 млн лет назад в соответствии с [2] двигалась в северо-западном, а позже - в субширотном направлении.

Проведенные нами исследования в центральной части хребта Витория-Триндади, состоящей с запада на восток из подводных гор Жазер, Дейвиса и банки Догарреса, подтвердили ранее высказанную точку зрения о том, что этот хребет сформировался под влиянием горячей точки, локализованной под островом Триндади [1]. С помощью U-Pb изотопного датирования цирконов определен возраст вулканитов с горы Жазер, который составляет $29,8 \pm 6,6$ млн лет [3], что соответствует возрасту этой горы Жазер, приблизительно оцененному на основании скорости спрединга (34 млн лет). В то же время наши данные свидетельствуют о том, что протяженные (до 150 км) обособленные сегменты, из которых состоит этот хребет, длительное время развивались как единые структуры, в пределах которых возраст отдельных гор близок друг другу и не зависит от их расстояния до места локализации горячей точки. С помощью Ar-Ar изотопного датирования вулканитов горы Дейвиса определен их возраст – около 20 млн лет. Рассчитанный по скорости спрединга возраст этой горы должен быть около 28 млн. лет. Следовательно, еще примерно 8 млн. лет после прохождения горы над горячей точкой в пределах сегмента, включающего

гору Дейвиса, могла продолжаться вулканическая активность. Подобное явление характерно и для острова Триндади, где возрастной диапазон вулканизма составляет около 3,5 млн лет [4, 5]. Эти данные свидетельствуют о том, что определяющую роль в развитии отдельных сегментов, образующих линейный хребет Витория-Триндади, играют линзы горячего мантийного вещества, возникающие на подлитосферном уровне в результате импульса плюмовой активности идвигающиеся вместе с литосферной плитой.

В пределах гор Байя мы изучали северную цепь этих гор протяженностью около 400 км. Крупные горы Стокса и Грелля приурочены к наиболее широкому и высокому центральному сегменту. К югу и к северу от этого сегмента цепь состоит из одиночных конических гор. На юге, примерно в районе 34 магнитной аномалии (84 млн лет) [6], цепь стыкуется с другой линейной цепью, но субширотного простирания. Последняя приурочена к пассивной части трансформного разлома Боде Верде. От северного окончания цепи к югу отходит небольшое субмеридиональное поднятие, расположенное на участке дна с возрастом около 90-95 млн лет. Получен ряд U-Pb датировок цирконов из вулканитов. Возраст вулканитов с наиболее южной горы, располагающейся в пассивной части разлома Боде Верде, и с горы, занимающей среднее положение между ней и центральным сегментом, практически одинаковый – 75 ± 1 млн лет, с субмеридионального поднятия – 84 ± 1 млн лет. Среди цирконов, выделенных из одного из вулканитов горы Стокса, наибольшее количество зерен имеет возраст 59 ± 1 млн. лет, но встречаются единичные зерна с возрастом 75 ± 2 , 81 ± 1 , 86 ± 3 млн. лет. Очевидно, что возраст этого вулканита 59 ± 1 млн. лет, а другие зерна циркона являются ксеногенными. Близкий Ar-Ar возраст – 62 млн лет имеют вулканиты с наиболее восточной горы южной цепи гор Байя [7]. Со склонов горы Стокса также подняты маастрихтские (65-70 млн лет) и коньяк-сантонские (84-87 млн лет) известняки. Следовательно, гора Стокса формировалась в 2-3 этапа вулканической деятельности, разделенных большими временными интервалами. Таким образом, ксеногенные цирконы могли быть захвачены расплавом при его взаимодействии с более ранними магматическими комплексами. Полученные датировки позволяют реконструировать следующую историю формирования северной цепи гор Байя. Учитывая простирание субмеридионального поднятия и его возраст, близкий к возрасту океанического дна, наиболее вероятно, что оно формировалось в осевой зоне САХ, под которой и была локализована горячая точка (84-90 млн лет назад). Центральный сегмент цепи с простиранием, совпадающим с направлением движения Южно-Американской плиты [1, 2], образовался 81–87 млн лет назад в результате активности этой же горячей точки, но оказавшейся на западном фланге гребневой зоны САХ в силу перескока оси рифта на восток. Возникшая структура северо-западного простирания, осложнившая строение океанской

литосферы, периодически становилась областью концентрации региональных напряжений в литосфере, приводя к возникновению вдоль и на ее продолжении протяженных ослабленных зон в литосфере. Появление таких зон способствовало декомпрессионному плавлению астеносферной мантии, ранее насыщенной обогащенным материалом. В пределах северной цепи гор Байя насчитывается два таких этапа реактивизации вулканической деятельности, не связанных непосредственно с функционированием горячей точки: около 75 и 59 млн лет назад.

Геологические исследования на горах Пернамбуку были проведены в их северной части, структуры которой располагаются на океанической коре с возрастом около 95-100 млн лет. Наблюдающееся здесь структурное соотношение субмеридионального и субширотного сегментов, соединяющихся под прямым углом, позволяет предположить, что эти структуры формировались непосредственно в осевой части САХ, соответственно, в рифтовой долине и в зоне трансформного разлома. Этому не противоречат и находки кампанских известняков на склоне субширотной горы. Известняки содержат переотложенные с верхних участков склона фораминиферы сантон-туронского возраста (91-87 млн лет). Таким образом, можно предположить, что горячая точка, приведшая к образованию северной части гор Пернамбуку, была локализована в осевой зоне спрединга. Структурный парагенез сочленяющихся под прямым углом субмеридионального и субширотного сегментов в пределах цепи Пернамбуку повторяется несколько раз. Это указывает на важную роль трансформных разломов в активизации очередного импульса деятельности подосевой горячей точки.

Ранее упомянутая безымянная цепь подводных гор протяженностью около 460 км располагается на океанической коре средне-позднеэоценового возраста между 16-й и 18-й магнитными аномалиями [6]. Со склонов двух наиболее высоких гор из средней части цепи наряду с базальтами подняты известняки миоцен-плиоценового возраста. В известняках присутствуют переотложенные палеогеновые нannoфоссилии, снесенные со склонов палеовулканов. В соответствии с этим приблизительный возраст начала вулканизма определяется нами как олигоцен – поздний эоцен (37-24 млн лет назад). Этот возраст близок к рубежу, когда в соответствии с [2] направление движения Южно-Американской плиты менялось с северо-западного на субширотное. Исходя из этого, пока невозможно однозначно определить механизм образования данной цепи. Имеющиеся микропалеонтологические указания на близкий возраст двух изученных гор позволяют предположить, что эта цепь связана с ослабленной зоной северо-западного простирания, сформировавшейся при растяжении литосферы, в которой могли возникать условия для декомпрессионного плавления астеносферного материала. Образование ослабленной зоны произошло вблизи осевой зоны САХ, по-видимому, в результате тектонической перестройки океанического дна,

возможно, связанной с изменением направления абсолютного перемещения плиты.

По валовому составу и характеру его вариаций вулканыты гор Байя, Пернамбуку и безымянной цепи близки друг другу и образуют ряд дифференциации субщелочной серии от пикробазальтов до дацитов. На хребте Витория-Триндади также имеются вулканыты, принадлежащие субщелочной серии, но они отличаются от предыдущих в целом меньшими концентрациями Al_2O_3 и FeO и большими MgO. На этом хребте встречены также низкремнистые щелочные вулканыты, выделяющиеся высокими концентрациями MgO и TiO_2 и пониженными - щелочей. Некоторые из них обладают очень высокими концентрациями P_2O_5 .

По уровню концентраций редких элементов и их соотношениям друг с другом вулканыты хребта Витория-Триндади резко отличаются от остальных. Линии спектров РЗЭ у них круто поднимаются от тяжелых лантаноидов к средним $((Tb/Lu)_n = 2-3,4)$ и далее к легким $((La/Sm)_n = 2,9-4)$, тогда как у вулканытов гор Байя и безымянной цепи наблюдается пологий наклон в тяжелой части спектров $((Tb/Lu)_n = 1,25-2)$ и менее крутой в легкой $((La/Sm)_n = 1,6-2,6)$. Это свидетельствует о том, что первичные расплавы вулканытов хребта Витория-Триндади, располагающегося на мощной океанической литосфере, генерировались при меньших степенях частичного плавления обогащенного мантийного субстрата и на большой глубине на уровне гранатовой фации глубинности. Родоначальные расплавы вулканытов других изученных гор, расположенных на тонкой океанической литосфере в осевой зоне спрединга или вблизи нее, выплавлялись на уровне шпинелевой фации глубинности.

Спайдерграммы редких элементов показывают, что характер обогащения мантийного источника у изученных вулканытов был различен. На спайдерграммах вулканытов гор Байя и безымянной цепи наблюдаются обширные положительные аномалии в области La-U-Nb-Ta, на фоне которых иногда проявляются положительные пикообразные аномалии U. На левом конце спектра также выделяются положительные аномалии Rb-K. У вулканытов субщелочной серии хребта Витория-Триндади имеются положительные аномалии Nb-Ta и пикообразные Ba, а также отрицательные аномалии U. На спайдерграммах щелочных пород, обогащенных P, резко выделяются интенсивные пикообразные положительные аномалии Sr, и обширные положительные аномалии в области La-U-Nb-Ta-Th-Ba, на фоне которых уран может давать либо положительные, либо отрицательные аномалии.

На гетерогенность мантийных источников изученных вулканытов указывают и данные по их изотопии. Образцы, представляющие хребет Витория-Триндади, характеризуются близкими изотопными соотношениями неодима, стронция и свинцов, соответствующими таковым островов Триндади и Мартин Вас [8]. Это говорит о том, что, несмотря на различия в

составах редких, рассеянных и породообразующих элементов, изученные вулканы цепи Витория-Триндади на всем ее протяжении выплавлялись длительное время из единого исходного мантийного источника. Данный источник, судя по соотношению изотопов, представлял собой смесь деплетированного мантийного материала с HIMU при некоторой примеси EM II (возможно и EM-I). Изотопные соотношения свинцов вулканитов гор Байя характеризуются повышенными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что говорит о существенно большей примеси вещества HIMU (по сравнению с Витория-Триндади). Такие составы типичны для структур с иным мантийным источником (вулканы острова Святой Елены [9]).

Резко повышенные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нескольких образцах хребта Витория-Триндади и гор Байя, которые не коррелируют с соответствующими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вероятно связаны со вторичными процессами изменения магматических пород, в том числе с активным воздействием морской воды на постмагматической стадии и не отражают особенности состава исходных мантийных источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Duncan R.A., Richards M.A. // Review of Geophysics. 1991. V. 29. P. 31-50.
2. Bryan P.C., Cherkis N.Z. // Tectonophysics. 1995. V. 241. P. 317-340.
3. Сколотнев С.Г., Былинская М.Е., Головина Л.А., Ипатьева И.С. // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 74–80.
4. Cordani U.G. // Proc. I.U.G.S. Symposium on Continental drift, Montevideo. 1967. P. 3-5.
5. Santos R.N., Marques L. S. // J. Volc. Geoth. Res. 2007. V. 161. P. 215–233.
6. Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F. // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B11. P. 13479–13492.
7. Cherkis N.Z. Chayes D.A. and L.C. Costa // Mar. Geol. 1992. V.103. P. 335-347.
8. Marques L.S., Mabel N.C., Ulbrich E.R., Colombo G.T. // J. Volc. Geoth. Res. 1999. 93. pp. 191–216.
9. Fontignie D., Schilling J.G. // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 142. P. 109-121.

The segments in the central part of Vitoria-Trindade ridge developed as uniform structures for a long time and age of seamounts does not depend on distance to hot spot. Bahia and Pernambuco seamounts chains were formed in MAR axial zone as a result of a combination of spreading and plum processes. Two stages of the volcanism reactivation, not connected with hot spots, took place within the Bahia seamounts chain.

Сушевская Н.М.¹, Беляцкий Б.В.²

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, padyas@geokhi.ru, ²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга, С.Петербург, bbelyatsky@mail.ru)

Тектоническая и магматическая эволюция Индийского океана

Sushchevskaya N.M.¹, Belyatsky B.V.²

(¹Vernadsky Institute of Geochemica RAS, Moscow; ²VNIOkeangeologiya, St-Peterburg)

Tectonic and magmatic evolution of the Indian Ocean

Развитие Индийского океана связано с формированием обширных внутриплитных поднятий и островов, образование которых происходило в условиях изменения положения осей спрединга и при активной деятельности горячих точек. Океаническая литосфера современного Индийского океана начала формироваться около 160 млн лет назад в результате спрединга вдоль Центрально-Индийского и Юго-Восточного Индийского хребтов [1]. На основании литературных и оригинальных аналитических данных по составу (следовые элементы и изотопный состав Pb, Sr, Nd) толеитовых базальтов проведено сравнение геохимических особенностей магматизма ранних и современных этапов развития западной и восточной частей Индийского океана. Установлен ряд отличий геохимических характеристик базальтов, которые свидетельствуют о различии обогащенных примесных компонентов, формирующих мантийные источники базальтовых расплавов Индийского океана.

Сложная геодинамическая эволюция литосферы Индийского океана, находящейся под воздействием Кергелен-плюма, а также взаимодействие этого плюма с формирующимися рифтовыми зонами, привела к образованию широкой геохимической гетерогенности магматизма восточной части Индийского океана на ранних этапах раскрытия океана. В пределах западной части океана такой дисперсии составов магм не обнаружено. В пределах западной части Индийского океана источники базальтов древних поднятий и флангов современного Центрально-Индийского хребта отличаются примесью вещества обогащенного компонента, близкого по составу к источнику базальтов о. Реньон (с радиогенным изотопным составом Pb и Sr, и нерадиогенным Nd). Но, если для древних поднятий Восточной части Индийского океана формирование таких составов можно связать с проявлением Кергелен-плюма, то в западной части формирование хребтов скорее обусловлено присутствием обогащенных мантийных неоднородностей в пределах ранее сформированной океанической литосферы. Такие неоднородности могли формироваться при движении Индии на север за счет частичного откола блоков или фрагментов нижней коры, либо сублитосферной мантии

Индийского микроконтинента. При этом блоки могли испытывать плавление под воздействием поднимающейся более высокотемпературной астеносферной мантии, что приводило к формированию гетерогенной мантии под древней океанической литосферой. Последующие изменения простираения осей спрединга, крупнейшее из которых было в эоцене [2], стимулировало вовлечение в процесс плавления под спрединговыми зонами обогащенной мантии и привело к образованию обогащенных в разной степени толеитов.

Геохимическая аномалия в пределах центральной части ЮЗИХ (39- 40° в.д.) характеризуется присутствием вещества мантийного источника типа ЕМ-1, с пониженными величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 17.0) и повышенными значениями отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это может отражать наличие мантийной неоднородности в области хребта, которая связана либо с деламинацией древней континентальной литосферы, либо с присутствием метасоматизированной мантии, образованной на ранних этапах раскрытия океана и вовлеченной в процесс плавления при перескоке осей спрединга. Состав этого источника может определяться примесью континентальной литосферы древнего материка Гондваны. А влияние этого мантийного источника проявляется в магмах, связанных с деятельностью мезозойского плюма в пределах Антарктиды, а также в базальтах поднятий восточной части Индийского океана, сформированных под воздействием Кергелен-плюма 100 – 90 млн лет назад. Толеиты западного окончания ЮЗИХ вблизи ТСБ отличаются от базальтов ЮЗИХ и ЮВИХ как по изотопному составу, так и по распределению литофильных элементов, и формировались в сугубо иной геодинамической обстановке [3]. Раскрытие южной части Атлантики происходило под влиянием суперплюма Кару–Мод–Феррар, предопределившего поворот и относительное движение Африки на север от Антарктиды около 170 млн лет назад, с образованием множества отколотых от континентов небольших блоков и плит, которые при неоднократном перескоке спрединговых зон могли участвовать в выплавлении рифтовых базальтов [4]. Сходный геохимический характер обогащенного мантийного источника проявлен также и в базальтах многих Антарктических островов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-256, 10-05-92706 ИНД).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O'Neill C., Muller D., Steinberger. Geodynamic implications of moving Indian Ocean hotspots // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 215. P. 151–168.
2. Merkouriev S.A., Sotchevanova N.A. Structure and evolution of the Carlsberg Ridge: Evidence for non-stationary spreading on old and modern spreading centres // Current Sci. 2003. V. 85. № 3. P. 334-338.
3. Суцеская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания

Африка-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. http://eos.wdch.rssi.ru/rjes/rjes_roohtml.

4. Сущевская Н.М., Беяцкий Б.В., Лейченко Г.Л., Лайба А.А. Эволюция глубинного плюма Кару – Мод Антарктике и его влияние на магматизм ранних стадий раскрытия Индийского океана // Геохимия. 2009. № 1. С. 3-20.

Geochemical signatures of the magmatism of the early and modern stage of the Indian ocean evolution has been compared on the basis of the original and published analytical data (trace elements, Pb, Sr, Nd isotope composition) for tholeiitic basalts of the western and eastern parts of the ocean. The revealed differences in geochemical characteristics of basalts point to the principal distinction in enriched components composed of mantle sources for basaltic melts of the Indian Ocean.

Филатова Н.И.

(Геологический институт РАН, Москва, filatova@ilran.ru)

**Соотношение межконтинентального и периокеанического
орогенных поясов Арктическо-Азиатского региона**

в мезозое

Filatova N.I.

(Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow)

**Relationships between intracontinental and perioceanic
orogenic belts of the Arctic-Asia region in Mesozoic**

Территория Восточной Азии от шельфов морей Восточной Арктики на севере до примыкающего к Беринговому морю региона Корякии на юге, традиционно рассматривается в качестве ансамбля разновозрастных орогенных (складчато-покровных) поясов или тектонических коллажей террейнов [1, 2 и др.], возраст образования которых омолаживается при приближении к Тихому океану от позднеюрско-раннемелового до позднемелового. Однако примечательно высказывание Л.П. Зоненшайна [1] о том, что Восток Азиатского континента сформировался в основном в начале раннего мела, до возникновения альб-позднемелового Охотско-Чукотского надсубдукционного пояса, причем этот край континента не мог не испытывать наложенных деформаций в связи с последующими геодинамическими событиями в Пацифике. Эти взгляды нашли подтверждение в ходе новейших исследований в Камчатско-Корякском регионе [3, 4 и др.] и корреляции полученных результатов с тектоно-геодинамическими разработками по более северным районам Азии, включая шельфы Восточно-Арктических морей [5-7 и др.].

Территория Арктическо-Азиатского региона включает два пространственно связанных среднемеловых (позднекиммерийских) орогенных пояса: Верхояно-Чукотско-Аляскинский и Охотско-Корякский [1, 2, 5-7]. Первый из них имеет межконтинентальное положение и относится к типу коллизионных, тогда как смыкающийся с ним второй занимает периокеаническую (по отношению к Пацифику) позицию, являясь аккреционно-коллизионным сооружением.

Верхояно-Чукотско-Аляскинский орогенный пояс, располагающийся между докембрийскими континентами Сибирским и Арктида (последний с фрагментами байкалитид и каледонид), имеет овально-извилистую конфигурацию, по длинной оси как бы расплюснутую вдоль континентального обрамления Пацифика [5, 6]. Поясу свойственно дивергентное строение: слагающие его покровно-надвиговые структуры вергентны в направлении обоих обрамляющих кратонов. Этот орогенный пояс в целом обладает структурной концентрической зональностью. Центральная его часть, возникшая на месте замкнувшегося в начале мела

залива Пацифика, образована тектонически совмещенными фрагментами островодужных, окраинноморских и океанических пород палеозоя-мезозоя (вплоть до готерива включительно) [1, 2, 5, 8 и ссылки в них]. Эта внутренняя часть орогенного пояса (отраженная благодаря офиолитам интенсивными положительными магнитными аномалиями) ограничена среднемеловой коллизионной сутурой, которая имеет два петлеобразных окончания – на западе в виде надвига Колымской Петли и на востоке, в пределах Аляски, – изогнутого надвига Кобук. Более поздние сдвиги расчленили эту сутуру на ряд сегментов, нередко значительно смещенных и торцово сочленяющихся между собой (рис. 1 в [5]) Внешняя, примыкающая к коллизионной сутуре, часть Верхояно-Чукотско-Аляскинского пояса образована деформированными при мезозойском орогенезе опущенными краевыми частями сошедшихся кратонов – Сибирского и Арктиды. Обе возникшие на их краях периферические орогенные системы пояса симметрично обрамлены фронтальными надвигами с примыкающими передовыми прогибами – Приверхоянским в пределах Сибирского кратона и Колвилл-Восточно-Чукотским по краю Арктиды (на шельфах Арктических морей), что подчеркивает структурную целостность и симметричность строения рассматриваемого пояса. Неоавтохтоном чешуйчато-покровных деформаций служат субаквальные и континентальные отложения принадвиговых бассейнов, осадконакопление в которых завершилось к середине альба. Индикатором коллизионных событий при оформлении орогенного пояса является также позднеюрская-раннемеловая зона амфиболитового метаморфизма (с явлениями гранитизации и гранито-гнейсовыми куполами), концентрически обрамляющая сутуру со стороны континентов [5 и ссылки там].

Охотско-Корякский орогенный пояс, приближенный к Тихому океану, в отличие от овального "бухтообразного" в плане Верхояно-Чукотско-Аляскинского, занимает периокеаническую позицию, протягиваясь полосой от Корякского нагорья и западной Камчатки в Приохотье и Охотоморский регион и далее на юг, по западному обрамлению океана; аналогичный среднемеловой ороген занимает восточное обрамление Тихого океана. В рассматриваемой части Восточной Азии Охотско-Корякский пояс по Лесновско-Укэляятской сутуре контактирует с позднемеловым-кайнозойским Олюторско-Камчатским орогеном. Этот покровного строения среднемеловой пояс претерпел позднейшую существенную тектоническую фрагментацию по молодым сдвигам и надвигам в связи с событиями по периферии Тихого океана (дислоцированы даже эоцен-олигоценные породы неоавтохтонов), причем интенсивность наложенных деформаций возрастает в сторону океана [9]. Стало традиционным выделять здесь два разновозрастных орогенных пояса: Пенжинско-Анадырский и Корякский, соответственно средне- и позднемеловой [2 и др.]. Однако корреляция разобщенных в пределах пояса выходов морских мезозойских аллохтонных

отложений (нередко рассматривающихся как самостоятельно развивавшиеся террейны) на основе радиоляриевых, литолого-петрологического и структурно-тектонического анализа показала широкомасштабность распространения на всей этой территории (от Приохотья и п-ова Тайгонос на севере до Майницкой и Эконайской зон на юге) спектра пород в интервале триас-готерив, включающих кремнисто-терригенно-вулканогенные разности нескольких геодинамических обстановок: различных участков океанического ложа (MOR, OI и абиссальных котловин), островных дуг, преддуговых и окраинноморских бассейнов [4] и участие их в единых допозднеальбских дислокациях, пусть и неоднократно нарушенных позднее. Пакеты пластин этих разнородных пород слагают смятые в син- и антиформы покровы, тектонически фрагментированные позднее на ряд разобщенных "террейнов". В складчато-покровных структурах Охотско-Корякского пояса тектонически совмещены и микшированы не только мезозойские породы различных условий накопления [3, 4, 7 и др.], но и разных палеоширот – от приэкваториальных до бореальных [4], что свидетельствует о многоамплитудном горизонтальном перемещении этих образований при средне меловых аккреционно-коллизийных процессах по периферии Тихоокеаника. Поэтому здесь трудно ожидать сохранившиеся *in situ* неизменные ряды средне мезозойских структур, которые реконструируются в ряде моделей. Время орогенеза Охотско-Корякского пояса определяется баррем-нижеальбским возрастом молассы нижнего неогавтохтона. Дистальное воздействие позднейших тектогенезов внутренних частей обрамления Тихоокеаника привело к неоднократным новым деформациям смежных образований Охотско-Корякского пояса (совместно с серией его молодых – от верхнего альба до кайнозоя включительно – неогавтохтонов), в результате чего образования пояса приобрели блоковое строение и зачастую тектонически перекрывают верхнемеловые и нижнекайнозойские отложения [9 и др.]. Однако чешуйчато-надвиговые структуры, осложнившиеся в позднем мелу и кайнозое породы средне мелового пояса, характеризуются незначительными амплитудами горизонтальных перемещений, несоизмеримыми с амплитудами при позднеюрском-меловом орогенезе.

Таким образом, оформление Верхояно-Чукотско-Аляскинского и Охотско-Корякского орогенных поясов происходило практически синхронно в раннем мелу (т.е. одновременно с орогенезом Сьерра Западной Америки, что подчеркивает глобальный характер этого орогенеза). Установлен и структурный переход двух этих орогенов: на севере покровно-надвиговые структуры Охотско-Корякского пояса под неогавтохтонным чехлом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса смыкаются с аналогичными в структурном и формационном отношении образованиями Верхоянья и Приколымья [7]. Примечательно, что сегмент сутуры Приколымской Петли имеет западное продолжение в Юдома-Алунинской зоне надвигов

Приохотья, по которой островодужные и окраинноморские юрско-меловые породы Охотско-Корякского пояса шарьированы на деформированный при среднемеловом орогенезе край Сибирского кратона (рис. 10 в [7]), что сопровождалось развитием принадвиговой зоны метаморфизма и гранитизации [10]. В целом ориентировка структур периокеанического Охотско-Корякского пояса конформна ограничению Пацифика, в отличие от концентрически дугообразных структур зажатого между кратонами Верхояно-Чукотско-Аляскинского пояса. Однако в пределах южной части последнего развиты дислокации, отражающие периокеанический орогенез.

Оформление периокеанического Охотско-Корякского и пространственно с ним связанного синхронного межконтинентального Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенных поясов явилось результатом суммы глобальных событий в Атлантике, Арктике и Тихом океане. Поворот по часовой стрелке Сибирского кратона (в связи с раскрытием Атлантики) и встречное движение фрагмента Арктиды (в связи с распадом Арктического сегмента Пангеи и раскрытием юрской Канадской котловины) обеспечили коллизию их окраин и закрытие залива Пацифика с образованием Верхояно-Чукотско-Аляскинского пояса. Интенсивный спрединг в Пацифике обусловил экстраординарный среднемеловой импульс роста скоростей океанических плит и выталкивающий (ridge-pull force) эффект по его периферии, приведший к аккреционно-коллизионным процессам и формированию покровов Охотско-Корякского пояса с явлениями обдукции. Среднемеловой периокеанический орогенез повлиял и на тыловую часть обрамления Пацифика, вызвав ее интенсивное меридиональное сжатие, обеспечившее широтное "расплющивание" Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогена, с приданием ему овальной конфигурации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 332 с.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. № 6. С. 42-63.
4. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Морские аллохтонные мезозойские отложения Восточно-Азиатского и Западно-Американского регионов: корреляция возрастных уровней и геодинамических обстановок накопления // Тихоокеанская геология (в печати).
5. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия смежных континентальных и океанических плит // Геотектоника. 2008. № 4. С. 18-48.
6. Тектоническая карта Восточной Арктики. Масштаба 1: 2500 000. Хаин

В.Е. ред. М.: ГИН РАН, Изд-во Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011.

7. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.

8. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойид северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

9. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136-189.

10. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х. и др. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 57-63.

The East Asia (from the Arctic sea shelves to Koryak region near Bering Sea) are traditionally described as ansamble of orogenic belts (or terrane collages) of ages generally young from north to south. However, this domain includes two synchronous mid-Cretaceous orogenic belts (with Barremian-Albian first neoautochton): Verkhoyansk-Chukotka-Alaska and Okhotsk-Koryak ones. The former of intercontinental position formed as a result of closure of the Pacific bay during collision of the Siberian craton and fragment of Arctida and additional action of a peri-Pacific compression. The Okhotsk-Koryak belt of perioceanic position (from Koryak-West Kamchatka to western Pacific framing) consists of numerous nappe piles of Paleozoic-Hauterivian allochthonous rocks of different sea origin. Nape structures of this belt formed during of peri-Pacific accretion and collision of different oceanic and island arc formations from boreal to equatorial paleolatitudes. Perioceanic orogeny of global significance occurred as a result of ridge-pull force and extraordinary mid-Cretaceous increasing of oceanic plates velocity. Young tectonic events into Olutor-Kamchatka orogen caused distant deformation of adjacent parts of the Okhotsk-Koryak belt. Syn- and antiforms of this belt (with Cretaceous-Early Cenozoic neoautochtones) were disturbed by young slices and strike-slip faults into numerous "terrane".

Цуканов Н.В.

(Институт океанологии им. П.П. Широкова РАН, Москва, nvts_ov@rambler.ru)

Ветловский террейн Восточной Камчатки: строение и геодинамическая природа

Tsukanov N.V.

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

Vetlovka terrane of Eastern Kamchatka: Structure and Geodynamic nature

Восточная Камчатка является типичной молодой активной континентальной окраиной аккреционно-коллизийного типа, сформированной в кайнозойское время. Здесь выделяются Озерновско-Валагинский (K_2-P_1) и Кроноцкий (K_2-P_2) террейны, островодужной природы и Ветловский (P_1-P_2) террейн, являющийся фрагментом аккреционной призмы и задугового бассейна [1]. Верхнеэоценовые и олигоцен-миоценовые отложения Туюшевского прогиба хотя и перекрывают эти террейны, но также участвуют в аккреционной структуре Восточной Камчатки (рис. 1).

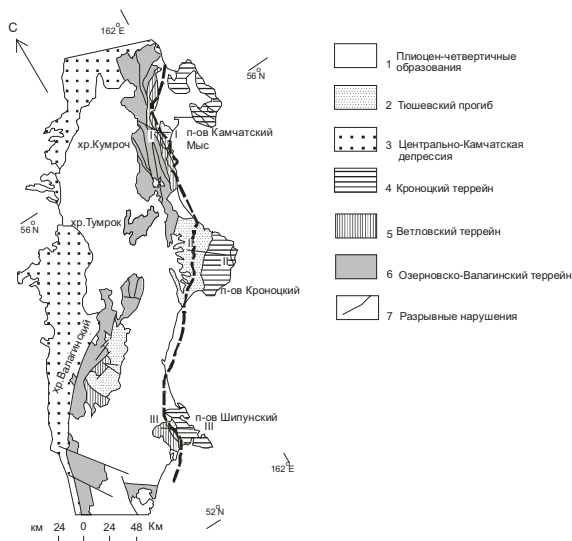


Рис. 1. Схема террейнов Восточной Камчатки

И только плиоцен-четвертичные вулканы Восточно-Камчатского вулканического пояса перекрывают все эти структуры.

До настоящего времени остается дискуссионным вопрос о времени аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатской окраине [2–6]. В связи с этим

строение и геодинамическая природа Ветловского террейна является ключевой для понимания кайнозойской эволюции Восточной Камчатки.

1. Структура Ветловского террейна обусловлена системой чешуй с общей вергентностью надвигов в восточном и юго-восточном направлении. Внутреннее строение чешуй характеризуется наличием сильно сжатых складок, будинажем, рассланцеванием. Выделяется разновозрастных несколько этапов деформаций [5].

2. Наблюдается закономерная смена туфо-терригенных пород, кремнистыми породами и известняками в восточном и юго-восточном направлении. При этом в южном направлении увеличивается количество и мощность пачек, сложенных карбонатными породами. Присутствуют грубые микститовые горизонты - олистостромы и пластины, сложенные потоками базальтов с шаровой отдельностью. Такой набор вещественных комплексов выдержан по всему простиранию ветловского террейна от о. Карагинского на севере до Шипунского п-ова на юге.

3. Магматические породы, слагают преимущественно тектонические пластины и блоки, и только на острове Карагинском на базальтах с шаровой отдельностью залегает кремнистая пачка пород со стратиграфическим контактом [8]. Магматические породы представлены высоко и умеренно титанистыми толеитовыми базальтами и андезибазальтами. По петрохимическим и геохимическим данным более широко распространены нормальные океанические толеиты срединно-океанических хребтов, реже встречаются переходные толеиты, которые могут быть сравнимы с толеитами некоторых задуговых бассейнов, очень редко встречаются породы с высокими концентрациями несовместимых элементов аналогичные внутриплитным базальтам [9].

4. Кремнистые породы и известняки не содержат существенного количества терригенной и туфогенной примеси. Они накапливались в пелагических и гемипелагических условиях в открытом океаническом или окраинноморском бассейне.

5. По комплексам планктонных фораминифер и радиолярий выделяются два возрастных интервала: для кремней и известняков – палеоцен – средний эоцен, для кремней и туфосилицитов – поздний мел (кампан-маастрихт).

Приведенные данные о составе и строении ветловского террейна позволяют реконструировать бассейн осадконакопления как континентальный склон для туфотерригенных комплексов и открытый океанический бассейн для кремнистых и известковистых пород и океанических базальтов для эоценового времени. Верхнемеловые комплексы, вероятно, накапливались в пелагических и гемипелагических условиях. Возможно, что вулканические комплексы океанической природы [10] в районе бухты Моховой являются фрагментами океанического ветловского бассейна мелового возраста. Структура террейна показывает, что он формировался как аккреционная призма и или как коллизионный

комплекс при аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатской окраине. Время становления этого террейна, исходя из того, что его породы перекрываются поздним эоценом?–олигоценем и как структурный комплекс надвинуты на миоценовые образования тюшевской серии до олигоценовое, т.е. можно говорить, что океанический или окраинноморский бассейн закрылся до этого времени и далее происходило накопление отложений тюшевского бассейна.

Формирование этого сложно построенного комплекса происходило в несколько этапов и началось, вероятно, в позднем эоцене? – олигоцене. При коллизии Кроноцкой палеодуги с Камчатской окраиной формировалась сложно построенная аккреционная структура между двумя сближающимися блоками. Затем этот комплекс был аккретирован к Камчатской окраине. Процесс этот имел дискретный характер и продолжался длительное время, при этом бассейн между двумя сближающимися блоками превращался из окраинноморского в преддуговой или междуговой.

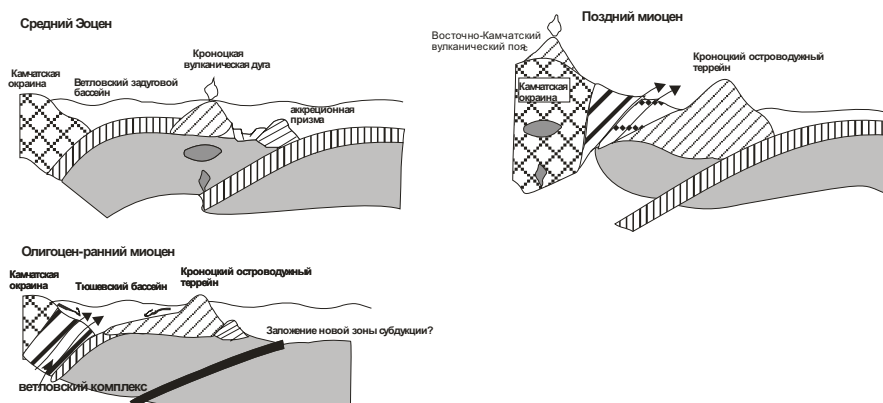


Рис. 2. Схема формирования ветловского террейна

Конфигурация бассейна менялась, наиболее широкая часть, вероятно, находилась в районе Кроноцкого п-ова (современные координаты), где продолжалось осадконакопление в эоцене-олигоцене, и при дальнейшем сближении террейнов эти комплексы принимали участие в формировании современной аккреционной структуры.

Исследования поддержаны РФФИ (грант № 11-05-00086).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие Приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое // Труды ГИН РАН. Вып. 462. М.: Наука, 1991. 89 с.
2. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

3. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и моделирование // Труды ГИН РАН. Вып. 549. М.: Научный Мир. 2003. 224 с.
4. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. // Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292-1302.
5. Alexeiev Dmitriy V., Gaedicke Christoph, Tsukanov Nikolay V. , Freitag Ralf. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka - Aleutian junction // International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977-993.
6. Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the modern Kamchatka subduction zone // Volcanism and Subduction. Geophysical Mon. 2006. 172, P. 57-64.
7. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН. 1999. 22 с.
8. Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореферат дис. Канд. Геол.-мин. наук. М.: ГИН. 1989. 24 с.
9. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки. Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки // М.: Научный Мир. 2001. С. 159-169.
10. Савельев Д.П., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте кремнисто-вулканогенных комплексов бухты Моховой// Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. № 4. 2004. С. 59-63.

Vetlovka terrane separates two island arc terranes of Eastern Kamchatka and it is a key structure for understanding Cenozoic geodynamics of this region. It is traced from Karaginsky Island in the north towards Shipunsky Peninsula in the south at distance over 700 km and characterized by strongly deformed structure. Several tectonic-stratigraphic complexes are recognized there. They were formed on continental slope, in deep water trench and in back arc basin. Formation of Vetlovsky complex started in Oligocene and finished in Late Miocene.

Черных А.А., Крылов А.А.

(Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»), Санкт-Петербург, andy@vniio.nw.ru)

К вопросу об эволюции котловины Амундсена и хребта Ломоносова в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302)

Chernykh A.A., Krylov A.A.

(All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean named after academician I.S.Gramberg, St.-Petersburg, Russia)

Towards the evolution of the Amundsen Basin and the Lomonosov Ridge from analysis of geophysical data and results of ACEX (IODP-302)

Котловина Амундсена является частью Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (СЛО) и расположена между срединно-океаническим хребтом Гаккеля и глубоководным хребтом Ломоносова (ХЛ). Она была сформирована в результате спрединга океанического дна, начавшегося около 58 млн. лет назад и продолжающегося поныне при ультранизких скоростях [1]. Котловина Амундсена (КА), равно как и большая часть СЛО, вследствие ее труднодоступности характеризуется очень низкой степенью геолого-геофизической изученности. Поэтому результаты глубоководного бурения экспедиции ACEX, проведенной в 2004 г. в приполярной части ХЛ, стали бесценным материалом для исследователей, изучающих геологическое строение одного из самых загадочных регионов нашей планеты – Северного Ледовитого океана. Наиболее ярким открытием по результатам экспедиции стало обнаружение на ХЛ, находящегося в районе бурения ныне на глубине более 1 км, длительного, около 26 млн. лет, перерыва в осадконакоплении в середине кайнозоя (44.4 – 18.2 млн. лет назад) [2]. Этому удивительному факту исследователями предлагались различные объяснения [3, 4, 5 и др.].

В результате проведенных нами исследований в КА выделено шесть сейсмостратиграфических комплексов (ССК). Возраст ограничивающих их горизонтов установлен в результате идентификации линейных магнитных аномалий. ССК в КА скоррелированы с сейсмостратиграфическими и литостратиграфическими комплексами (ЛСК) ХЛ (рис. 1). В частности, яркий региональный горизонт «А», прослеживаемый на ХЛ и примыкающих к нему котловинах, соотнесен на ХЛ с границей ССК LR3 и LR4 по [6]. Возраст этого горизонта в КА по магнитометрическим данным установлен равным около 45.5 млн. лет назад. По литологии горизонт «А» на ХЛ скоррелирован с верхним фронтом зоны диагенетического преобразования опала-А в опал-С/Т, обнаруженным М. О’Реганом с

соавторами [7] на глубине 285 метров по скважине [8]. Возрастная оценка этого горизонта по модели Я. Бэкмана с коллегами [9] составляет ~48 млн лет назад. Однако, в случае использования для датирования нижней границы перерыва не динофлагеллат [9], а диатомей и силикофлагеллат, ее возраст составит не 44.4, как по модели [9], а 36.7 млн лет назад. В этом случае, возраст горизонта «А» на ХЛ может быть оценен равным 46.8 млн лет назад (рис. 1). Таким образом, полученные разными способами возрастные оценки указывают на синхронность горизонта «А» на ХЛ и в КА. Этот вывод позволил нам сделать предположение и о его сингенетичности, т.е. о том, что на всей площади распространения он маркирует фронт преобразования опала-А в опал-С/Т. Возможно, более молодой его возраст в КА свидетельствует о большей скорости реакции в котловине, протекающей при больших давлении и температуре.

Независимые свидетельства того, что при определении возраста отложений в скважине АСЕХна глубине 203 м (нижняя граница средне-кайнозойского перерыва по [9]) следует полагаться на находки не динофлагеллат [9], а диатомей, опубликованы недавно в работе [10]. Авторы этой работы на основе результатов изотопной стратиграфии получили оценку 36.6 млн лет назад для отложений на глубине 200.4 м по скважине. Так же, они зафиксировали оценку 36.2 ± 2.2 млн лет назад на уровне 196.5 м [10], непосредственно над предполагаемым Я. Бэкманом с коллегами [9] средне-кайнозойским перерывом. В результате на основе анализа распределения изотопов Os и Re авторы [10] пришли к выводу об отсутствии столь длительного перерыва в середине кайнозойского времени и констатировали около 36 млн. лет назад смену озерного типа осадконакопления на морской. Последний факт справедливо увязывается ими с крупнейшим тектоническим событием того времени – началом рифтинга между плато Ермак и Моррис Джесуп, приведшего к открытию пролива Фрама [10]. Время раскола континентальной коры и начала спрединга между упомянутыми плато по магнитометрическим данным устанавливается немногим ранее 34 млн лет назад (по наличию первой четкой линейной магнитной аномалии A13) [11].

Приведенные новые аргументы в пользу возраста 36.7 [10] для кровли ЛСК U1/6 [9] хорошо согласуются так же с нашими доводами о том, что увеличение скоростей осадконакопления с 14 до 23 м/млн лет [9] перед предполагаемым ранее средне-кайнозойским перерывом труднообъяснимо [12]. Более логично, при использовании в расчетах оценки 36.7 млн лет назад их уменьшение с 14 до 8.8 м/млн лет [12] в первую очередь за счет удаления приполярной части ХЛ от потенциальных источников сноса в результате раскрытия Евразийского бассейна (рис. 1). Примечательно также, что в осадочном чехле КА нами также был выделен сейсмический горизонт, маркирующий смену условий осадконакопления и имеющий возраст ~36.5 млн лет (рис. 1) [8].

В ходе исследования установлено, что в целом средние скорости осадконакопления в КА последовательно уменьшались с момента начала ее формирования. Однако для ССК5 отмечено резкое увеличение скорости до ~110 м/млн лет (рис.1). Начало времени накопления ССК5, по нашему мнению, может быть скоррелировано с глобальной регрессией на рубеже рюпельского-хатского времени. В течение хатского и, возможно, раннемиоценового времени центры осадконакопления сместились с окружающих СЛО шельфов в океанические котловины. Завершение формирования ССК5 маркирует начало трансгрессии на шельфах и резкое падение скоростей седиментации в котловине Амундсена.

В свете упомянутых новых данных [10] предполагаемый период изоляции СЛО от Мирового океана продолжался с ~56 до ~36 млн лет, а не до 18.2 млн лет назад, как считалось ранее [9]. В этой связи, внося коррективы в нашу модель [12], мы предлагаем следующее объяснение факту наличия неритовых условий на ХЛ.

Раскрытие Евразийского бассейна в период с ~46 по ~36 млн лет назад в условиях изоляции СЛО от Мирового океана могло приводить к значительному (первые сотни метров) падению его уровня. Причинами этого могли быть как увеличение объема Евразийского бассейна, так и некомпенсируемое вдвое замедлившейся аккрецией океанической коры (рис. 1) его закономерное проседание. Вследствие этого, в указанном диапазоне времени ХЛ, несмотря на свое продолжающееся постепенное погружение, которое являлось также закономерным, мог находиться в неритовых условиях. Открытие пролива Фрама ~36 млн лет назад, фиксируемое по изотопным данным [10], привело к резкому повышению уровня моря и установлению морского режима осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108(B2). 2116, Doi:10.1029/2002JB001830.
2. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists // *Proc. IODP 302*, 2006. Doi:10.2204/iodp.proc.302.101.2006.
3. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441. № 7093. P. 601-606.
4. O'Regan M., Moran K., Backman J. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. P. 1-15. PA1S20. Doi: 10.1029/2007PA001559.
5. Minakov A., Podladchikov Yu. Tectonic subsidence of the Lomonosov Ridge // *Geology*, 2011 (in print).
6. Jokat W., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge - A double sided continental margin // *Geology*. 1992. V. 20. P. 887-890.
7. O'Regan M., Moran K., Baxter C.D.P. et al. Towards ground truthing

exploration in the central Arctic Ocean: a Cenozoic compaction history from the Lomonosov Ridge // Basin Research. 2009. Doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00403.x.

8. Chernyh A.A., Krylov A.A. The history of sedimentation in the Amundsen Basin based on geophysical data and results of ACEX (IODP-302) // NGF Abstracts and Proceedings. 2010. No. 2. P. 11.

9. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S03. Doi:10.1029/2007PA001476.

10. Poirier A., C. Hillaire-Marcel. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L14607. Doi:10.1029/2011GL047953.

11. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21-42.

12. Черных А.А., Крылов А.А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения на хребте Ломоносова // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 4 (в печати).

13. Jakobsson M. et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Nature. 2007. V. 447. P. 986-990.

14. Vail R.P., Mitchum R.M. et al. Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. P. 83-97.

Number of conclusions about structure of sedimentary cover and tectonic evolution of the Amundsen Basin and the Lomonosov Ridge was obtained due to comprehensive analysis of available geological and geophysical data including highly important results of Arctic Coring Expedition (ACEX, IODP-302). Particularly our data allow to speculate about mid-Cenozoic hiatus on the Lomonosov Ridge and its subsidence history.

**Чернышева Е.А.¹, Кузьмин М.И.², Харин Г.С.¹,
Медведев А.Я.²**

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, Калининград, elcher37@mail.ru; ²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, amedv@igc.irk.ru)

**Вариации состава спрединговых базальтов трога Кинг;
возможные причины**

**Chernysheva E.A.¹, Kuzmin M.I.², Kharin G.S.¹,
Medvedev A.Ya.²**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad;

²A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk)

**Variations of the King Trough spreading basalts composition;
the possible causes**

В результате многолетних исследований этой загадочной структуры Атлантики к настоящему времени наиболее обоснованным считается двухстадийное развитие трога Кинг [1 и др.]. Заложение и начальное развитие структуры произошло на ее пересечении с гребнем Срединно-Атлантического хребта на новообразованной океанической коре 62-58 млн лет назад. Трог развивался одновременно с океаническим спредингом, сопровождаемым деформациями и сколовыми перемещениями.

Приблизительно 32 млн лет назад началась активная интрузивная и вулканическая деятельность вдоль южного борта трога (вулкан Антиалтаир) и внутренняя перестройка рельефа трога (погружение). Эти события, по всей вероятности, связаны с началом формирования Азорской платформы около 36 млн лет назад [2], когда началось смещение точки тройного сочленения Африка-Северная Америка-Евразия в северном направлении. Именно здесь с миоцена и почти до настоящего времени проявилась активность Азорского мантийного плюма.

Магматические породы, образованные на ранней стадии формирования трога Кинг, известны главным образом в восточной его части (хребет Палмер и примыкающие к нему впадины), где их опробование проводилось с помощью подводных обитаемых аппаратов во время 19-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3, 4]. Более молодые вулканические и осадочные породы заполняют центральную и западную часть трога. Кроме того, как впервые было показано А.П. Лисицыным и Г.С. Хариным [5], разнообразие типов обломочного материала, заполняющего трог, определялось влиянием рельефа, морских течений и ледникового разноса из северных районов Атлантики.

Уже первые результаты изучения базальтов и долеритов ранней стадии формирования [3] показали заметное сходство их состава с базальтами срединно-океанического хребта (MORB). Одновременно было отмечено

влияние степени изменения пород на содержания щелочных и некоторых рудных элементов [4].

Нами проведено дополнительное геохимическое исследование десяти образцов из числа изучавшихся ранее магматических пород, отобранных в восточной части трога [4]. Целью исследования было получение более надежной геохимической информации для сопоставления и возможной геодинамической интерпретации.

Наше исследование подтвердило, что среди изученных базальтов и долеритов присутствуют низкокалиевые толеиты (0,09-0,55% K_2O) и субщелочные разности с содержанием K_2O от 0,6 до 1,44 %. Обе группы пород на дискриминационной диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ образуют единую последовательность от умеренно истощенных (N-MORB) до умеренно обогащенных (E-MORB) базальтов.

Толеитовые базальтоиды несколько различаются между собой: одна группа характеризуется «плоским» графиком распределения $P_3Э$, характерным для N-MORB, вторая группа более обогащена легкими $P_3Э$. Субщелочные базальтоиды имеют еще более высокие содержания $P_3Э$ и отличаются от толеитовых большими величинами отношения La/Lu (более крутой наклон линий на графике распределения $P_3Э$).

Содержания несовместимых редких элементов в исследованных породах также имеют характерные различия. Как и следовало ожидать, субщелочные базальтоиды в большей степени обогащены большинством наиболее несовместимых элементов, чем низкокалиевые толеиты. Наиболее примечательно при этом, что на спайдерграммах обеих групп пород отчетливо видны противоположные по знаку аномалии Pb . У толеитов – положительные, у субщелочных пород – отрицательные. Единичные образцы (2110-10а – среди толеитов, 2098-3 – среди субщелочных), помимо того, характеризуются аномально высокими пиками урана.

Согласно [6], наиболее вероятное объяснение положительной аномалии Pb на спайдерграмме толеитовых базальтоидов трога Кинг – присутствие материала континентальной коры в очаге их выплавки. Отмечаемая по геофизическим данным увеличенная мощность коры в районе трога [2], возможно, также свидетельствует о присутствии здесь реликтового континентального блока.

Субщелочные базальтоиды выплавлялись на большей глубине, чем толеитовые. Это подтверждают их более обогащенный характер и более высокие отношения La/Lu . Отсутствие «избыточного» Pb (отрицательная аномалия на спайдерграмме) – характерный признак большинства типичных океанических базальтов.

Что касается урановой аномалии, отмеченной как в толеитовых, так и в субщелочных базальтоидах, то ее появление однозначно связано с вторичными процессами позднего гидротермального изменения пород. Как правило, это образцы, претерпевшие катаклаз и выщелачивание и

содержащие просечки палагонита и хлорита (обр. 2110-10а), а также спилитизированные пористые базальты (обр. 2098-3), в которых кроме урана и других несовместимых элементов повышены концентрации Ni и Р.

Полученные геохимические данные подтверждают большое сходство базальтоидов трога Кинг с базальтами срединно-океанического хребта Колбенсей, древнего спредингового хребта Эгир и другими.

Выявленная особенность ранних толеитовых базальтов, отражающая присутствие вещества континентальной коры в очаге их выплавления (положительная аномалия Pb на спайдерграмме) не так уж необычна: аналогичные примеры известны в базальтовых толщах на окраине Гренландии, на ЗФИ и даже на о-ве Сан-Джордж, Азорского архипелага.

Возможно, что именно присутствие континентального блока явилось причиной зарождения трога Кинг – как ответвления океанического рифта, огибающего препятствие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cannat M., Briais A., Delfus Ch., et al. Mid-Atlantic Ridge-Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago // EPSL. 1999. V. 173. P. 257-269.
2. Kidd R.B., Ramsay A.T.S. The geology and formation of the King's Trough complex in the light of Deep Sea Drilling Project Site 608 drilling // Init. Reports of DSDP. 1987. V. 94. P. 1245-1261.
3. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 8. С. 141-146.
4. Лисицын А.П., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Харин Г.С. Магматические и метаморфические породы трога Кинг и хребта Палмер // Океанология. 1996. Т.36. № 3. С. 431-443.
5. Лисицын А.П., Харин Г.С. Грубообломочный материал айсбергового разноса в Северной Атлантике и на дне трога Кинг (наблюдения с ГОА «Мир») // Океанология. 1995. Т. 35. № 5. С. 743-754.
6. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.

The ancient basaltoids of King Trough vary in composition from moderately depleted to moderately enriched MORB. Low-K₂O tholeiites have positive Pb anomaly on the spidergrammes, when subalkaline basalts have negative Pb anomaly. This difference points at a probable existing of relic continental block on the way of middle-oceanic rift in the time of King Trough origination.

Чехович В.Д.¹, Сухов А.Н.¹, Шеремет О.Г.¹, Кононов М.В.²

(¹Геологический институт РАН, Москва, vadim@ilran.ru;

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

**Геодинамические обстановки формирования складчатого
обрамления и внутренних структур Берингова моря**

Chekhovich V.D.¹, Sukhov A.N.¹, Scheremet O.G.¹,

Kononov M.V.²

(¹Geological institute RAS, Moscow, ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Geodynamic of outer framing and internals structures
of the Bering Sea**

В раннем кайнозое, до образования геодинамически обособленного Берингоморского региона, на северо-западе океанических плит Пацифики развивались островодужные ансамбли (Олюторско-Восточно-Камчатский, Говенско-Кроноцкий), которые ограничивались на востоке трансформным разломом. Аккреция этих ансамблей существенно повлияла на процесс развития не только континентального обрамления, но и на формирование внутренних структур созданного позднее окраинного моря. Образование Алеутской островной дуги началось после изменения направления движения океанических плит Пацифики и не было одноактным. Оно контролировалось, с одной стороны, геодинамическими условиями косой субдукции, которые обусловили растяжение центральной и западной частей островодужной гряды в западном направлении, и, с другой, – взаимодействием этой гряды на западе с Говенско-Кроноцкой островодужной структурой. Внутренние поднятия Берингоморского бассейна – подводные хребты Ширшова и Бауэrsa сформировались в результате смены геодинамических обстановок при изменении направления движения океанических плит, но в условиях сохранявшегося постоянного перемещения к юго-западу Северной Америки относительно Евразии. Командорский малый океанический бассейн заложился в результате вспарывания Тихоокеанской океанической плиты при переходе от косой субдукции под Алеутскую островную гряду к чистому сдвигу. Раскрытие бассейна завершилось, вероятно, после окончательного становления границ литосферных плит Северной Америки, Евразии и Тихоокеанской

68-60 млн. лет (маастрихт-ранний палеоцен). В северо-западной части Пацифики заканчивает свое развитие Олюторско-Восточно-Камчатская островная дуга, занявшая свое положение между 50-м и 60-м градусами с.ш. в коньякское время, с субдукцией под нее океанической плиты Кула (или Изанаги). Северо-восточная часть дуги и тыловодужный Гытгынский бассейн ограничивались трансформным разломом, вдоль которого в кампане формировалось океаническое вулканическое поднятие, базальтовые толщи которого слагают в современной структуре Олюторский полуостров. Под

Беринговским шельфом поглощалась океаническая плита Кула (или Изанаги). Этот процесс не препятствовал перемещению Северной Америки к югу и, следовательно, никакого воздействия на будущую «алеутскую» океаническую кору не оказывал. В начале палеоцена к зоне субдукции под Олюторско-Восточно-Камчатскую дугу фронтально подходил активный хребет Кула – Пацифик, который при своем поглощении вызвал продольный раскол энсиматической островной дуги [4]. Северо-западная часть островодужного сооружения становится пассивным террейном (Олюторско-Восточно-Камчатский террейн) и начинает дрейф в сторону края континента, благодаря раскрывавшемуся междуговому Ветловскому бассейну. Юго-восточная часть дуги продолжает активное развитие.

56 - 52 млн. лет (поздний палеоцен - ранний эоцен, ипр). Пассивный Олюторско-Восточно-Камчатский террейн рассекается трансформной границей между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами на Олюторскую и Валагинскую части. В период с 56,9 по 53,3 млн лет эта граница в целом характеризовалась растяжением (174 ± 4 км). Возможно, эти движения привели к метаморфизму толщ Хавывенской возвышенности (52,2 млн лет $Ar^{40}Ar^{39}$). Начало аккреции Олюторского террейна относится к концу палеоцена. В процессе столкновения северо-восточная часть Олюторского террейна (нынешний Олюторский хребет) входит в соприкосновение с выступом континентальной окраины. Столкновение с этим выступом приводит к началу разворота по часовой стрелке той части террейна, которая в настоящее время соответствует Олюторскому хребту. Этот разворот происходит в сторону раскрывавшегося междугового бассейна, что, вероятно, нарушает его геодинамическую стабильность, однако не может нарушить процесс субдукции океанической плиты под палеогеновую Говенско-Кроноцкую дугу. В раннем эоцене все еще продолжается субдукция под Беринговский шельф, что подтверждается драгированными на континентальном склоне надсубдукционными вулканитами этого возраста [7].

50-38 млн лет. Этот отрезок геологического времени наиболее сложен для расшифровки. Крупнейшая перестройка – изменение направления движения плит Пацифики с северо-северо-западного на северо-западное, не влияет на продолжающееся вращение (перемещение) Северной Америки относительно Евразии. Перестройка влечет за собой заложение новой, Алеутской, зоны субдукции, вернее ее восточной и центральной части, поскольку западная часть Пацифики поглощалась под Говенско-Кроноцкую дугу. Формирование новой зоны поглощения привело к отмиранию зоны субдукции под Беринговский шельф. Это обусловило создание жесткой литосферной конструкции континентального шельфа и отгороженной («алеутской») части океанической плиты при продолжающемся движении Северной Америки к югу - юго-западу. В результате этого на западе, вдоль трансформного разлома, ограничивавшего в рассматриваемое время

раскрывавшийся Ветловский окраинный бассейн, начинается деформация и перемещение (сгуживание) «алеутской» коры, поскольку легкая молодая формирующаяся кора окраинного бассейна не субдуцировала, а субдукции меловой «алеутской» коры препятствовал астеносферный поток раскрывавшегося Ветловского бассейна. Своеобразными рельсами для подобного перемещения на севере служили сдвиги вдоль корякской окраины, установленные нами по анализу аномалий D-функции. Вероятно эти сдвиги соединялись со сдвигом Кальтаг северной Аляски. На юге аналогичную роль играла сдвиговая зона Витус, на формирование которой в среднем эоцене (44 млн лет) указывают пересчеты значений теплового потока [6]. Так в результате деформаций и перемещения «алеутской» коры еще до олигоцена было сформировано чешуйчато-надвиговое сооружение хребта Ширшова [2,3]. Восточнее сдвиговой зоны Витус, как бы «в противовес» перемещению и деформации западного участка «алеутской» коры, возникает дугообразная зона поддвига восточного участка «алеутской» коры, над которой формируется гряда островной дуги Бауэрса. К концу эоцена южное окончание практически сформированного сооружения хребта Ширшова и гряда дуги Бауэрс заклинивают зону субдукции Говенско-Кроноцкой дуги. Вероятно, к этому же времени относится и дальнейшая пропация Алеутской зоны субдукции и формирование островной гряды, которая подходит в позднем эоцене к Говенско-Кроноцкой дуге. Определить точно, какой процесс оказал большее влияние на заклинивание западной (Говенско-Кроноцкой) зоны поглощения достаточно трудно. Тем не менее, завершение вулканизма и предолигоценовое несогласие, отмечаемое в Кроноцком островодужном террейне, по времени совпадает с несогласием на Алеутах. Существует вероятность, что экзотический материал, отмечаемый в осадочных толщах острова Беринга поступал с Говенско-Кроноцкой островной гряды.

30-15 млн. лет. К началу олигоцена, вероятно, уже произошло окончательное оформление новой граница Северной Америки с Евразией, что прекратило процесс деформации и перемещения «алеутской» коры. Это определило завершение формирования чешуйчато-надвигового сооружения хребта Ширшова и прекращение субдукции под островную гряду Бауэрса.

Критическим моментом для всех реконструкций, предполагавших сближение Кроноцкого островодужного террейна с Азиатским континентом являлись геологические данные по событиям олигоценового времени. Дело в том, что до настоящего времени в Срединном хребте Камчатки не установлены вулканы олигоценового возраста, что не дает достаточной аргументации предполагаемой субдукции под Азиатский континент, которая должна была бы начаться с конца эоцена. Возможно, объяснение этому следует искать в формировании мощнейшей Ветловской зоны метамеланжа [1], протягивающейся более чем на 1000 км. Вероятной причиной образования этой зоны могла явиться плавучесть молодой и «горячей»

океанической коры тылового бассейна, возникшего в палеоцене после раскола Олюторско-Восточно-Камчатской островной дуги. Это обстоятельство препятствовало началу поглощения молодой коры в зоне субдукции, а компенсация расширяющейся Пацифики какое-то время частично происходила за счет сгуживания коры, результатом чего и стало формирование Ветловской зоны *предсубдукционного мегамеланжа*. Впоследствии, после образования зоны субдукции, часть образований ветловского мегамеланжа была включена в аккреционную призму перед присоединившимся к камчатской окраине Кроноцким террейном.

Непростой проблемой остается также реконструкция раскрытия Командорской котловины [5], перемещения Говенского террейна и его аккреции. Наиболее приемлемой принципиальной моделью, с точки зрения обоснованности геологическим материалом, является идея Г.М. Ягодзинского, учитывающая данные по строению западных Алеут (о. Атту и Командорские острова) [8]. В предлагаемом нами построении, мы основываемся на принципе начала формирования спредингового окна в результате вспарывания океанической плиты при переходе от косой субдукции к чистому сдвигу.

15-6 млн. лет. Различие между предлагаемой реконструкцией и моделью Г.М. Ягодзинского, в которой центры спрединга раскрывавшейся Командорской котловины «откалывали» блоки от *«островодужного сооружения»* хребта Шишова, в нашем построении учитывается существование Говенско-Кроноцкого террейна. В этом случае к северу от оси спрединга вместе с расширяющимся бассейном перемещался Говенский террейн. Следовательно, вплоть до его аккреции, под северокамчатско-корякской окраиной поглощалась кора Ветловского задугового бассейна, а не только что рожденная кора Командорской котловины. Столкновение Говенского террейна с окраиной привело к складчато-сдвиговым деформациям миоценовых вулканогенно-осадочных толщ, а террейн был как бы вдвинут в тело ранее аккретированного Олюторского мелового террейна по Апукскому разлому. Лишь после присоединения Говенского террейна к окраине началась субдукция новообразованной океанической коры Командорской котловины. Это обстоятельство объясняет практическое отсутствие заполненного осадками желоба на севере Командорской впадины и несогласное залегание плиоценовых вулканитов.

Работа поддерживалась грантами РФФИ 08-05-00015, 09-05-00047 и выполнялась в рамках программы ОНЗ-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука. 1993. 272 с.
2. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Шишова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21-37.
3. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ландер А.В. Возраст фундамента подводного хребта Шишова (Берингово море) по

результатам исследования цирконов методом U-PB SHRIMP // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 233-239.

4. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне-меловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37-62.

5. Baranov B.V., N.I. Seliverstov, A.V. Murav'ev, E.L. Muzurov The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 237–269.

6. Cooper A.K., M.S. Marlow, D.W. Scholl, A.J. Stevenson Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea // Tectonics. 1992. V. 1. P. 719–731.

7. Scholl D.W. Viewing the Tectonic Evolution of The Kamchatka-Aleutian (KAT) Connection With an Alaska Crust Extrusion Perspective // Volcanism and Subduction, The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. V. 172. 2009. P. 3-33.

8. Yogodzinski G.M., J.L. Rubinstone, S.M. Kay, R. W. Kay Magmatic and tectonic development of the western Aleutians: an oceanic arc in a strike-slip environment // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98. № 7. P. 11807–1183 .

Geodynamic reconstruction on the formation of the folded framing of the Bering Sea and its inner structures based on the first determination of the oceanic basement age for the Shirshov Ridge, as well as geophysical study of Northern Aleutian Basement.

Шарков Е.В.

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sharkov@igem.ru)

Внутренний океанический комплекс Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет, 5-7°с.ш.:

**значение для понимания процессов в осевых зонах
медленно-спрединговых хребтов**

Sharkov E.V.

(Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow)

Sierra Leone oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge, 5-7°N: Importance for understanding of processes in axes of slow- spreading ridges

Мы представляем результаты комплексных исследований слабо изученного полигона Сьерра-Леоне, расположенного в осевой части САХ (5-7°с.ш.). Материалы были получены при драгировании в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2001-2002) и 22-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (2003). Полигон характеризуется тектонизированной и гетерогенной литосферой, обширными выходами измененных мантийных и нижнекоровых пород, а также широким развитием структур растяжения, включая рифтовые долины и различные нормальные разломы. По составу развитых здесь пород и характеру тектонических процессов полигон Сьерра-Леоне представляет собой внутренний океанический комплекс (ВОК). Его спецификой является широкое развитие свежих базальтов с корками вулканического стекла, перекрывающих сильно измененные породы малоглубинной (надастеносферной) литосферы. В этом плане полигон представляет собой промежуточную разновидность между типичными ВОК и сегментами хребта, где развиты только базальты, т.е. с «нормальным» спредингом.

Формирование океанической коры полигона связано по крайней мере с тремя эпизодами активности, включая образование измененных габброидов двух типов: (1) примитивных, происшедших за счет MORB, и (2) феррогабброидов, производных кремнеземистой Fe-Ti оксидной серии, а также (3) излияния свежих платобазальтов с корками закалочного вулканического стекла. Свежие базальты не являются первичными мантийными выплавками, а претерпели кристаллизационную дифференциацию в промежуточных очагах.

Породы кремнеземистой Fe-Ti-оксидной серии, с одной стороны, насыщены и пересыщены кремнеземом при повышенном содержании воды, что характерно для магм надсубдукционной известково-щелочной серии, а с другой – имеют высокие содержания Ti, Fe, Nb, Ta и P, типичные для магм

внутриплитного (плюмового) происхождения. Появление этих расплавов связывается с плавлением гидратированной океанической литосферы под влиянием свежих мантийных плюмов. Благодаря водонасыщенности и обогащению рудными компонентами, эти магмы при охлаждении генерируют рудоносные гидротермальные системы, разгружающиеся на поверхности дна в форме «черных курильщиков».

Среди зерен циркона, выделенных из габброидов полигона, U-Pb датирование методом SHRIMP-II, наряду с молодыми, первично-магматическими, с возрастом 0.7-2.3 млн лет, выявило древние ксеногенные зерна, с возрастом от 87 до 3117 млн лет; при этом разновозрастные цирконы могут встречаться в одном и том же образце. Предполагается, что зерна второй группы были захвачены поднимающимися мантийными плюмами вместе с веществом «кладбищей слэбов» в глубокой мантии и попали в расплав при плавлении головных частей этих плюмов.

На основании полученных данных и обобщения литературного материала разработана новая модель океанического спрединга в САХ, учитывающая наличие под ним астеносферной линзы мощностью 200-300 км. Ее верхняя часть имеет треугольную в разрезе форму и в геомеханическом смысле представляет собой структуру протыкания, образование которой обусловлено пластичным внедрением менее плотного и менее вязкого слоя (астеносферы) в более плотный (малоглубинная литосфера) под действием силы тяжести. При этом вышележащая литосфера приподнимается в форме купола, а в головной части астеносферного гребня в результате адиабатической декомпрессии возникает зона плавления.

Треугольная форма верхов астеносферы должна приводить к гравитационной неустойчивости системы, вызывая соскальзывание (оползание) плит по ее обоим склонам, сопровождаемое расчешуиванием пород. Математическое моделирование, выполненное на примере САХ, показало, что силы отталкивания от оси хребта (ridge push) вполне достаточны для реализации подобного механизма (Шейдеггер, 1987). В результате такого смещения тектонических пластин малоглубинной литосферы (включая верхнюю кору) осуществляется океанический спрединг и формируются новые литосферные плиты, представляющие собой коллаж из тектонических пластин. Благодаря тектонической эрозии, т.е. сползания вышележащих пород с осевой части хребта, на поверхность дна океана постепенно выводятся (эксгумируются) глубинные породы, образуя ВОК. По мере развития зоны плавления, связанного с ростом астеносферного гребня, постепенно возрастает и роль базальтового вулканизма с появлением вначале структур типа Сьерра-Леоне, а затем обильных излияний базальтов. Цикл завершается из-за накопления тугоплавкого реститового материала в зоне плавления, проводящего к прекращению генерации магмы. Иными словами, новый цикл

тектономагматической активности в конкретном сегменте хребта начинается с появления ВОК (стадия «сухого спрединга») и заканчивается обильными излияниями базальтов. После этого система снова приходит в состояние неустойчивого равновесия; триггером для возобновления активности, вероятно, служит внедрение нового мантийного плюма, инициирующего появление новой неоднородности на границе литосфера-астеносфера, постепенно перерастающей в структуру протыкания.

Показано, что общая конвекция мантии под САХ отсутствует, и все три ее главных составляющих (малоглубинная литосфера, астеносфера и глубокая литосфера) сильно отличаются друг от друга как по составу, так и по происхождению. Длительность существования астеносферной линзы под САХ и стабильность ее состава объясняется динамическим равновесием между постоянным выплавлением из нее базальтов и поступлением в нее нового горячего геохимически-обогащенного материала мантийных плюмов. Это обеспечивает принудительную конвекцию вещества линзы, предохраняет ее от затвердевания и способствует ее разрастанию как поперек оси хребта (океанический спрединг), так и вдоль его оси (пропагация хребта).

We present results of complex investigations of weakly studied Sierra Leone area, axial part of MAR, 5-7°N. Area represent an oceanic core complex (OCC), where altered gabbros and serpentinized mantle peridotites are covered by flows of fresh basalts, i.e., it is transitional structure between proper OCC and segments with predomination of basaltic magmatism. We suggest that evolutionary cycle of slow-spreading ridges looks as follow. Triangular shape of the asthenosphere upper part should led to gravitational instability of the system which caused sliding plates along both slopes of axial rise. Due to such tectonic erosion, deep-seated rocks gradually exhumed in ridge axis, forming OCC, and melting of asthenospheric material began as a result of adiabatic decompression. As melting zone developed, gradually increased role of basaltic volcanism with appearance at first structures of Sierra Leone type, and then powerful basaltic eruptions. Cycle completed because of accumulation of refractory restites in the melting zone which led to cessation of magma generation. Commencement of next tectonomagmatic cycle considered with tectonic erosion of the newly-formed lithosphere in axis of a ridge, coming in it fresh asthenospheric material and renewal of melting zone.

Алфавитный указатель

Амантов А.В.	4	Иваненко А.Н.	52, 65, 98,
Амелин Н.	9		154, 183
Асавин А.М.	219	Иванов Г.И.	207
Астафьев Д.А.	230	Иванова А.М.	139
Бадюкова Е.Н.	13	Илларионов В.К.	241
Балуев А.С.	244	Ильин А.В.	100, 104
Баранов Б.В.	18	Имамвердиев Н.А.	264
Баренбаум А.А.	23	Ионов В.Ю.	108
Баркин Ю.В.	28, 33, 236	Йанг Р.-Й.Р.	128
Бахмутов В.Г.	195	Каминский В.Д.	178
Белоус О.В.	134	Карнаух В.Н.	249
Беляцкий Б.В.	274	Коган Л.И.	118
Бойко А.Н.	241	Кононов М.В.	294
Бондаренко В.И.	38, 43	Кортаев В.Н.	144
Борисов Д.Г.	47	Корчагин И.Н.	195
Брусиловский Ю.В.	52, 65, 154	Кохан А.В.	80, 123
Былинская М.Е.	269	Крылов А.А.	286
Ванг С.-С.	128	Кузин И.П.	128
Верпаховская А.О.	259	Кузьмин М.И.	291
Гаврилов А.А.	55, 60	Курбатова Е.С.	80
Ганжа О.Ю.	118	Левашов С.П.	195
Головина Л.А.	269	Левченко Д.Г.	128
Городницкий А.М.	65	Левченко О.В.	183
Греку Р.Х.	70	Леонова Т.Д.	134
Греку Т.Р.	70	Леончик М.И.	9
Григорьева Ж.В.	75	Либина Н.В.	213
Грохольский А.Л.	80, 123	Лобковский Л.И.	254
Губенков В.В.	75	Ломтев В.Л.	113
Дозорова К.А.	18	Лукьянова С.А.	13
Дубинин Е.П.	80, 123	Маринова Ю.Г.	47, 183
Дунаев Н.Н.	85	Медведев А.Я.	291
Ерошенко Д.В.	202	Мельников М.Е.	186, 219
Жамойда В.А.	4	Миронюк С.Г.	139
Железнов А.М.	89	Можеровский А.В.	200
Жиндарев Л.А.	13	Мысливец В.И.	144
Жуковин А.Ю.	52	Непрочнов Ю.П.	118
Жулёва Е.В.	219	Никитин М.А.	174
Забаринская Л.П.	169	Павленкова Н.И.	149, 259
Завьялов И.Н.	93	Павлов С.П.	207
Зверев А.С.	144	Пальшин Н.А.	154
Зыков Д.С.	244	Пейве А.А.	269
		Петров Е.	9

Пилипенко В.Н.	259	Терехов Е.П.	200
Пискарев А.Л.	178	Тетерин Д.Е.	80
Полуэктов Р.Б.	159	Токарев М.Ю.	174
Прокофьев В.Ю.	264	Удинцев Г.Б.	241
Рашидов В.А.	38, 43, 169, 219	Фанг М.-С.	128
Редькин А.А.	164	Федин М.В.	144
Родников А.Г.	169	Федин М.М.	144
Романько А.Е.	264	Федорова Н.К.	174
Рыбалко А.Е.	174	Филатова Н.И.	277
Рябчук Д.В.	4	Филин А.М.	65
Савин В.А.	178	Фленов А.Б.	128
Савичев А.Т.	264	Харин Г.С.	202, 291
Сборщиков И.М.	183	Холмянский М.А.	207
Седышева Т.Е.	186	Хортов А.В.	9, 118
Семендуев М.М.	266	Цовбун Н.М.	52
Сенин Б.Н.	9	Цуканов Н.В.	282
Сергеев А.Ю.	191	Чанг Й.	128
Сергеева Н.А.	169	Чесалова Е.И.	219
Скворцов С.В.	139	Чен Х.-Хс.	128
Сколотнев С.Г.	269	Черников А.Г.	213
Соколов С.Ю.	224	Черных А.А.	286
Соловьев В.Д.	195	Чернышева Е.А.	291
Соловьева Г.Д.	13	Чехович В.Д.	294
Степанов С.С.	264	Шарков Е.В.	299
Сухов А.Н.	294	Шеремет О.Г.	294
Сущевская Н.М.	274	Шишкина Н.А.	65
Табатабаиманеш С.М.	264	Шишляев В.В.	98
		Шпекин М.И.	23
		Ямпольский К.П.	224

ОГЛАВЛЕНИЕ

Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

<i>Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В.</i> Морфология и геологическое строения подводных восточной части Финского залива и моделирование образования и развития	4
<i>Амелин Н., Леончик М.И., Петров Е., Сенин Б.Н., Хортов А.В.</i> Региональные сейсморазведочные исследования глубинного строения и геодинамики Черноморской впадины	9
<i>Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.</i> К вопросу о происхождении корневой части Куршской косы	13
<i>Баранов Б.В., Дозорова К.А.</i> Тектоника Командорской и Курильской котловин и суперпозиция направлений спрединга	18
<i>Баренбаум А.А., Шпекин М.И.</i> Плюмовая тектоника на Луне и на Земле: сравнительный анализ	23
<i>Баркин Ю.В.</i> Синхронные скачки активности природных планетарных процессов в 1997-1998 гг. и их единый механизм	28
<i>Баркин Ю.В.</i> Срывы и скачки в относительном положении ядра и мантии и катастрофические последствия наиболее опасные для человечества	33
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Проявления процессов гидратообразования и грязевого вулканизма в районе пролива Буссоль (Курильская островная дуга)	38
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Геоморфология зоны пролива Крузенштерна (Курильская островная дуга)	43
<i>Борисов Д.Г., Маринова Ю.Г.</i> Сейсмофации контуритов подножия Северо-Западного склона Аргентинской котловины	47
<i>Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Жуковин А.Ю., Цовбун Н.М.</i> Геомагнитное изучение Курило–Камчатской островной дуги в 52 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев»	52
<i>Гаврилов А.А.</i> Основные типы морфоструктур центрального типа (МЦТ) дна Тихого океана	55
<i>Гаврилов А.А.</i> Разрывные нарушения и геодинамическая ситуация на побережье залива Петра Великого (Японское море)	60

<i>Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Филин А.М., Шишкина Н.А.</i> Аномальное магнитное поле окраинных и внутренних морей России по данным высокоточной магнитной съемки	65
<i>Греку Р.Х., Греку Т.Р.</i> Структура и тектонофизические характеристики плотностных неоднородностей по трансатлантическому разрезу вдоль альтиметрической траектории ИСЗ ЕРС-1	70
<i>Губенков В.В., Григорьева Ж.В.</i> Эрозионные формы растворения и обрушения в нанофоссилиевых известняках зоны Кларион-Клиппертон	75
<i>Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Курбатова Е.С.</i> Рельеф и гравитационное поле центральной части моря Скоша	80
<i>Дунаев Н.Н.</i> Фактор новейшей тектоники в развитии морских берегов	85
<i>Железнов А.М.</i> К проблеме изучения морфологии внутренних океанических комплексов районов нетрансформных смещений осевой зоны Срединно-Атлантического хребта	89
<i>Завьялов И.Н.</i> Особенности распространения гравитационного взвесенесущего потока при наличии активного массообмена с донными осадками	93
<i>Иваненко А.Н., Шишляев В.В.</i> Новый способ локализации источников потенциальных полей	98
<i>Ильин А.В.</i> Основы геоакустического моделирования дна океана	100
<i>Ильин А.В.</i> О генетической взаимосвязи симметрии дна океана с морфоструктурой океанической земной коры	104
<i>Ионов В.Ю.</i> Факотры формирования подводных оползней на Кавказском шельфе Чёрного моря	108
<i>Ломтев В.Л.</i> К строению конических гор и холмов СЗ плиты Пацифики	113
<i>Коган Л.И., Непрочнов Ю.П., Ганжа О.Ю., Хортов А.В.</i> Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование отраженными и преломленными волнами (WARRP, МОГТ-МПВ) в Восточной части Средиземного моря	118
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Кинематика спрединга и сегментация ультрамедленных спрединговых хребтов	123

<i>Кузин И.П., Левченко Д.Г., Фленов А.Б., Фанг М.-С., Ванг С.-С., Йанг Р.-Й.Р., Чанг Й., Чен Х.-Хс.</i> Особенности геологического строения и сейсмичности района подготовки разрушительного землетрясения Чи-Чи 1999 года, о. Тайвань	128
<i>Леонова Т.Д., Белоус О.В.</i> Основные этапы развития рельефа шельфа западной части Охотского моря	134
<i>Миронюк С.Г., Иванова А.М., Скворцов С.В.</i> Геологические опасности на северо-восточном шельфе о. Сахалин (район обустройства Киринского месторождения)	139
<i>Мысливец В.И., Коротаев В.Н., Зверев А.С., Федин М.В., Федин М.М.</i> Рельеф шельфа в районе Севастополя	144
<i>Павленкова Н.И.</i> Глубинное строение континентов и океанов и природа их формирования	149
<i>Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В.</i> Взаимосвязь аномального магнитного поля, сейсмичности и геоэлектрического строения литосферы в зоне субдукции (островные дуги Тохоку и Курильская)	154
<i>Полуэкттов Р.Б.</i> Морфолитогенез дна Азовского моря	159
<i>Редькин А.А.</i> Особенности внутреннего разломного строения и современной геодинамики Култукской депрессии южного Байкала	164
<i>Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.</i> Геотраверс региона Южно-Китайского моря	169
<i>Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Федорова Н.К., Никитин М.А.</i> Новые данные о геологии и геоморфологии Кандалакшского залива по материалам высокочастотного сейсмоакустического профилирования и геологического прободобора	174
<i>Савин В.А., Каминский В.Д., Пискарев А.Л.</i> 3D плотностная модель земной коры восточной части Восточно-Сибирского моря в районе геотраверса 5-АР	178
<i>Сборщиков И.М., Иваненко А.Н., Левченко О.В., Маринова Ю.Г.</i> Тектоническая структура Хребта Девяностого Градуса и проблема его генезиса	183
<i>Седышева Т.Е., Мельников М.Е.</i> Некоторые морфологические параметры различий групп гайотов Тихого океана	186
<i>Сергеев А.Ю.</i> Особенности распределения и литодинамики донных отложений подводного берегового склона Куршской косы	191

<i>Соловьев В.Д., Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Левашов С.П.</i>	
Глубинная структура зоны разломов Шеклтона (пролив Дрейка) по геофизическим данным	195
<i>Терехов Е.П., Можеровский А.В.</i> О возрасте Курило-Камчатского желоба	200
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Гипабиссальные интрузии базитов хребта Книповича: их отражение в рельефе, аномальном магнитном поле и связь с тектоникой	202
<i>Холмянский М.А., Павлов С.П., Иванов Г.И.</i> Электрохимический метод поисков и разведки морских углеводородных месторождений	207
<i>Черников А.Г., Либина Н.В.</i> Построение 3-D моделей внутренней структуры морского дна методом Марковской гипсотомографии	213
<i>Чесалова Е.И., Асавин А.М., Жулёва Е.В., Мельников М.Е., Рашидов В.А.</i> Геоинформационная система (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана»	219
<i>Ямпольский К.П., Соколов С.Ю.</i> Особенности аномалии Буге и осадочного чехла в северной части хребта Книповича	224

Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна «Тектоника литосферных плит»

<i>Астафьев Д.А.</i> Возможное преобразование тектоники литосферных плит в геодинамику коромантийных секторов	230
<i>Баркин Ю.В.</i> Механизм активной жизни Земли и других небесных тел: приложения в науках о Земле и планетных науках	236
<i>Бойко А.Н., Илларионов В.К., Удинцев Г.Б.</i> Происхождение центральной котловины Индийского океана	241
<i>Зыков Д.С., Балуев А.С.</i> Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа	244
<i>Карнаух В.Н.</i> Геометрия раскрытия западной части Японской котловины (Японское море)	249
<i>Лобковский Л.И.</i> Тектоника деформируемых литосферных плит – обобщение классической концепции	254
<i>Пилипенко В.Н., Верпаховская А.О., Павленкова Н.И.</i> Природа зон субдукций на примере переходной зоны континент-океан в районе Чили	259

<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С., Прокофьев В.Ю., Имамвердиев Н.А., Табатабаиманеш С.М.</i> О кайнозойских тектономагматических и металлогенических процессах востока Ирана: общая зональность, особенности, проблемы	264
<i>Семендугев М.М.</i> Некоторые особенности плитотектонической модели развития Черноморско-Кубанского региона в мезозое с учетом геофизических данных	266
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Былинская М.Е., Головина Л.А.</i> Происхождение и эволюция линейных цепей подводных гор Бразильской котловины, Южная Атлантика	269
<i>Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В.</i> Тектоническая и магматическая эволюция Индийского океана	274
<i>Филатова Н.И.</i> Соотношение межконтинентального и периконтинентального орогенных поясов Арктическо-Азиатского региона в мезозое	277
<i>Цуканов Н.В.</i> Ветловский террейн Восточной Камчатки: строение и геодинамическая природа	282
<i>Черных А.А., Крылов А.А.</i> К вопросу об эволюции котловины Амундсена и хребта Ломоносова в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302)	286
<i>Чернышева Е.А., Кузьмин М.И., Харин Г.С., Медведев А.Я.</i> Вариации состава спрединговых базальтов трога Кинг; возможные причины	291
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шерemet О.Г., Кононов М.В.</i> Геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления и внутренних структур Берингова моря	294
<i>Шарков Е.В.</i> Внутренний океанический комплекс Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет, 5-7°с.ш.: значение для понимания процессов в осевых зонах медленно-спрединговых хребтов	299
Алфавитный указатель	302

CONTENTS

Sea floor geophysics and geomorphology

<i>Amantov A.V., Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V.</i> Morphology and geological structure of submarine terraces of the Eastern Gulf of Finland and modeling of its formation and development	4
<i>Amelin N., Leonchik M.I., Petrov E., Senin B.V., Khortov A.V.</i> The regional seismic investigation of deep structure and geodynamics of the Black Sea basin	9
<i>Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Luk'yanova S.A., Solov'eva G.D.</i> About the genesis of the Curonian Spit south part	13
<i>Baranov B.V., Dozorova K.A.</i> Tectonics of Komandor and Kurile basins and spreading directions superposition	18
<i>Barenbaum A.A., Shpekin M.I.</i> Plume tectonics on the Moon and Earth: A comparative analysis	23
<i>Barkin Yu.V.</i> 1997-1998 synchronous steps in activity of natural planetary processes and their unity mechanism	28
<i>Barkin Yu.V.</i> Disruptions and jumps in the relative position of the core and the mantle and the most disastrous dangerous for humanity	33
<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Appearance of gas hydrate and mud volcanism in area of Bussol strait (Kuril island Arc)	38
<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Geomorphology of Kruzenshtern strait zone (Kuril island Arc)	43
<i>Borisov D.G., Marinova Y.G.</i> Seismic facies of contourites from the continental rise of the north-eastern Argentine Basin	47
<i>Brusilovskiy U.V., Ivanenko A.N., Zhukovin A.U., Tsovbun N.M.</i> Geomagnetic studies of the Kuril-Kamchatka Island arc, cruise 52 RV "Akademik M.A. Lavrentiev"	52
<i>Gavrilov A.A.</i> Basic types of central type morphostructures of the Pacific Ocean bottom	55
<i>Gavrilov A.A.</i> Fracture dislocations and geodynamic situation on the coast of the Peter the Great Bay (Sea of Japan)	60
<i>Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Filin A.M., Shishkina N.A.</i> Anomalous Magnetic Fields (on the Example of High Accuracy Marine Surveys in the Marginal and Intra Continental Seas of Russia)	65
<i>Greku R.Kh., Greku T.R.</i> Structure and tectonics/physics parameters of dense inhomogeneties along the trans-Atlantic cross-section under the ERS-1 altimetry ground-track	70

<i>Gubenkov V.V., Grigorieva J.V.</i> Erosive forms of dissolution and caving on nannofossil limestones of Klarion-Klipperton zone	75
<i>Dubinin E.P., Teterin D.E., Grokholsky A.L., Kokhan A.V., Kurbatova E.S.</i> Relief and gravity field of central part of Scotia Sea	80
<i>Dunaev N.N.</i> The neotectonics factor of the seas shores development	85
<i>Zheleznov A.M.</i> Problems of geomorphology of oceanic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge	89
<i>Zavyalov I.N.</i> Features of spreading of gravitational mud flow in the presence of active mass transfer from bottom sediments	93
<i>Ivanenko A.N., Shishlyaev V.V.</i> New approach for localization the sources of potential fields	98
<i>Ilyin A.V.</i> The bases of the sea floor geoacoustic modelling	100
<i>Ilyin A.V.</i> Genetic interrelation of the sea floor symmetry and oceanic earth crust morphosnruecture	104
<i>Ionov V.J.</i> Triggering mechanisms of submarine landslides on the Caucasian shelf of the Black Sea	108
<i>Lomtev V.L.</i> To the structure of conic seamounts and hills of NW Pacific plate	113
<i>Kogan L.I., Neprochnov Yu.P., Ganja O.Yu., Khortov A.V.</i> Wide angle reflection/refraction profiling in the Eastern Mediterranean	118
<i>Kokhan A.V., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Spreading kinematics and segmentation of ultra-slow spreading ridges	123
<i>Kuzin I.P., Levchenko D.G., Flenov A.B., Fang M.-C., Wang C.-C., Yang R.-Y., Chang Y., Chen H.-Hs.</i> Features of a geological structure and seismicity of area of preparation of destructive earthquake Chi-Chi of 1999, Taiwan	128
<i>Leonova T.D., Belous O.V.</i> The main stages of the development of a bottom relief of the western part of the Okhotsk Sea	134
<i>Mironyuk S.G., Ivanova A.M., Skvortsov S.V.</i> Geohazards on the northeast shelf of Sakhalin Island (area Kirinskoye field facility development)	139
<i>Myslivets V.I., Korotaev V.N., Zverev A.S., Fedin M.V., Fedin M.M.</i> The relief of the shelf in the Sevastopol region	144
<i>Pavlenkova N.I.</i> Deep structure of the continents and oceans and the nature of their formation	149
<i>Palshin N.A., Ivanenko A.N., Brulilovsky Yu.V.</i> Relationship between anomalous magnetic field, seismicity and conductivity	

structure of the lithosphere of the subduction zone (Tohoky and Kuril Island Arcs)	154
<i>Poluektov R.B.</i> Morpholithogenesis of the Azov Sea bottom	159
<i>Red'kin A.A.</i> Features internal fault structure and recently geodynamics of Kultuk depression of Southern Baikal	164
<i>Rodnikov A.G., Zabarovskaya L.P., Rashidov V.A., Sergeyeva N.A.</i> South China Sea Region Geotraverse	169
<i>Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Fedorova N.K., Nikitin M.A.</i> New data about geology and geomorphology of the Kandalaksha Bay on materials of high-frequency seismoacoustic profiling and geological sampling	174
<i>Savin V.A., Kaminsky V.D., Piskarev A.L.</i> 3D density model of the Earth's crust east of the East Siberian Sea in the area geotranssect 5-AR	178
<i>Sborshchikov I.M., Ivanenko A.N., Levchenko O.V., Marinova Yu.G.</i> Tectonic structure of the Ninetyeast Ridge and the problem of its genesis	183
<i>Sedysheva T.E., Melnikov M.E.</i> Various morphologic parameters of different groups of guyots of the Pacific Ocean	186
<i>Sergeev A.Yu.</i> Features of the distribution and lithodynamic processes of bottom sediments of submarine coastal slope of Curonian Spit	191
<i>Solovyov V.D., Korchagin I.N., Levashov S.P.</i> The Shekleton Fracture Zone (Drake Passage) deep structure by geophysical data	195
<i>Terekhov E.P., Mozherovsky A.V.</i> About age of the Kuril-Kamchatka Trench	200
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Hypabyssal intrusions of mafic Knipovich Ridge: their reflection in the relief, the anomalous magnetic field, and communication with the tectonics	202
<i>Kholmyansky M.A., Pavlov S.P., Ivanov G.I.</i> Electrochemical method of prospecting of marine oil and gas deposits	207
<i>Chernikov A.G., Libina N.V.</i> Building 3-D models of the internal structure of the seabed by Markov gipsotomografii	213
<i>Chesalova E.I., Asavin A.M., Zhuleva E.V., Melnikov M.E., Rashidov V.A.</i> Geographic Information System (GIS) «Magellan Seamounts of Pacific Ocean»	219
<i>Yampolskiy K.P., Sokolov S.Yu.</i> Features of Buge anomalies and sedimentary cover in northern part of the Knipovich ridge	224

L.P. Zonenshain Memorial Symposium “Lithosphere plate tectonics”

<i>Astafiev D.A.</i> Probable transformation of lithosphere plate tectonics into core-mantle sector geodynamics	230
<i>Barkin Yu.V.</i> The mechanism of the active life of the Earth and other celestial bodies: applications in geosciences and planet sciences	236
<i>Bojko A.N., Illarionov V.K., Udintsev G.B.</i> The origin of the central basin of the Indian Ocean	241
<i>Zykov D.S., Baluev A.S.</i> The Neotectonic development of the structures of the Barents-Kara shelf	244
<i>Karnaukh V.N.</i> Opening geometry of the western Japan Basin (Japan Sea)	249
<i>Lobkovsky L.I.</i> Tectonics of deformed lithosphere plates – generalization of classic conception	254
<i>Pilipenko V.N., Verpakhovskaja A.O., Pavlenkova N.I.</i> The subduction zone nature in the Chile transition zone continent-ocean	259
<i>Romanko A.E., Savichev A.T., Stepanov S.S., Prokofiev V.Y., Imamverdiyev N.A., Tabatabaimanesh S.M.</i> On Cenozoic tectonic-magmatic and metallogenic processes in eastern Iran: general zonality, peculiarities, and some problems	264
<i>Semenduev M.M.</i> Some features of plate tectonics model of development of the Black Sea – Kuban region in the Mesozoic into account the geophysical data	266
<i>Skolotnev S.G., Peyve A.A., Bylinskaya M.E., Golovina L.A.</i> Origin and evolution of the linear seamount’s chain of the Brazil basin, South Atlantic	269
<i>Sushchevskaya N.M., Belyatsky B.V.</i> Tectonic and magmatic evolution of the Indian Ocean	274
<i>Filatova N.I.</i> Relationships between intracontinental and periocenic orogenic belts of the Arctic-Asia region in Mesozoic	277
<i>Tsukanov N.V.</i> Vetlovka terrane of Eastern Kamchatka: Structure and Geodynamic nature	282
<i>Chernykh A.A., Krylov A.A.</i> Towards the evolution of the Amundsen Basin and the Lomonosov Ridge from analysis of geophysical data and results of ACEX (IODP-302)	286

<i>Chernysheva E.A., Kuzmin M.I., Kharin G.S., Medvedev A.Ya.</i> Variations of the King Trough spreading basalts composition; the possible causes	291
<i>Chekhovich V.D., Sukhov A.N., Scheremet O.G., Kononov M.V.</i> Geodynamic of outer framing and internals structures of the Bering Sea	294
<i>Sharkov E.V.</i> Sierra Leone oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge, 5-7°N: Importance for understanding of processes in axes of slow-spreading ridges	299

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том V

Подписано к печати 30.09.2011.

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1,80 г/м²

Гарнитура Таймс. Печать офсетная.

Уч.-изд. 20,0 л. Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.

Тел./Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК “Идел-Пресс”
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2.