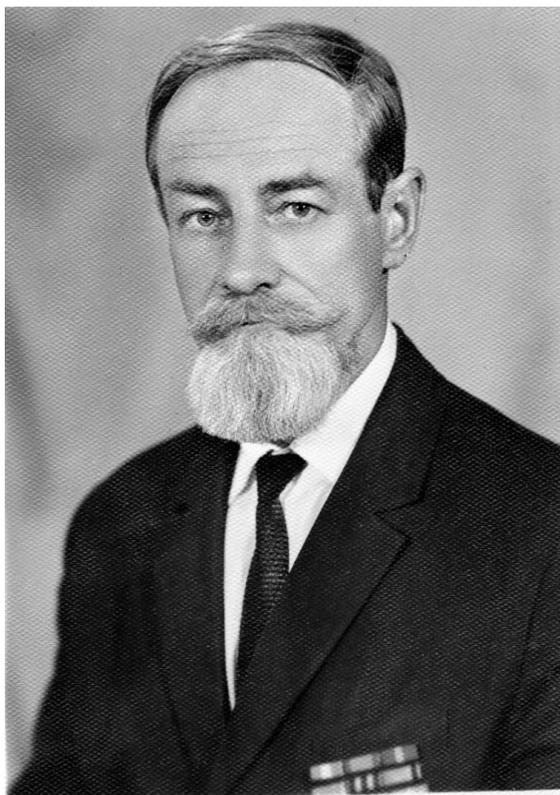


ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА ДВО РАН

ПРИМОРСКОЕ КРАЕВОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВОО «РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО» – ОБЩЕСТВО
ИЗУЧЕНИЯ АМУРСКОГО КРАЯ

ГЕОЛОГИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ И ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

Материалы региональной научной конференции,
посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева



И.И. БЕРСЕНЕВ
(1916-1993 гг.)

Владивосток
2016

УДК 551.1 (265.5)

Геология дальневосточных морей России и их обрамления: материалы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева. 16 сентября 2016 г., Владивосток, Россия. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. – 96 с.

Представлены материалы докладов региональной научной конференции «Геология дальневосточных морей России и их обрамления», посвященной 100-летию доктора геолого-минералогических наук И.И. Берсенева, внесшего огромный вклад в развитие геологии Приморья и окраинных дальневосточных морей России. Дана краткая биография И.И. Берсенева, приведены обсуждения достижений и проблем, новые направления геологии окраинных морей зоны перехода континент-океан. Сборник материалов рассчитан на широкий круг специалистов в области общей и региональной геологии, геологии морей и океанов, студентов и аспирантов.

Geology of the Far Eastern seas of Russia and their surroundings: Proceedings of the regional scientific conference devoted to 100-anniversary from birthday of I.I. Bersenev, September 16, 2016, Vladivostok, Russia. – Vladivostok: POI FEB RAS, 2016. – 96 p.

The volume includes the reports of the regional scientific conference "Geology of the Far Eastern seas of Russia and their surroundings", dedicated to the 100th anniversary of Doctor of geological-mineralogical Sciences I.I. Bersenev, who made a huge contribution to the development of Geology of the Primorye and the Far Eastern marginal seas of Russia. There are a brief biography of I.I. Bersenev, discussion about achievements, challenges and new trends of the geology of marginal seas of continent-ocean transition zone. The collection is intended for a wide range of experts in the field of general and regional geology, geology of seas and oceans, undergraduate and graduate students.

Утверждена к печати Ученым советом ФГБУН ТОИ ДВО РАН

Материалы конференции публикуются в авторской редакции

Составители:
М.С. Обрезкова
И.А. Прушковская

ISBN 978-5-7442-1579-8

© ТОИ ДВО РАН, 2016

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Сопредседатели оргкомитета

научный руководитель ТОИ ДВО РАН
академик *Виктор Анатольевич Акуличев*

член-корреспондент Российской Академии наук
Владимир Георгиевич Сахно

Заместители председателей

д.г.-м.н. *Евгений Петрович Леликов*
д.г.-м.н. *Руслан Григорьевич Кулинич*
д.г.-м.н. *Валентина Саввична Маркевич*
к.г.-м.н. *Юрий Игоревич Берсенеv*

Секретарь оргкомитета

Ирина Александровна Прушковская

Члены оргкомитета

д.г.-м.н. *Ира Борисовна Цой*
к.г.-м.н. *Мария Сергеевна Обрезкова*

POI FEB RAS



ТОИ ДВО РАН



БИОГРАФИЯ ИГОРЯ ИПОЛИТОВИЧА БЕРСЕНЕВА

Biography of Igor Ippolitovich Bersenev



И.И. Берсенов (1916-1993 гг.)

I.I. Bersenev (1916-1993) whose centenary we celebrate this year, was a remarkable man who lived a difficult but brilliant and fruitful life. When he graduated in 1943, the war began with the Nazis and he went to the front. He participated in the war against the Japanese in Manchuria in the geological unit. More than 20 years I.I. Bersenev has devoted a comprehensive geological study of the Primorye and adjacent territories. With his active participation or assistance in the Primorsky Krai was discovered several large mineral deposits. I.I. Bersenev is the author and editor of a fundamental work "Geology of the USSR. Primorsky Krai" (1969), which is still relevant. The last 25 years of his life was dedicated to the study of the topography and Geology of the bottom of the marginal seas of the Northwest Pacific. Numerous sea expeditions organized by I.I. Bersenev, had received huge amounts of geological data, which became the basis for the first geological map of the Sea of Japan bottom and two monographs. He developed the hypothesis of a rift origin of the Sea of Japan, which was confirmed in subsequent studies and is now generally accepted. I.I. Bersenev was attentive and caring witness and direct participant of many historic and dramatic events of the twentieth century. Here is given the brief biography of I.I. Bersenev

И.И. Берсенов родился 15 сентября 1916 г. в деревне Боровляны Витебского уезда Витебской губернии.

Его отец – Берсенов Ипполит Константинович, родился в 1883 г. в г. Ташкент. Офицер, дворянин, участник русско-японской и первой мировой войн. Полный георгиевский кавалер. В гражданскую войну воевал на стороне «красных», затем до 1932 г. служил в Красной армии. Награжден именованным оружием (шашка с золотым эфесом). Последнее место работы – библиотекарь Музея революции СССР. В 1937 г.

репрессирован и 10.12.1937 г. расстрелян в Москве на Бутовском полигоне. Реабилитирован в 1956 г.

Мать – Берсенева Анна Ивановна, родилась в 1885 г. в г. Иркутск в семье главного инспектора Восточной Сибири в области образования. Была высоко эрудированной: закончила Высшие женские курсы в Петербурге, знала несколько языков. Во время первой мировой войны была на фронте сестрой милосердия. До 1950 г. работала библиотекарем в библиотеке им. В.И. Ленина (г. Москва). Умерла в 1970 г.

И.И. Берсенева до 1928 г. проживала в деревне, где в годы Военного коммунизма жили впроголодь. В 1928 г. семья переехала в г. Москву в связи с назначением его отца на работу в Главное артиллерийское управление РККА. Здесь И.И. Берсенева пошел в школу (сразу в третий класс). В 1930 г. семья переехала в Абхазию, а в 1933 г. в Казахстан. В 1935 г. окончил курсы коллекторов, а 1936 г. – среднюю школу в г. Алма-Ата. В летний период 1935 и 1936 гг. работал в геологических партиях на Северном Тянь-Шане. При этом нашел первые в этом регионе наскальные рисунки (петроглифы) древних жителей этих мест, о чем была опубликована статья в газете. В 1936 г. поступил в Московский геолого-разведочный институт им. Орджоникидзе (МГРИ). В летнее время работал в геологических организациях коллектором, старшим коллектором и помощником начальника партии в Крыму, Забайкалье и на Кавказе. Особенно знаменательна его работа в Забайкалье (Читинская область), где в условиях безлюдной таежной местности при отсутствии топографических карт он с мая по ноябрь в сопровождении трех рабочих проводил геологическое картирование М 1:1000 000 на площади около 10 000 км². Окончание института совпало с началом Великой Отечественной войны.

Сразу после защиты диплома был направлен на работу в Главгидрострой НКВД СССР, где работал геологом 1-го Стройуправления Особого строительства НКВД на сооружении оборонительных объектов в Смоленской области. Вскоре Стройуправление было расформировано и 31 июля 1941 г. он добровольно вступил в Красную Армию. Как имеющий высшее образование, с августа 1941 г. по апрель 1942 г. обучался в школе младших командиров и Ленинградском Краснознаменном военно-инженерном училище, по окончании которых получил звание лейтенанта. В мае 1942 г. был направлен во вторую истребительную бригаду, вступившую в бой в июне 1942 г. на Юго-Западном фронте. С этого времени и до конца войны И.И. Берсенева был на фронте. В этой бригаде занимал должности командира взвода разведки, начальника штаба и командира Отдельного противотанкового батальона. В период с начала июля по конец декабря 1942 г. руководил обороной крупного железнодорожного узла Воронежской области – г. Лиски, не допустив его захват противником. Впоследствии благодарные жители города Лиски сделали И.И. Берсенева своим почетным гражданином.

В феврале 1943 г. получил осколочное ранение в руку (огромный шрам от вырванной части мышцы был виден до конца его жизни). В июле 1943 г. контужен от близкого разрыва авиабомбы. В августе 1943 г. назначен заместителем командира 540 Армейского инженерного батальона 6 гвардейской армии. С марта по июнь 1944 г. являлся помощником начальника разведки Штаба инженерных войск 2 Прибалтийского фронта, затем направлен в 9 Военно-геологический отряд 2 Прибалтийского фронта. 24 июня 1945 г. майор И.И. Берсенева был непосредственным свидетелем исторического парада Победы на Красной площади.

В июне 1945 г. И.И. Берсенева назначен начальником 19 военно-геологического отряда 2 Дальневосточного фронта, и с августа по конец декабря участвовал в боевых операциях в Маньчжурии, а также собирал требуемые военно-геологические данные театра военных действий. Весь 1946 г. работал в штабе Дальневосточного военного округа. В апреле 1946 г. И.И. Берсенева женился на Е.Ф. Кирилловой. Она в 1941 г. окончила МГРИ, во время Отечественной войны была на фронте, а во время советско-

японской войны в 1945 г. была в 19 военно-геологическом отряде, руководимом И.И. Берсеневым, награждена 5 боевыми медалями. Позже они вместе работали в Четвертом геологическом управлении и Приморском геологическом управлении. С 1975 г. – пенсионер. Ушла из жизни 10.12.1989 г.



И.И. Берснев. 1944 г.

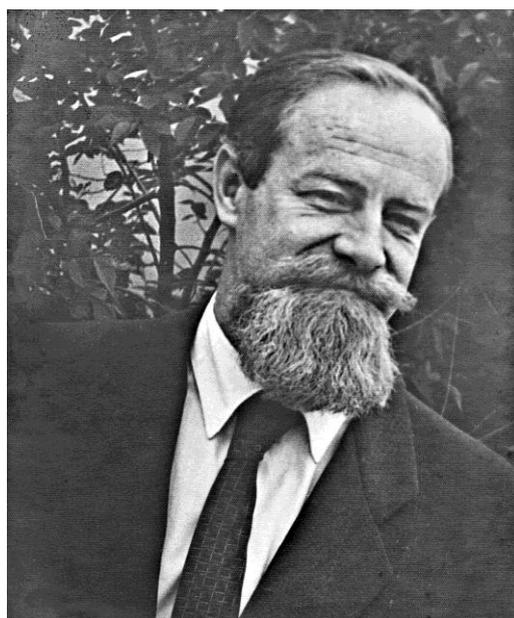
В декабре 1946 г. И.И. Берснев был уволен в запас и направлен на работу в трест "Спецгео" (позже Четвертое геологическое управление, г. Москва), где работал начальником партии, главным геологом, главным инженером экспедиции IV района. В этот период занимался геолого-съёмочными (М 1:200 000) и инженерно-геологическими работами на огромной территории от г. Владивостока до Сахалина. При этом полевые работы длились зачастую более 6 месяцев. Геолого-съёмочными работами, так или иначе связанными с работой И.И. Берсенева, охвачено около 70 % территории Приморского края.

В 1950 г. И.И. Берснев поступил в заочную аспирантуру МГРИ и в 1956 г. защитил кандидатскую диссертацию.

В 1957 г. переехал с семьей на постоянное место жительства из Москвы в г. Усурийск.

В 1959 г. И.И. Берснев Приморским крайкомом КПСС был утвержден в должности главного геолога Приморского геологического управления (ПГУ) Министерства геологии РСФСР (г. Владивосток). В этой должности он проработал 9 лет. На этот период приходится расцвет активного изучения геологии Приморского края. По инициативе И.И. Берсенева все геолого-съёмочные работы на территории края были сосредоточены в одной Южно-Приморской экспедиции, что позволило ускорить производство работ и существенно повысить их качество. Охват широких площадей геологической съёмкой, которая сопровождалась поисковыми работами, приводил к открытию проявлений и месторождений полезных ископаемых. За этот период при его активном участии или содействии в Приморском крае были открыты и разведаны такие крупные промышленные месторождения как Николаевское (полиметаллы), Вознесенские (плавиковый шпат), Восток-2 (вольфрам) и более мелкие – Юбилейное, Нижнее, Гусевское и другие.

Благодаря усилиям И.И. Берсенева в Приморском крае существенно усилилась лабораторно-аналитическая база, что позволило на месте устанавливать возраст отложений и делать необходимые анализы пород. Будучи главным геологом И.И. Берсенов, ежегодно выезжал в тайгу и контролировал геолого-съёмочные и поисково-разведочные партии, участвовал в приёмах полевых материалов и проверял качество полевых работ непосредственно на местах. Во время таких поездок, в которых участвовали геологи из соседних геологических управлений и головных научно-исследовательских институтов страны, происходил обмен мнениями и близкое общение между специалистами различного профиля, что повышало квалификацию геологов. В зимнее время И.И. Берсенов вёл заседания Научно-технического совета при защите геологических отчётов и постоянно находился в курсе всех сколько-нибудь заметных геологических проблем в Приморском крае. В итоге под руководством, соавторством и редакцией И.И. Берсенева был подготовлен и издан фундаментальный (628 с.) XXXII том монументального издания «Геология СССР» (1969) и составлена геологическая карта Приморского края (М 1:1000 000). Эти крупные основополагающие работы не утратили своего значения и по настоящее время. Весь этот период работать приходилось очень много – по несколько раз в год летать в Москву (это перелеты с посадками и пересадками в Сибири), в течение всего года выезжать в партии – зимой в круглогодичные разведочные, летом помимо этого в геолого-съёмочные. Кроме того, редактировать листы геологической карты М 1:200 000, учить геологов и т.д. Работал практически без отпуска, накопилось переутомление.



И.И. Берсенов. Главный геолог Приморского геологического управления Министерства геологии РСФСР. 1962 г.

Характер первооткрывателя, жажда новых знаний, влекли к коренному повороту деятельности, а разработанная им гипотеза происхождения Японского моря требовала подтверждения фактическими данными. С апреля 1968 г. И.И. Берсенов начал заниматься чисто научными исследованиями – работал старшим научным сотрудником, затем заведующим лабораторией Геологических формаций Тихоокеанского отделения института океанологии АН СССР (затем Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР, позднее – ДВО РАН). Здесь он с присущей ему энергией и энтузиазмом занялся изучением геологического строения окраинных морей Тихого

океана, дно которых в геологическом отношении в то время было белым пятном. При этом им была разработана оригинальная методика детальных подводных геологических исследований. Она заключалась в отборе проб на отдельных полигонах. Изначально на полигонах, приуроченных к положительным структурам морского дна, устанавливались заякоренные буи и при помощи эхолотной съемки галсами составлялась детальная карта рельефа дна. Пробы отбирались поинтервально – от подножия склона до его верхней бровки с привязкой к заякоренным буям.

И.И. Берсенеv лично в период с 1969 по 1981 гг. организовал и возглавил 12 рейсов на научно-исследовательских судах. Им изучалось геологическое строение дна Охотского, Филиппинского, Южно-Китайского морей. Наибольшее внимание было уделено изучению Японского моря: разработаны схемы стратиграфии и магматизма, восстановлены геологические процессы, формирующие земную кору в пределах перехода от континента к океану, выполнены палеогеографические реконструкции. В итоге была составлена первая Геологическая карта Японского моря и издана монография «Геология дна Японского моря», а также открыты многочисленные проявления высококачественных фосфоритов на его дне. Карта демонстрировалась на XIV Тихоокеанском конгрессе в Хабаровске в 1979 году и на 24 Международном геологическом конгрессе в Москве в 1984 году и в обоих случаях вызвала большой интерес.



И.И. Берсенеv. 30-й рейс НИС «Первенец», 1978 г.

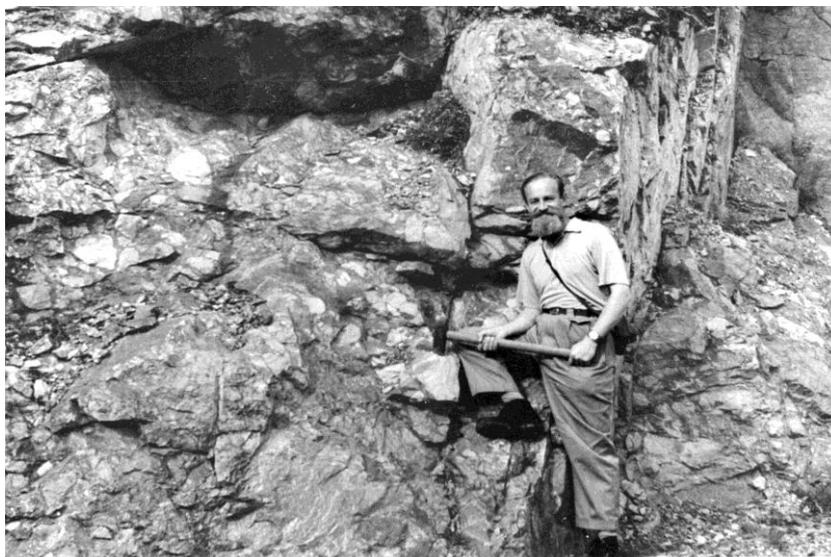
И.И. Берсенеv много труда вложил в подготовку совместной российско-японской монографии по геологии и геофизике Японского моря, вышедшей в Токио (Япония) в 1996 г., к сожалению, уже после его смерти.

В рейсах не только изучались геология и морфология новых подводных структур, но по заданию Гидрографической службы ТОФ, проверялись возвышенности с сомнительным положением на морских картах, т.е. уточнялся рельеф морского дна. За эту работу Игорь Ипполитович был удостоен благодарственной грамоты Министерства обороны.

В 1983 г., в связи с ухудшением здоровья жены, перешел на должность старшего научного сотрудника ТОИ ДВО РАН.

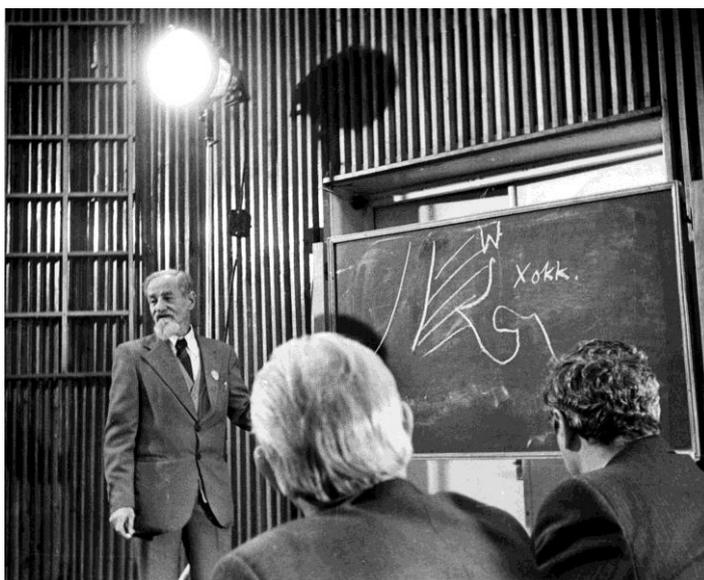
По инициативе И.И. Берсенева в 1966 г. был воссоздан геолого-разведочный факультет Дальневосточного политехнического института, а в 1973-1976 годах он читал на нем курс геотектоники.

И.И. Берсенов был участником трех международных геологических конгрессов (в Дании и Норвегии, 1960 г.; Индии, 1964 г. и Москве, 1984 г.).



И.И. Берсенов на геологической экскурсии в Норвегии во время Международного Геологического конгресса в г. Копенгагене (1960 г.)

В 1971 г. И.И. Берсенов защитил докторскую диссертацию. Им опубликовано более 100 научных работ; при этом некоторые из них были изданы в зарубежных журналах и монографиях. Будучи глубоко интеллигентным человеком, он, однажды получив отказ в опубликовании своей монографии (материалов докторской диссертации), больше не делал таких попыток. Одновременно он скрупулезно следил за включением всех участников работ в состав соавторов публикаций. В связи с этим, работы И.И. Берсенева изданы в основном в виде статей с большим количеством авторов.



И.И. Берсенов. Советско-японский симпозиум, г. Хабаровск (1985 г.)

За боевые и трудовые заслуги награжден четырьмя орденами и десятью медалями.

Заслуги И.И. Берсенева в изучении Японского моря увековечены Постановлением Правительства Российской Федерации от 3 ноября 2011 года № 908 «О присвоении наименований географическим объектам в Японском море»: одна из подводных возвышенностей у берегов юго-восточного Приморья названа «Хребет Берсенева».

И.И. Берсенев в одном лице представлял «сильного» геолога-практика и ученого. Вообще, он был интересный человек – темпераментный и эмоциональный, веселый и легкий в общении. Вместе с тем, бывал иногда весьма резок и требователен. Но эти качества скрашивались его общей интеллигентностью и чувством юмора. Он всегда куда-то спешил, любую проблему сразу «брал за рога» и быстро принимал по ней решение, на одном месте долго не задерживался. Он был человеком неутомимой энергии, жизнелюбия, огромной работоспособности, принципиальности, таланта и поистине военной дисциплины. Вокруг него постоянно возникали творческие геологические коллективы. Бок о бок с ним работали аспиранты и молодые специалисты, которым он передавал свой опыт и знания. Научной работой он занимался до последних дней своей жизни. В его квартире можно было видеть многочисленную научную геологическую литературу, повсюду были развешаны геологические, палеотектонические и палеогеографические карты и схемы Тихоокеанского региона, которые он очень тщательно сам и вычерчивал. Необходимо заметить, что он хорошо рисовал, в процессе полевых исследований делал высокопрофессиональные зарисовки рельефа, коренных обнажений и т.п. И.И. Берсенев был хорошим оратором: выступая на многочисленных совещаниях и конференциях никогда не читал текст, а убедительно говорил жестикулируя и всячески иллюстрируя выступления графикой. Он обладал редкой интуицией, основанной на глубоком анализе всех факторов. Благодаря его прозорливости и настойчивости, была изучена геология всего Японского моря до раздела его на экономические зоны, введение которых уже не позволяет заниматься изучением дна в акваториях Японии и Южной Кореи. Отличался высокой принципиальностью и требовательностью, был истинно русским интеллигентом с высокой культурой и широкой эрудицией. Игорь Ипполитович относился с уважением к чужим мнениям, даже, если не разделял их. Несмотря на постоянную загруженность работой, он всегда находил время для друзей. Поддерживал тесную связь с однокурсниками, друзьями по совместной работе в тайге, родственниками. Был очень гостеприимным – до болезни жены на праздники у него собирались большие застолья с душевными разговорами и песнями, а в будние дни к нему домой шли за консультациями и коллеги и даже студенты.

И.И. Берсенев был постоянно в работе, считая, что отдых – есть смена рода деятельности. Одним из таких видов «отдыха» было столярное дело. В его кабинете стоял огромный от стены до стены трёхсекционный полированный застекленный книжный шкаф, сделанный им своими руками простыми инструментами. В последние годы он в свободное время занимался написанием своих мемуаров – книги «Воспоминания и размышления», оставшейся не завершенной. Завершил работу над мемуарами его сын Ю.И. Берсенев, который использовал для этого дневниковые записи И.И. Берсенева. Книга была опубликована в 2015 г. и была посвящена 70-летию Победы в Великой Отечественной войне.

Ушел из жизни И.И. Берсенев 30.12.1993 г. в г. Владивостоке, похоронен на Морском кладбище.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ВОЗВЫШЕННОСТИ ПЕРВЕНЦА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Н.В. Астахова, Е.А. Лопатников, Е.И. Ярошук

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, n_astakhova@poi.dvo.ru

HYDROTHERMAL ORE FORMATION FEATURES ON THE PERVENETS RISE (SEA OF JAPAN)

N.V. Astakhova, E.A. Lopatnikov, E.I. Yaroshchuk

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

The data on the structure, chemical composition and content of trace elements in iron and siliceous crusts from submarine volcanos of Pervenets Rise of the Sea of Japan are presented. These crusts have the hydrothermal-sedimentary origin and were formed in several stages. The layer green Fe-smectites of nontronite-seladonit series were the first. Over time, the composition of the hydrothermal solutions penetrating to sediments is changed. As a result, there were crushing of clay layer and pieces cementation by amorphous silica or Fe-hydroxides with the formation of ironmanganese and siliceous ore crusts. These two types of mineralization have a local distribution.

Возвышенность Первенца расположена в Центральной (Японской) котловине Японского моря, рядом с материковым склоном Южного Приморья и является фрагментом Азиатского континента [1]. Она представляет собой несколько сближенных вулканических построек, сложенных базальтами плиоцен-четвертичного возраста. Геологическое изучение возвышенности началось в 70-х годах прошлого века сотрудниками ТОИ ДВО РАН на НИС «Первенец». Тогда же при драгировании впервые в Японском море были подняты железомарганцевые и кремнистые образования [2, 4]. К сожалению, каменный материал, поднятый 40 лет назад, не сохранился.

В 2011 году в 58-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в экспедиции ТОИ ДВО РАН на юго-восточном склоне возвышенности Первенца в интервале 1800-1500 м вновь было проведено драгирование. Среди поднятого материала совместно с базальтами и слаболитифицированными осадочными породами неогенового возраста находились обломки железомарганцевых и кремнистых корок толщиной до 3 см.

Железомарганцевые корки подразделяются на одно- и двухслойные. Под бинокуляром видно, что однослойные корки содержат большое количество включений обломков глинистых минералов зеленовато-бурого цвета. В нижней части корки величина и количество этих обломков увеличивается. У двухслойных – нижний слой аналогичен вышеописанному, а верхний имеет почковидную структуру (рис. а). Граница между слоями отчетливая.

Кремнистые корки пористые, с кавернозной поверхностью, часто покрытой тонкой пленкой железомарганцевых гидроокислов (рис. б). Они образовались в результате цементации кремнеземом комочков зеленого глинистого вещества.

В железомарганцевых корках содержания Mn варьируют от 43.56 до 18.96%, Fe – от 2.56 до 13.85%, Si – от 3.77 до 15.19%. Максимальные содержания марганца и минимальные железа и кремния наблюдаются в верхней почковидной части корки. Следовательно, меняются и модули: Mn/Fe от 17.0 до 1.6, (Mn+Fe)/Ti от 2306 до 883 и

Al/(Al+Fe+Mn) от 0.01 до 0.02. В кремнистой корке содержание Mn составляет 0.32%, Fe – 8.88%, Si – 35.22%, Al – 0.30%, Ti – 0.01%. Модули: Mn/Fe – 0.04, (Mn+Fe)/Ti – 920 и Al/(Al+Fe+Mn) – 0.03.

Содержание микроэлементов в образцах незначительно. Сумма Ni, Co, Cu в железомарганцевых корках варьирует от 0.16 до 0.33%, в кремнистой – 0.01%.

Таким образом, принимая во внимание значения геохимических модулей (Mn+Fe)/Ti > 25 и Al/(Al+Fe+Mn) < 0.3, указывающих на содержание в осадке эксгальвативной компоненты [5, 6], железомарганцевые и кремнистые корки относятся к гидротермально-осадочным образованиям. Это подтверждается не только данными химического анализа, но и присутствием описанных ранее жерловых брекчий, «пропитанных» гидроокислами Fe и Mn и заполнение железомарганцевыми гидроокислами миндалинов в базальтах, поднятых на этой возвышенности [4]. Температура кристаллизации кремнистых корок, определенная изотопно-кислородным методом, находится в пределах 42-58°C [3].



а б
Рисунок. Железомарганцевая (а) и кремнистая (б) корки возвышенности Первенца.

Микрозондовое изучение образцов позволило выявить этапность выделения гидротермальных отложений на возвышенности Первенца.

В обоих случаях первичным было отложение зеленых глинистых минералов железокремнистого состава, содержащих включения зерен пирита и гидроокислов железа. Данные микрозондового анализа показали, что по химическому составу они аналогичны нонтронит-селадонитовым глинам, описанным ранее М.И. Липкиной [3]. Судя по данным химического состава (алюминиевый модуль < 0.3 и содержание Fe > 10%), эти высокожелезистые силикаты также относятся к гидротермально-осадочным металлоносным отложениям.

Кремнистая и марганцевая минерализация является наложенной на железокремнистую. В обоих случаях видно, как бесформенные кусочки глинистого вещества железокремнистого состава цементируются железомарганцевыми гидроокислами или кремнеземом. Это указывает на диффузное поступление гидротермальных растворов в осадок и растекание их в осадочной толще. Причем выходы гидротерм разного состава разделены во времени и, вероятно, в пространстве. В последнюю стадию образовалась глобулярная корка гидроокислов марганца. Ее формирование происходило, вероятнее всего, из высокоминерализованных газогидротермальных растворов, поступающих на поверхность дна. На это указывает большее количество центров кристаллизации шаровидных скоплений коллоидной структуры, включение зерен интерметаллических соединений в марганцевую матрицу и обогащение отдельных участков фтором.

По химическому составу от железомарганцевого цемента почковидные корки отличаются аномально низким содержанием железа и отсутствием примеси SiO_2 . Часть растворенного марганца в составе плюмовой взвеси может переноситься на большие расстояния и, постепенно окисляясь, образует твердые гидроксиды марганца. Вероятно, с выпадением этих гидроксидов связано образование тонкой рудной корочки и выполнение мелких пор в кремнистых корках. Это завершающая стадия рудообразования на возвышенности Первенца.

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

2. Липкина М.И. Глауконит подводных вулканов Японского моря // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 98-108.

3. Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И. и др. Высокожелезистые диактаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Известия АН СССР, серия геологическая. 1987. № 10. С. 92-111.

4. Пушин И.К., Аннин В.К., Берсенев Ю.И. и др. Новые данные о геологическом строении дна северо-западной части Японского моря (по материалам 21-го рейса НИС «Первенец») // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3-13.

5. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 289 с.

6. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148-243.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИОЦЕНОВЫМ РАДИОЛЯРИЯМ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОЕ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Л.Н. Василенко

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

NEW DATA ON MIOCENE RADIOLARIANS FROM DEPOSITS OF THE UNDERWATER NORTH YAMATO RIDGE (SEA OF JAPAN)

L.N. Vasilenko

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

In the sediments of the North Yamato Ridge were obtained two radiolarians associations of the different ages: *Pentactinosphaera hokurikuensis* (the latest Early Miocene end) and *Lychnocanium nipponicum* (Middle-Late Miocene). It was revealed that the deposition of the marine sediments in the study area was established in the late early Miocene (≈ 19.0 - 16.0 Ma). These sedimentary deposits were formed in a marine and warm, close to the mid-latitude, water mass.

Возвышенность Ямато является самой крупной подводной возвышенностью, занимающей центральное положение в наиболее глубокой части Японского моря. Она состоит из трёх подводных хребтов: Северное Ямато, Южное Ямато и Такуе. Радиоларии из отложений хребта Северное Ямато изучались в работах [1, 5, 7, 11 и др.], в которых были установлены комплексы зон конца раннего миоцена-плейстоцена (рис. 1). Наиболее древний комплекс с *Cyrtocapsella tetrapera* (конец раннего-начало среднего миоцена) был определён в кремнистых аргиллитах глубоководного разреза ODP 128-799В (глуб. воды 2071.7 м) [7]. Глубоководное бурение, проведённое позднее IODP 346-U1425 (глуб. воды 1909 м) [11], не достигло этого уровня.

Цель работы – получение дополнительной информации о возрасте осадочного чехла хребта Северное Ямато по данным радиолариального анализа.

Радиоларии изучались в шлифах, изготовленных из 4-х образцов драгирования, поднятых в 34 и 37 рейсах НИС «Первенец» (1980-1981 гг.) в интервале глубин 1900-1800 м. и до настоящего времени не изученных. Литологический состав представлен туфом и диатомитом. Количественный анализ проводился по методике [3].

В результате изучения радиоларий из отложений подводного хребта Северное Ямато были установлены 2 разновозрастных комплекса:

Конец раннего миоцена. Ассоциация с *Pentactinosphaera hokurikuensis* (обр. 2149-2 – туф) соответствует одноимённым слоям, выделенным Д.И. Витухиным [2] в верхней части пестроцветной свиты о-ва Карагинский (Восточная Камчатка). Комплекс радиоларий этого слоя отнесён к «переходному» экологическому типу, сформированному в более мористой обстановке по сравнению с «неритическим» (шельфовым). В таксономическом составе ассоциации доминируют представители типа *Spumellaria*, главным образом, отряда *Haliommatata*, на которые приходится 77.8%. Содержание видов рода *Pentactinosphaera* – 44.5%, из них вид-индекс занимает 17.8%. Кроме вида-индекса, из *Spumellaria* встречены: *Thecosphaera* aff. *miocenica* Nakaseko – 8.9%, *Thecosphaera* sp. – 24.4%, *Lithelius alveolina* Haeckel – 2.2%, *Spirotunica spiralis* (Haeckel) – 4.4%, *Spirema* sp. – 6.7%, *Spongodiscus* sp. – 2.2% и др. Из типа *Nassellaria* встречен один экземпляр *Cyrtocapsa tetrapera* Haeckel (рис. 2).

Абс. д., млн. лет	Отдел	Подотд.	Зоны и комплексы радиолярий					
			[Бараш и др., 1987, 2003]	[Ling, 1992]	[Цой, Шастина, 1999]	[Tada et al., 2015]	наст. работа	
5.1	Мiocен	Верхний	Theocorys redondoensis	Thecosphaera japonica		Axoprnum aquilonium		
6.5						Lithelius barbatus		
7.1						Lychnocanium parallelipes		
7.4						Lipmanella redondoensis		
9.0					Lychnocanoma nipponica		Lychnocanoma magnacornuta	Lychnocanium nipponicum
11.6								
12.7								
13.8			Средний	Eucyrtidium inflatum			Eucyrtidium inflatum	
15.0								
15.97			Ниж.		Cyrtocapsella tetrapera			
19.0						Pentactinosphaera hokurikuensis		

Рис. 1. Зоны и комплексы радиолярий, из отложений хребта Северное Ямато.

Возраст. Развитие вида *Pentactinosphaera hokurikuensis* (Nakaseko) в морских отложениях Японии фиксируется в комплексе зон *Melittosphaera magnarogulosa* (ранний-средний миоцен) и *Calocyclella costata* (верхняя часть раннего миоцена) [2]. В рассматриваемой ассоциации радиолярий, виды-индексы приведенных зон обнаружены не были. Д.И. Витухиным [2] отмечено соответствие комплекса с *Pentactinosphaera hokurikuensis* диатомовой зоне *Crucidentricula kanayae* (16.8-16.4 млн. лет). Следует отметить, что в таксономическом составе обсуждаемой ассоциации Берингоморского и Япономорского регионов отмечаются некоторые различия, в связи с чем её прослеживание в Японском море, возможно, главным образом, по доминированию вида-индекса. Таксономический состав ассоциации с *Pentactinosphaera hokurikuensis* близок к комплексу зоны *Cyrtocapsella tetrapera*, установленной в этом районе ранее (скв. 799В, интервал глубин 904.2-740.5 м) [7]. В кремнистых аргиллитах из нижней части этой зоны (128-799В-48R-СС, глуб. 904.2 м) отмечается присутствие сферических радиолярий, близких к роду *Thecosphaera*. Вероятно, ассоциация с *Pentactinosphaera hokurikuensis* относится к этому слою, возраст которого, определён концом раннего миоцена. Подтверждением раннемиоценового возраста ассоциации являются даты абсолютного возраста (19.0-17.5 млн. лет), установленные для вида *Pentactinosphaera hokurikuensis* (Nakaseko) в отложениях подводного каньона Кусиро (островной склон о-ва Хоккайдо) [8]. В Японском море исчезновение вида-индекса приурочено к уровню 15.0 млн. лет (плато Уллын, скв. U1430) [11]. Наибольшее сходство таксономического состава обсуждаемой ассоциации наблюдается с зоной *Cenosphaera coronataformis* (19.5-16.4 млн. лет, хроны 5D-6A) [10] из нижнемиоценовых отложений гайота Детройт (скв. 884В). Кроме этого, вид-индекс был единично зафиксирован в базальных слоях глубоководного разреза 434В (кern 32-1) (островной склон о-ва Хонсю) [4], слои с *Cyrtocapsa subsonica* – 19.0/18.0 млн. лет. В вышерасположенных слоях этого же разреза (кernы 20-1 и 19-2) (слои с *Cyrtocapsa compacta* – 16.0 млн. лет), также встречаются общие таксоны, но вид-индекс обнаружен не был. Таким образом, возраст ассоциации с *Pentactinosphaera hokurikuensis* может быть определён концом раннего миоцена (\approx 19.0-16.0 млн. лет).

Средний-начало позднего миоцена. Ассоциация с *Lychnocanium nipponicum* (обр. 2001-1, 2001-2, 2001-3 – диатомиты) соответствует одноимённой зоне, выделенной К. Накасеко и К. Сугано [9] в морских отложениях о-ва Хонсю (формация Teradomari). В

ассоциации радиолярий доминируют представители типа Spumellaria (81.4-87.1%): *Lithelius alveolina* Haekel group. – 12.5-35.5%, *Spongocore* sp. – 12.5-31.3%. Кроме этого встречаются: *Axoprunum* sp. – 6.5%, *Tholospyra* sp. – 6.3-9.7%, *Stylodictya stellata* Bailey – 3.2-6.3%, *Amphymenium* ex gr. *amphistylum* Haekel – 3.2%, *Amph.* sp. – 3.2-6.3%, *Spirema solaris* (Haekel) – 6.3%, *Spirotunica* sp. – 6.3% и др. На виды типа Nassellaria приходится 12.9-18.9%. Вид-индекс занимает 6.3-9.7%. Тип Nassellaria представлен единичными таксонами: *Cornutella orthoceras* (Haekel), *Lithomitra* sp., *Theocorys redondoensis* (Campbell et Clark), *Cyrtolagena languncula* Haekel (рис. 2).

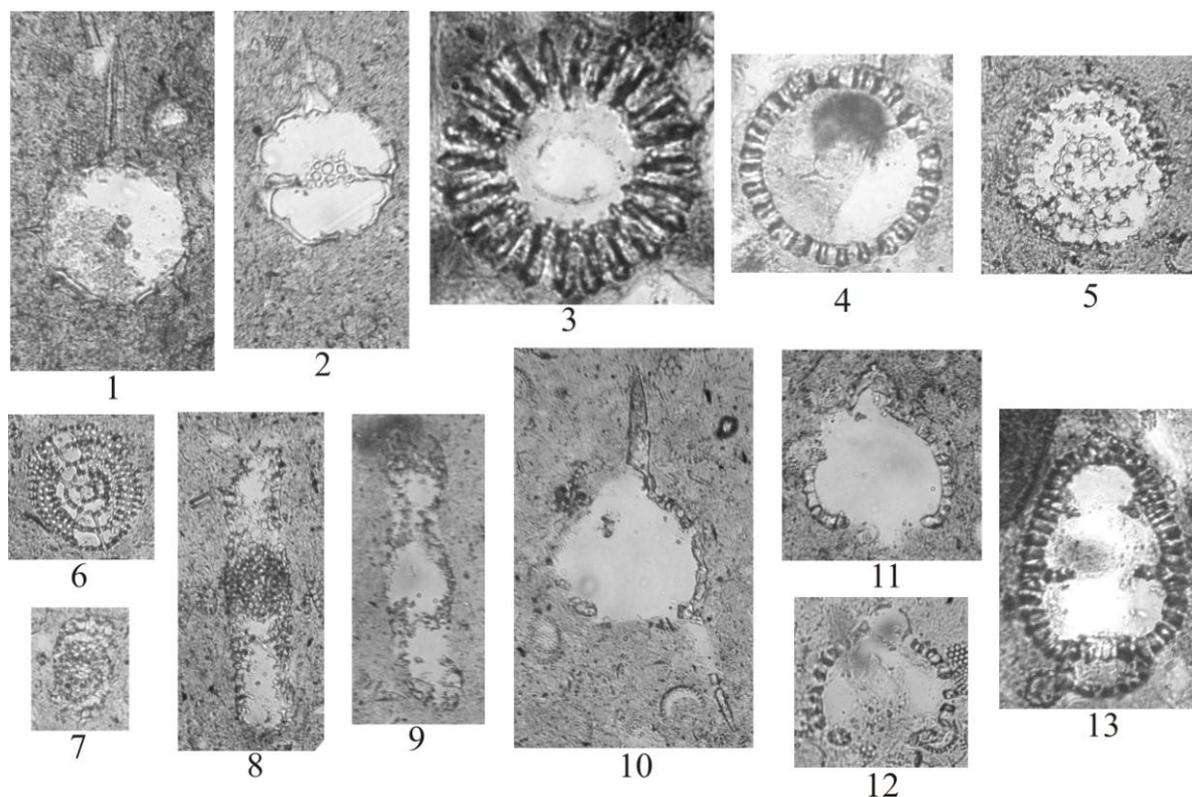


Рис. 2. 1, 2 – *Axoprunum* sp.; 3 – *Pentactinosphaera hokurikuensis* (Nakaseko); 4 – *Thecosphaera* aff. *miocenica* Nakaseko; 5 – *Lithelius alveolina* Haekel; 6 – *Stylodictya stellata* Bailey; 7 – *Tholospyra* sp.; 8, 9 – *Spongocore* sp.; 10-12 – *Lychnocanium nipponicum* Nakaseko; 13 – *Cyrtocapsa tetrapera* Haekel.

Возраст. В отложениях островного склона Японского жёлоба (скв. 434В) возраст зоны *Lychnocanium nipponicum* был установлен в пределах 12.7-10.0 млн. лет [4]. Ранее обсуждаемая зона была прослежена в глубоководных разрезах северо-западной области Тихого океана (скв. 302, 438А, 192) [3]. Позднее М. Фунаямой [6] в средне-позднемиоценовых отложениях континентального разреза префектуры Судзу (Suzu) (п-ов Ното, о-в Хонсю, Япония) была выделена зона *Lychnocanoma nipponica magnicornuta*. По последним данным глубоководного бурения Японского моря (возв. Ямато, 346-U1425В) [11], возраст этой зоны установлен в пределах 11.8-9.0 млн. лет. Близкий таксономический состав зон *Lychnocanium nipponicum* и *Lychnocanoma nipponica magnicornuta* и даты абсолютного возраста предполагают их возрастную аналогию.

По результатам радиоляриевоего анализа, пелагическое осадконакопление на хребте Северное Ямато началось в конце раннего миоцена (\approx 19.0-16.0 млн. лет). Ассоциация с *Pentactinosphaera hokurikuensis*, установленная в настоящей работе, вероятно, относится к нижней части зоны *Cyrtocapsella tetrapera*, прослеженной в этом районе ранее [7]. В этот период времени осадочные отложения формировались в

мористой обстановке, предположительно, в батимальных условиях и тёплых, близких к среднеширотным, водных массах.

Работа выполнена по программе ФНИ ТОИ ДВО РАН, тема 5 (№ 01201363042) и «Дальний Восток» (проект № 15-I-1-0040).

1. Бараш М.С., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Сафарова С.А. Стратиграфия неогена и палеогеография поднятия Северное Ямато (Японское море) // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 134-146.

2. Витухин Д.И. Расчленение кайнозоя Дальнего Востока по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 104 с.

3. Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 134 с.

4. Точилина С.В., Василенко Л.Н. Новые данные по стратиграфии островного склона Японского желоба // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 15-30.

5. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи, радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.

6. Funayama M. Miocene radiolarian stratigraphy of the Suzu area, northeastern part of the Noto Peninsula, Japan // Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ. 1988. Vol. 91. P. 15-41.

7. Ling H.-Y. Radiolarians from the Sea of Japan: Leg 128 // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128. 1992. College Station, TX (Ocean Drilling Program), Pt. 1. P. 225-236.

8. Motoyama I., Kamikuri S. et al. Radiolarians from rock samples recovered from the Kushiro submarine canyon // Bull. Geol. Surv. Japan. 2010. Vol. 61(3/4). P. 87-103.

9. Nakaseko K., Sugano K. Neogene radiolarian zonation in Japan // Geol. Soc. Jpn. Mem. 1973. № 8. P. 23-33.

10. Shilov V.V. Miocene – Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proc. ODP, Sci. Results, 1995. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 145. P. 93-116.

11. Tada R., Murray R.W., Alvarez Zarikian C.A. et al. // Proc. Integrated Ocean Drilling Program. 2015. College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program). Vol. 346. P. 1-113.

ТЕПЛОЙ ПОТОК СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

О.В. Веселов

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
o.veselov@imgg.ru*

HEAT FLOW OF THE STRUCTURAL ELEMENTS OF THE OKHOTSK SEA REGION

O.V. Veselov

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

There are realize division of heat flow (HF) into structural elements of the Okhotsk Sea on the basis of analysis more 270 measurements of HF. Structures with the reduce thickness of the crystalline part of the crust are characterized higher and high values of HF and the wrong way. It's indicative of the thermal activity of the upper mantle, the thermal destruction of the Earth crust. As a rule, the basins with the sedimentary thickness more 4 km are characterized of high values of HF. It's obviously observe dependence of HF on the age of past stages of tectonic-magmatic making more active of the geostructures. These processes are occurred especially actively on the Paleogene-Neogene boundary and in the post Miocene time.

Удельная плотность глубинного теплового потока (ТП) представляет собой энергетическую характеристику динамики процессов тектогенеза. Дифференция ТП регионального порядка, коррелирующаяся с возрастом тектоно-магматической активизации (ТМА), свидетельствует о глубинном характере и высоком энергетическом потенциале источников процессов активизации и складчатости. Осадочные бассейны окраинных морей образуются в результате эндогенных процессов в мантии, вызывающих утонение, раздвигание земной коры, рифтообразование. ТП отражает интенсивность переноса тепла от подошвы осадочного чехла к его поверхности.

Тепловой поток Охотского моря

В результате геотермических исследований, начатых в Охотском море с 60-х годов двадцатого века, к настоящему времени получено более 270 измерений теплового потока. Общий вывод, сделанный рядом исследователей ТП региона, состоит в том, что тепловое поле Охотского моря свидетельствует о переработке гетерогенного фундамента, начиная с мела до плиоцена. Основной закономерностью является уменьшение ТП с увеличением возраста тектонических структур. Наиболее обстоятельно структурное районирование коры Охотского моря по комплексу геолого-геофизических данных приведено в монографии [3]. Карта структурных элементов осадочного чехла использована при анализе распределения ТП. Предваряя анализ распределения ТП по структурным элементам, заметим, что подобный анализ для региона и его отдельных участков, а также исследование связи ТП с особенностями глубинного строения проведены в ряде работ [2, 1, 4]. В этих работах были представлены карты распределения ТП различной детальности и масштабов, отмечена связь значений ТП с возрастом последнего этапа ТМА структурных элементов. Однако из-за недостаточной изученности Охотского моря, особенно его северной части, в геолого-геофизическом отношении эта связь выразилась неуверенно.

Данные ТП свидетельствуют о переработке гетерогенного фундамента в позднем мелу практически повсеместно, для ряда зон – в позднем палеогене, неогене и квартере. Было отмечено, что участки аномально высокого ТП (до 173 мВт/м^2) совпадают с выделенными на тектонических схемах [4, 5] разломными зонами в сводах поднятий Пограничного, Центрально-Охотского и т.д. В распределении ТП региона выделены закономерности нескольких порядков. Закономерностью первого порядка является уменьшение ТП с увеличением геологического возраста основных тектоно-структурных элементов (ТСЭ). К закономерностям второго порядка отнесено изменение ТП внутри основных ТСЭ, проявляющееся, в частности, в том, что над положительными структурными формами и над глубинными разломами ТП повышается. Закономерность третьего порядка отмечается при резком изменении внутри ТСЭ текстурно-петрофизических свойств, как то, теплопроводности, наличия разломом и зон дробления более высоких порядков, чем глубинные, но способствующие тепломассопереносу и т.д.

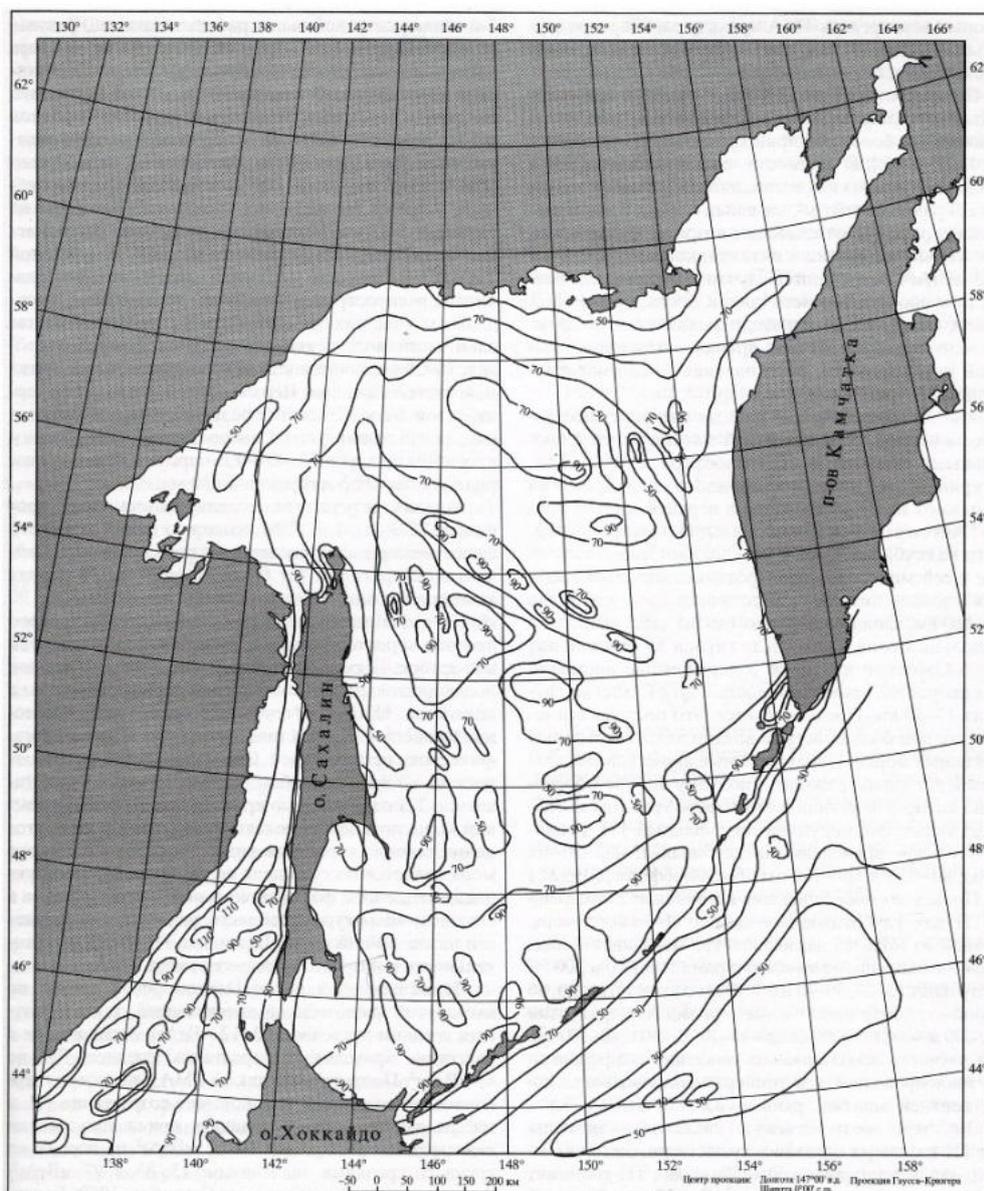


Рисунок. Тепловой поток Охотоморского региона в изолиниях, мВт/м^2

Существенное пополнение материалов по геолого-геофизической изученности Охотского моря, в частности, появление карт строения осадочного чехла и новые данные по ТП в центральных и северных участках моря, на мелководном шельфе Сахалина, позволили более детально проанализировать особенности распределения ТП для перехода к построению схемы его распределения по основным ТСЭ.

Распределение ТП по структурным элементам Охотского моря

Мощность кристаллической части (МКЧ) земной коры и значения ТП связаны, как правило, обратным соотношением. Структуры с сокращенной МКЧ характеризуются повышенными и высокими значениями ТП. Так, прогибы Южно-Охотские с МКЧ около 12 км имеют в среднем ТП, равный 90 мВт/м^2 , прогиб Института Океанологии, соответственно, 20 км и 87 мВт/м^2 , прогибы Дерюгинский, Центрально-Охотский, Макарова с МКЧ, равной в среднем 21 км характеризуется ТП от 77 до 81 мВт/м^2 , Центрально-Гинровский прогиб с МКЧ – 17 км имеет ТП в среднем равный 96 мВт/м^2 и т.д. Такая же тенденция отмечена для поднятий Охотского моря, у которых чем больше мощность кристаллической коры, тем меньше ТП средний. Возраст и длительность последних этапов ТМА геоструктур также закономерно определяют их среднее значение ТП. Так, ТП в пределах Центрально-Охотского поднятия (Охотского свода) изменяется от 42 до 90 мВт/м^2 со средними значениями 56 и 71 мВт/м^2 . Первое значение характерно для платформ, испытавших активизацию в конце мела, а второе – для платформ, активизированных в неогене [4]. Импульсы ТМА, последовавшие в кайнозое (пиренейская, курильская, алеутская, сахалинская фазы), наиболее затронули периферийные части системы Центрально-Охотских поднятий, где заполнялись и активно развивались осадочные бассейны по окраине современного моря [5]. Процесс формирования прогибов с накоплением осадочных комплексов мощностью до 4-6 км происходил с начала миоцена и сопровождался возрастанием ТП от 60-70 до $80-100 \text{ мВт/м}^2$, что согласно термальному моделированию объясняется высокотемпературной эрозией подошвы коры, сокращением мощности МКЧ и прогибом ее кровли [1]. Перечисленные особенности легли в основу построения карты ТП в изолиниях (рисунок) Различие средних значений ТП свидетельствует о различной степени термальной активности верхней мантии этих структур, подтверждает взаимосвязь возраста последнего этапа ТМА и средних значений ТП для структур, выделенных согласно тектоническому районированию региона.

1. Веселов О.В., Соинов В.В. Термическая структура осадочного чехла дна Охотского моря // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 127-160.

2. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16-31.

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

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

5. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазовой области: Дис. д-ра геол.-минерал. наук, Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.

АЛЬБСКАЯ ФЛОРА ЮГО-ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ОЗ. ХАНКА

Е.Б. Волынец, В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, volynets61@mail.ru

ALBIAN FLORA FROM THE SOUTH-WEST SHORE OF LAKE KHANKA

E.B. Volynets, V.S. Markevich, E.V. Bugdaeva

Institute of Biology & Soil Science, FEB RAS, Vladivostok

A detailed study of the Lower Cretaceous plant-bearing deposits developed in the south-west shore of the Lake Khanka was conducted. The fossil plants were collected from 9 sequential taphocoenoses. The ferns predominate in the lower taphocoenoses, and in the upper – cycadophytes. This plant megafossils assemblage is characterized by the dominance of ferns and cycadophytes with the subordinate role of conifers and ginkgoaleans.

Когда Игорь Ипполитович Берсенеv работал главным геологом Приморского Геологического Управления, то он придавал большое значение биостратиграфическим работам при геологической съемке, понимая всю их важность и значение для составления геологических карт, поиска и разведки полезных ископаемых. Надо отметить, что в 1965-1967 гг. на правом берегу р. Раздольная в районе с. Борисовка пробурена параметрическая, почти 3-х километровая (2852 м), скважина. Ею были вскрыты кайнозойские, нижнемеловые и верхнетриасовые отложения с пермскими вулканогенными образованиями в базальной части. Бурение проводилось с целью перспективности нефте- и газоносности Приморья. Керн (1500 м) из меловых отложений этой скважины был палинологически изучен В.С. Маркевич. Полученные данные послужили основанием для составления и уточнения стратиграфической схемы мела Приморья [6].

Игорю Ипполитовичу приморские палеоботаники обязаны открытием местонахождения растительных остатков в береговых обрывах оз. Ханка в 2-х км севернее пос. Камень-Рыболов. Первоначальные определения фитофоссилий выполнены С.И. Неволиной, которая предположила их раннемеловой возраст. В дальнейшем эта коллекция была отправлена В.А. Вахрамееву. Он определил *Equisetites* sp., *Anemia asiatica* Vachr., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Coniopteris* ex gr. *hymenophylloides* Brong., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Bureja rigida* Pryn., *Podozamites* sp. и также пришел к выводу о раннемеловом возрасте этой флоры [1]. Позднее В.А. Красилов приводит более расширенный таксономический список [4, 5]. Он подтверждает ее раннемеловой возраст, склоняясь к альбу, но отмечает, что «присутствие видов, характерных для поздней юры – низов мела Буреинского бассейна, может указывать на значительно более древний возраст туфогенной толщи оз. Ханка» [5, стр. 28].

Нами проведено детальное изучение нижнемеловых отложений в районе оз. Ханка. Установлено, что они представлены кислыми вулканогенно-осадочными образованиями, несогласно залегающими на раннепалеозойских гранитах, и перекрываются рыхлыми кайнозойскими осадками.

Растительные остатки были собраны из 9 последовательно (снизу вверх по разрезу) сменяющих друг друга тафоценозов. В нижнем (т. 16) преобладают хвощевые *Equisetites* spp. (стебли, отдельные диафрагмы, междуузлия с листьями, ризома с корнями и корневыми клубнями), некоторые цикадофиты – *Bureja rigida* Pryn., *Pseudoctenis eathiensis* (Rich.) Sew., и папоротники *Stachypteris ketovae* Krassil.,

Coniopteris chankaensis Krassil., *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et E. Lebed. Выше по разрезу (т. 17) обильны листья *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. pluripartita* (Schimp.) Heer, а в т. 18 – стерильные вайи папоротника *Anemia asiatica* Vachr. и крупные сегментированные листья цикадофита *Encephalartopsis vachrameevii* Volynets (рисунок). Тафоценоз т. 19 изобилует остатками неопределимых растений. В тафоценозе т. 20 отмечено обилие остатков стерильных и фертильных листьев папоротников *Coniopteris chankaensis* Krassil., *Stachypteris turkestanica* Tur.-Ket., а также листьев цикадофита *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry и голосеменных неясного систематического положения *Chankaella vachrameevii* Krassil.; встречаются остатки стволов деревьев. Отдельные сегменты и перистые листья *Dictyozamites reniformis* Oishi преобладают в т. 22. В верхнем (т. 24) тафоценозе обильны широкие линейные листья саговника *Nilssonia canadensis* Bell, а также сегментированные листья *N. densinervis*. Необходимо заметить, что в нижних тафоценозах преобладают папоротники, а в верхних – цикадофиты.

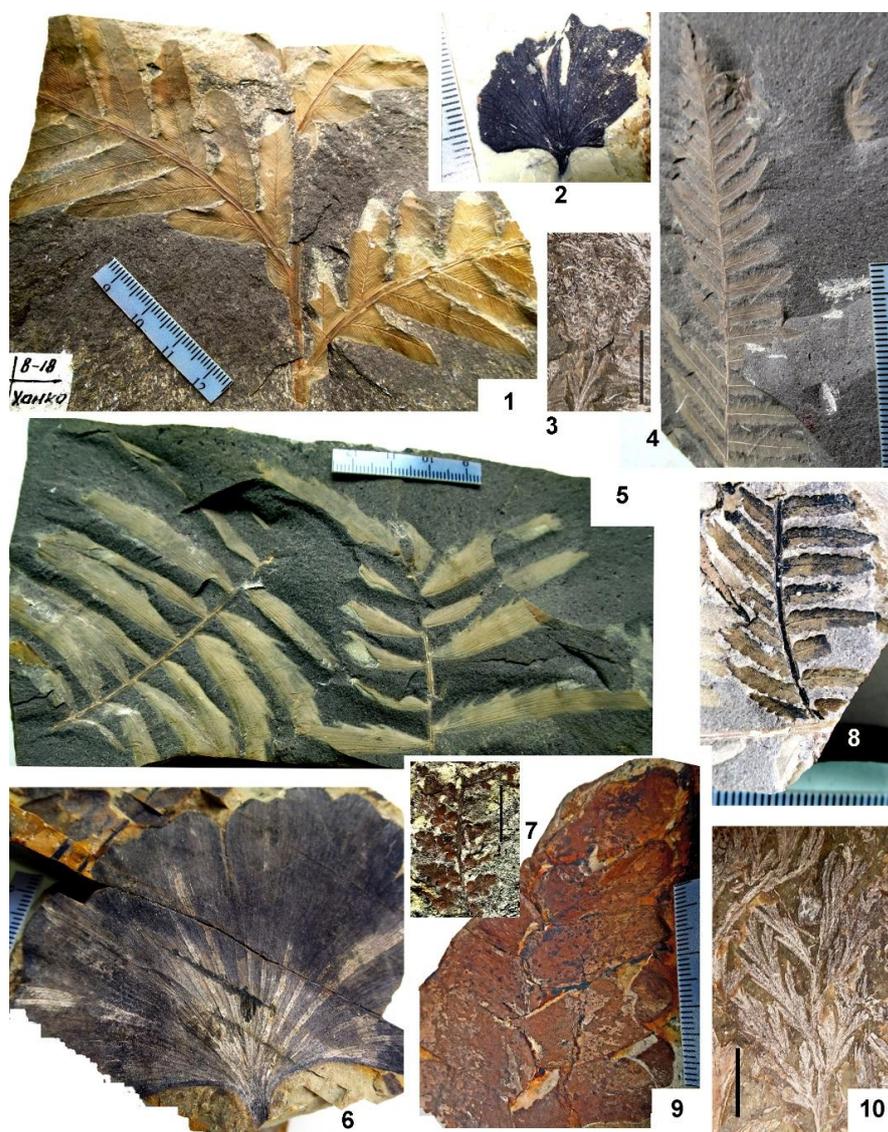


Рисунок. 1 – *Anemia asiatica* Vachrameev (стерильный лист; т. 18); 2, 6 – *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer (листья; т. 17); 3, 10 – *Stachypteris ketovae* Krassilov (3 – фертильный лист, 10 – стерильный лист; т. 20, размер линейки 3 мм); 4, 8 – *Birisia oerstedtii* (Heer) E. Lebedev (стерильные листья; т. 18); 5 – *Encephalartopsis vachrameevii* Volynets (сегментированные листья; т. 18); 7 – *Coniopteris chankaensis* Krassilov (стерильный лист; т. 18, размер линейки 10 мм); 9 – *Dictyozamites reniformis* Oishi (сегментированный лист; т. 22)

В целом для изученного комплекса характерно доминирование папоротников и цикадофитов при подчиненной роли хвойных и гинкговых.

В 1990 г на IV межведомственном стратиграфическом совещании в г. Хабаровске было предложено вулканогенно-осадочную толщу побережья оз. Ханка считать одновозрастной с галенковской свитой Приморья; и возраст флоры принять как альбский [7]. По мнению Е.Б. Волынец [2, 3], изученный флористический комплекс характеризует позднеальбский этап развития флоры Приморья.

1. Вахрамеев В.А. Нижнемеловые растения оз. Ханка (Приморье) // Ботан. журн. 1959. Т. 44, № 7. С. 997-1000.

2. Волынец Е.Б. Апт-сеноманская флора Приморья. 1. Флористические комплексы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 60-79.

3. Волынец Е.Б. Апт-сеноманская флора Приморья. 2. Корреляция флористических комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 2. С. 105-116.

4. Калишевич О.К., Красилов В.А. Нижнемеловые отложения западного берега о. Ханка и их ископаемая флора // Сообщения ДВ филиала Сибирского отделения АН СССР. 1965. Вып. 24. С. 77-79.

5. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 363 с.

6. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

7. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.

ДЕСТРУКТОГЕНЕЗ ЛИТОСФЕРЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА: НОВЫЕ ПОДХОДЫ К РАЗВИТИЮ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ И УТОЧНЕНИЮ РИСКА ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ НА КАМЧАТКЕ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛАХ

И.Ф. Делемень

*Камчатское отделение Русского географического общества
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга
delemen@kscnet.ru*

THE DESTRUCTIVE GENESIS OF THE LITHOSPHERE ON OCHOTSK SEA REGION: NEW APPROACHES TO THE FORECAST OF ENERGY RESOURCES AND RISKS OF NATURAL DANGEROUS PROCESSES ON KAMCHATKA AND NORTH KURILES

I.F. Delemen

*Kamchatka Branch of the Russian Geographical Society
Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky
Vitus Bering Kamchatka State University*

The Kuril-Kamchatka region currently faces a energy deficit although this territory has the huge potential to explore energy sources such as potentially oil–gas bearing areas and renewable geothermal energy sources. We present a new conceptual model of the structural control of hydrocarbon manifestations in such areas of the Okhotsk-Sea region. On the South Kamchatka and Northern Kuriles, following the study of rift patterns in volcanic zones, a few oil springs and gas sippages was discovered. These manifestations are localised here in volcanic depressions.

25 апреля 2016 г. заместитель председателя правительства, полномочный представитель Президента РФ в Дальневосточном федеральном округе Ю.П. Трутнев на совещании с руководством Камчатского края заявил о дефиците объемов газа эксплуатируемых месторождений, для обеспечения работы магистрального газопровода Соболево – Петропавловск-Камчатский, снабжающего газом ТЭЦ-1, ТЭЦ-2 и Котельная № 1 краевого центра. Им было сообщено также, что для выхода из сложившейся ситуации Газпрому поручат увеличить объемы работ по доразведке газовых месторождений на Камчатке. Вывод из вышесказанного таков: для устойчивого обеспечения энергией камчатского региона, необходимо наращивание потенциала углеводородных ресурсов и геотермальной энергии.

В соответствии с классическими представлениями, прогноз нефтегазоносности территорий строится на основе выявления осадочных бассейнов, содержащих очаги генерации и аккумуляции углеводородов за счет органического вещества в осадочных породах, и выявление в их пределах структур, которые могут служить резервуарами для углеводородов [3]. Проблема сводится к задаче выявления перспективных бассейнов, с наибольшей мощностью осадочной толщи, и выявлению в пределах них с помощью геофизических методов соответствующих резервуаров, т.е. для большинства дальневосточных нефтегазоносных областей, как считает Л.С. Маргулис, уместен тезис «есть высокоёмкий резервуар – есть крупное месторождение» [4]. В настоящее время изученность потенциально нефтегазоносных областей Охотоморского региона, в том числе на территории и примыкающих к Курило-Камчатской островной дуге, такова,

что не позволяет обеспечить выявление новых крупных залежей нефти и газа. После ряда неудач практически прекращены работы по поиску и наращиванию ресурсов углеводородов на Западной Камчатке. Дальнейшие надежды на нахождение новых ресурсов связываются с Восточной Камчаткой. В мае этого же года ОАО «Роснефть» приступила к оценке углеводородного потенциала на Восточной Камчатке. Однако пробуренные в Тюшевском прогибе две параметрические скважины также не дали положительных результатов о возможности выявления крупных залежей нефти и газа. Очевидно, наступило время пересмотра существующих парадигм и поиска новых подходов. Решение этого вопроса – дело будущего, однако уже сейчас становится всё более очевидной роль процессов рифтогенеза в образовании и миграции углеводородов, [7], в том числе в вулканических областях [1].

Деструктогенез литосферы Охотоморского региона и парагенезисы структур растяжения, как прогнозный признак поиска ресурсов углеводородов в Курило-Камчатском регионе, строится на основе представлений о развитой С.И. Шерманом и его последователями концепции разломно-блоковой делимости литосферы и её деструкции. Деструктогенез – процесс образования зон растяжения при такой деструкции. Известно, что потенциально нефтегазоносные осадочные бассейны Охотоморского региона имеют двухэтажное строение. Нижние части закладывались, как рифтовые, а верхние имеют типичное впадинное осадочное заполнение. Особенно ярко такие рифты выражены в Западно-Сахалинском и Охотско-Западно-Камчатском прогибах [4].

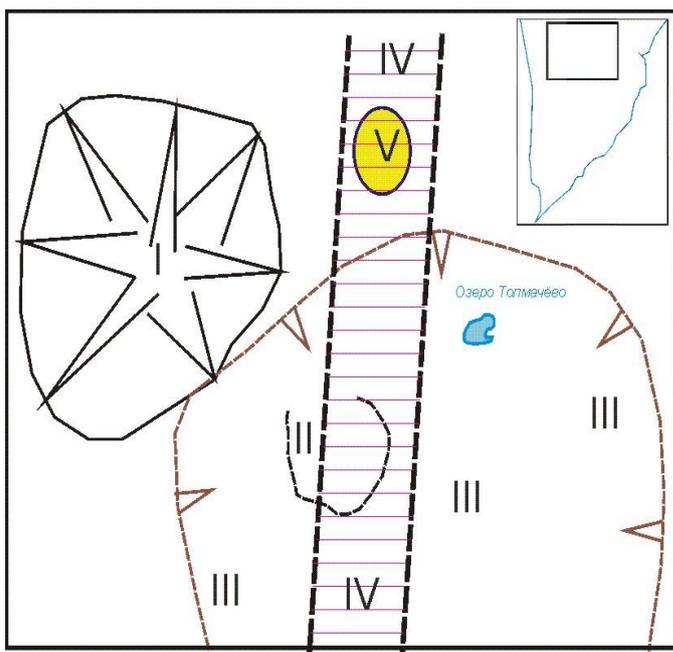


Рис. 1. Северо-Толмачевский участок разгрузки углеводородов на земную поверхность.

I – постройка угасшего щитового вулкана Большая Ипелька, II – кальдера Опала, III – Толмачевская зона ареального вулканизма, IV – субмеридиональная зона разгрузки углеводородов на земную поверхность, в том числе с зонами сипажа метана, метановыми струями, V – Загайновский участок с интенсивной эмиссией метана и наличием источников нефти.

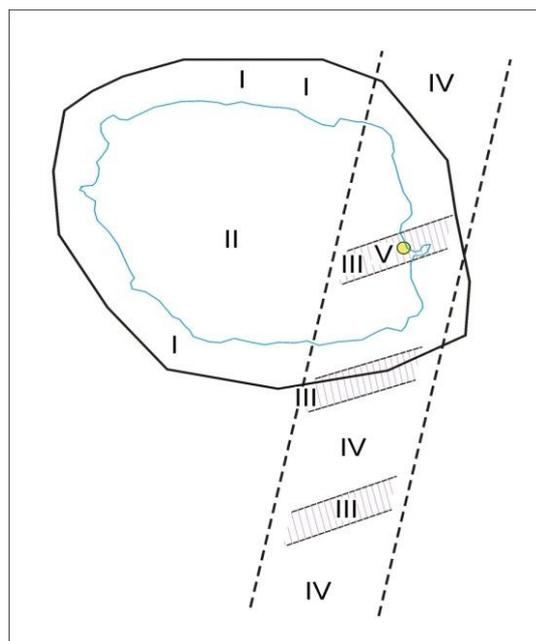


Рис. 2. Атласовский участок разгрузки углеводородов на земную поверхность.

I – постройка угасшего щитового вулкана Алаид, II – действующий остров-вулкан Алаид, III – зоны растяжения, IV – осевая часть впадины Атласова, V – участок Такетоми с интенсивной эмиссией (сипаж) метана [6].

С тектонической точки зрения Охотоморский регион представляет собой мозаику террейнов и разновозрастных тектонических блоков, с контрастными по физико-механическим свойствам границам между ними. Эта мозаика постоянно

находится в меняющемся во времени неоднородном напряженно-деформированном состоянии, обусловленном взаимодействиями между Тихоокеанской и Евразийской, и более мелкими плитами. Как было показано С.В. Гольдиным [2], «поскольку предел прочности на растяжение всегда ниже, чем на сжатие, то в зонах растяжения процессы разрушения при тектонических деформациях должны быть особенно интенсивны». Деформации происходят в поле силы тяжести планеты, причем значительный контраст в мощностях и глубинах поверхностей раздела с двух сторон Охотоморской мозаики террейнов и блоков (Евразийской, материковой, и Тихоокеанской, океанической) обусловил значительную роль гравитационной геодинамики в заложении и последующей эволюции кайнозойских бассейнов Охотоморского региона [5]. Верхние горизонты деформируются с образованием структур разрушения, разрывов и трещин, а по мере движения вглубь возрастает роль пластических и вязкопластических деформаций. Подобно огромному, состоящему из отдельных многочисленных блоков оползню, вся эта мозаика медленно смещается к Тихому океану, образовав со временем огромную кольцеобразную структуру (гигантскую кольцевую морфоструктуру по А.П. Кулакову). Эта и смежные с ней гигантские кольцевые морфоструктуры других окраинных морей сменяют друг друга в пределах полосы широкого сдвигания в зоне перехода континент – океан. Сдвиговые деформации приводят к появлению вращательной компоненты во взаимодействии блоков, слагающих мегаструктуру.

Образующиеся в результате взаимодействия перечисленных процессов рифты и рифтоподобные зоны растяжения образуют упорядоченную сеть взаимно ортогональных дуговидных в плане структур растяжения. Наличие вращательной компоненты приводит к клиновидному раскрытию некоторых рифтов и впадин. С уменьшением радиуса кривизны на острых клиновидных окончаниях таких дизъюнктивов возрастает интенсивность напряжений и происходит образование разрывных деформаций.

Деструктогенез литосферы определяет пространственное распределение не только процессов седиментации и генезиса углеводородов, вероятно, он играет определяющую роль в формировании путей миграции углеводородных флюидов. На основании совместного анализа морфологии и строения структур деструкции литосферы, с пространственным распределением зон разгрузки нефти и углеводородных газов, в 2012-2015 г. нами было проведено полевое изучение возможных зон разгрузки углеводородов. Эти работы были одной из задач, ставившихся при проведении ежегодных молодежных школ по геофизике в рамках программы и при финансовой поддержке проекта «Развитие методов прогноза, поиска и оценка нетрадиционных видов энергетических ресурсов Камчатского края» – Программы стратегического развития ФБГОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 годы. В итоге выявлены зоны эмиссии метана в пределах обрамления Авачинско-Корякской вулкано-тектонической депрессии (нефтепроявления в долине р. Налычево и эмиссия метана в Радыгино, у подножия Козельского вулкана).

Было установлено, что протяженная линейная зона растяжения, приуроченная к восточной границе и осевой части Голыгинской впадины, представляет собой единую рифтоподобную структуру, протягивающуюся к северо-востоку от сочленения её с рифтоподобной зоной Атласовской впадины (Северные Курилы). В пределах этой структуры выходят многочисленные термальные источники, встречаются выходы нефти и происходит эмиссия метана. На северном замыкании структуры обнаружен источник нефти (рис. 1), имеются другие признаки нефтеносности территории в районе г. Загайновка в междуречье рек Шикова и Карымчина.

Во время работ на острове Атласова (Северные Курилы) в августе 2013 г. нами был выявлен сипаж метана, а в отобранной рядом пробе воды было определено наличие жидких углеводородов (рис. 2) [6].

1. Аносов Г.И., Байков А.И., Делемень И.Ф., Карпов Г.А., Попруженко С.В. Камчатская нефтегазовая перспективная провинция // Строение, геодинамика и металлогения Охотского района и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: матер. Междунар. симпозиума (г. Южно-Сахалинск, 24-28 сентября 2002 г.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 6-9.
2. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
3. Керимов В.Ю., Лавренова Е.А., Синявская О.С., Сизиков Е.А. Оценка углеводородного потенциала генерационно-аккумуляционных углеводородных систем Охотского моря // Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений / Труды РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. Науки о Земле. 2015. Т. 280, № 3. С. 18-30.
4. Маргулис Л.С. Нефтегеологическое районирование и оценка нефтегазовых ресурсов дальневосточных морей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4, № 2. // http://ngtp.ru/5/23_2009.
5. Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика кайнозойских бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса по сейсмическим данным // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: программа и тез. 29 Тектон. совещ. (г. Москва, 30 янв. – 2 февр. 1996 г.). М., 1996. С. 111 - 113.
6. Рашидов В.А., Делемень И.Ф., Аникин Л.П. Побочный вулкан Такетоми (о-в Атласова, Курильские о-ва) в августе 2013 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы: матер. региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога (г. Петропавловск-Камчатский, 27-28 марта 2014 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 115-120.
7. Тюкавкина О.В. Роль рифтогенеза в образовании и миграции углеводородов // Фундаментальные исследования. 2007. № 8. С. 73-74.

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНСКОГО РАЗЛОМА

В.Л. Иванова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, verok-i@mail.ru

TUNGSTEN-CARRY GRANITOIDS OF THE CENTRAL SIKHOTE-ALIN BREAK ZONE

V.L. Ivanova

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok

The granitoid massifs of different composition age, and genesis are localized in the tectonically complicated district of the Central Sikhote-Alin break zone. Modern ideas of tectonics and geodynamics of the district change the age of the granitoids, but do not decide genetical problems of the multiple massifs. The granitoid minerals bear the information about non-quiescent crystallization and give grounds to relate the formation of Dal'nensky, Izluchinsky, and Dal'ne-Arminsky intrusives with the shift dislocations.

Цель предлагаемого сообщения – показать, как изменились представления о генезисе сложной ассоциации гранитоидов, расположенных в непосредственной близости к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому (ЦСАР), за период с 1969 г. (Государственная Геологическая карта Приморского края) до современности.

В тектонически сложном районе центрального Сихотэ-Алиня среди гранитоидов выделяются три комплекса: дальненский (массивы Дальненский, Излучинский, Дальне-Арминский, шток Восток-2), арминский (массивы Водораздельный, Приисковый, шток Забытый) и бисерский (массивы Бисерский, Перевальный и мелкие тела в зоне ЦСАР). Различия в вещественном составе, рудной специализации этих комплексов так же, как и локализация в различных тектонических блоках хорошо изучены в процессе съемочных и разведочных работ. За эти годы главным образом менялись тектонические схемы района, а с ними возраст вмещающих пород и, соответственно, возраст гранитоидов. На карте 1969 г. гранитные массивы Бисерский (Мадянский) и Перевальный (Синанчинский) имели пермский досдвиговый возраст, остальные – верхнемеловой.

Уже в 60-е годы Кедровогорская подзона Главного синклиория не увязывалась с северо-западным падением пород. Пришлось предположить опрокинутое залегание пластов. Но литологические признаки опрокида (характер косой слоистости) не наблюдались, и появился вариант карты (В.И. Надежкин, 1974) с пермским возрастом пород Кедровогорской подзоны. На возраст гранитоидов это не повлияло, но возникли другие неувязки: разброс абсолютных возрастов, некоторое омоложение их с пермского до юрского. На карте В.А. Бажанова, Ю.Н. Олейника (1988) присутствуют и пермские, и юрские вмещающие породы, но граниты все показаны меловыми. По современным представлениям о тектонике и геодинамике района [2] здесь стыкуются два генетически различных террейна: Самаркинский, представляющий фрагмент акреционной призмы юрского возраста, и Журавлевский, сложенный турбидитами мелового возраста. Соответственно все гранитоиды отнесены к единому меловому комплексу. Много лет ведется дискуссия о возрасте и магматической принадлежности Бисерского массива. Дело в том, что этот массив полигенный: лейкократовые дробленные, часто до дресвы, граниты домелового(?) возраста прорваны (в частности, на участке Тисовом) штоками порфириовидных биотитовых гранитов второй фазы

дальненского комплекса. В начале 60-х годов к М.Г. Руб попал в анализы образец именно из более свежих порфировидных гранитов, полученные данные были распространены на весь Бисерский массив, и он был включен в дальненский комплекс.

Вещественный состав и рудная специализация комплексов различны. Массивы: Дальненский, Излучинский, Восток-2 – имеют еще одну особенность: кварц в их составе отличается двуосностью с большими углами $2V$ [3], в породах других комплексов она слабая, до нескольких градусов [2] (таблица).

Таблица. Отличительные признаки пород разных комплексов и рудоносных штоков

Комплекс, шток	Порода	Геохимический тип	Рудная специализация	$2V$ (град.) и вид погасания кварца
Дальненский	адамелит	андезитовый	W, Au, сульфиды	12-20, волнистый.
	гранит			11, 13, 16
Шток Восток-2	гранодиорит, плагиогранит			6-8, 7-16, мозаичный
Арминский	Адамелит, гранит	плюмазитовый	W, Sn, Li, F, редкие металлы	Слабо двуосный
Шток Забытый	Гранит, гранит-порфир			
Биссерский	Гранит к.з., аплитовидный	плюмазитовый	Sn, Li,	Слабо двуосный, мозаичный, с вытянутыми индивидами.
Шток Тигриный	Гранит-порфир	плюмазитовый	W, Sn, Li, F	одноосный

Так же как во фрагменте синсдвигового окраинного бассейна (Журавлевского террейна) терригенные отложения имеют характерные структуры «гидротектонитов» [5], указывающие на беспокойную обстановку при консолидации осадков, так же и минералы гранитоидов несут информацию о беспокойной кристаллизации. Примером этому является двуосность кварца, которая дает основание связать становление Дальненского, Излучинского, Дальне-Арминского интрузивов со сдвиговыми перемещениями мелового возраста.

Такому предположению не противоречит особенность эволюции расплава в указанных массивах, требующая мощной внешней энергии: происходит не только отделение от адамелитовой магмы второй гранитной фазы, но и образование остаточного вольфрамо-натрово-силикатного расплава. Момбиассанский массив хоть и относится по всем признакам к дальненскому комплексу, но отличается локализацией к западу от Центрального разлома (в блоке, не потерпевшем активного сдвига), существенным содержанием магнетита, слабой двуосностью кварца и несколько иной дифференциацией магмы. Натрово-силикатный расплав здесь не отделялся, не происходила и концентрация вольфрама, который остался рассеянным в породах и минералах интрузива. Особенности Момбиассанского массива показывают, что влияние на него сдвига не так очевидно. Мысль, что сдвиг по ЦСАР способствовал внедрению дальненских (татибинских) гранитоидов, высказывалась раньше геологами-съемщиками (рисунок) [4].

Различие рудной специализации Дальненского и Бисерского комплексов отмечалось геологами ещё в 60-е годы. Потенциальная оловоносность и литееносность Бисерского массива, прорванного гранитами второй фазы Дальненского комплекса, проявилась в оруденении участка Тисового, что привело к появлению гипотезы о дифференциации рудоносной системы на вольфрамоносную и оловоносную [1].

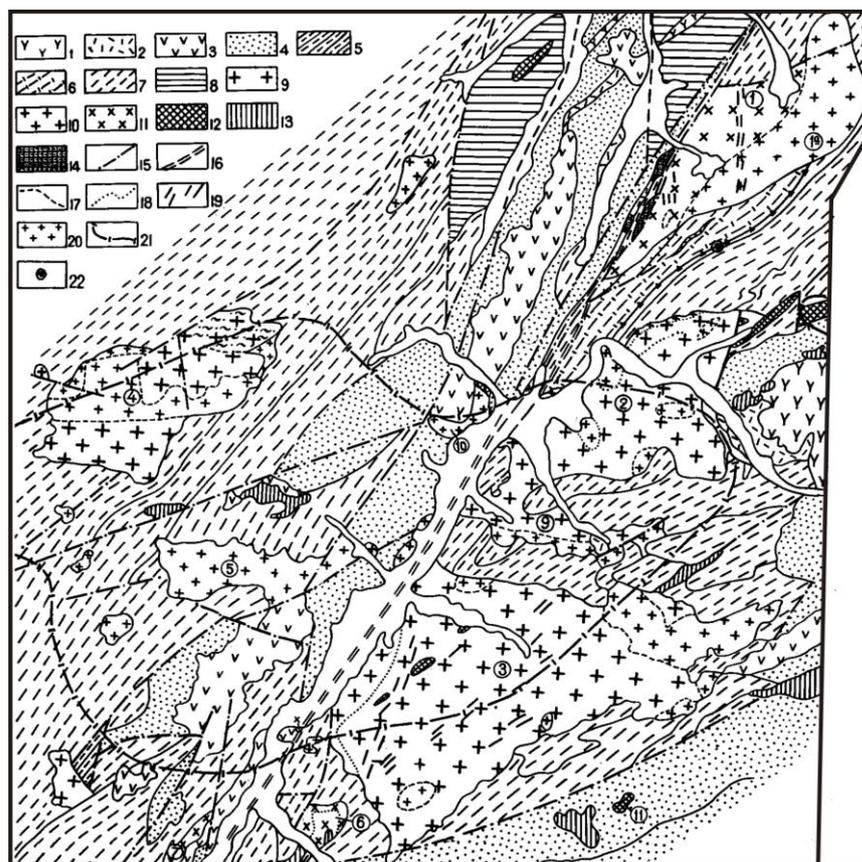


Рисунок. Геологическая схема района месторождений Восток-2 и Тигриное (по материалам В.В. Надежкина, 1974, и В.М. Кочкина, 1966).

1 – датские андезито-дациты, 2, 3 – сенонские эффузивы: 2 – липариты, 3 – андезиты; 4 – нижнемеловые терригенно-вулканогенные породы; 5 – юрские отложения; 6, 7 – пермские осадочные породы; 8 – карбоновые отложения; 9, 10 – меловые гранитоиды (I и II фазы соответственно); 11 – предположительно юрские граниты; 12 – гранит-порфиры, 13 – диориты; 14 – габброиды, 15 – разломы; 16 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 17, 18 – границы предполагаемые и фациальные; 19 – дайки; 20 – аляскиты мелкозернистые; 21 – поле гравитационного минимума (по Р.Г. Кулиничу, 1960); 22 – месторождение Восток-2. Цифрами обозначены массивы: 1, 1а – Биссерский, 2 – Дальненский, 3 – Излучинский, 4 – Момбиассанский, 5 – Голубичный, 6 – кл. Скитаний, 7 – кл. Прямого, 8 – Хвойный, 9 – Рыбачка, 10 – горы Сапог, 11 – шток Тигриный.

1. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России: Реф. докт. дисс. Владивосток, 2007. 61 с.

2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.

3. Иванова В.Л. Оптическая двуосность кварца – аномалия или норма? // Структура и разнообразие минерального мира: матер. Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 273-274.

4. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.

5. Размахнин Ю.Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня. // Сов. геол. 1963. № 11. С. 116-121.

РАЗЛОМЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Л.А. Изосов, Ю.И. Мельниченко, Н.С. Ли

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, izos@poi.dvo.ru*

THE FAULTS OF THE SEA OF JAPAN

L.A. Izosov, Y.I. Melnichenko, N.S. Lee

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

Previous researchers (I.I. Bersenev, N.P. Vasilkovsky and many others) in the Sea of Japan on geomorphological, geological and geophysical data was established faults, which mainly reflect to planetary regmatic network of the Earth (tectonic frame). The authors with the use of satellite altimetry in the Sea of Japan basin allocated cyclonic vortex structure is clearly shown at the upper structural floor.

Японское море является одним из наиболее изученным в геологическом отношении окраинных морей Дальнего Востока. Разломной тектонике Япономорской впадины посвящены многочисленные публикации российских и зарубежных учёных. Существенный вклад в исследование этой проблемы внесли И.И. Берсенева, Н.П. Васильковский, В.М. Ковылин, Р.Г. Кулинич, Ю.В. Шевалдин, Ю.С. Липкин, Е.П. Леликов, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Мельниченко, В.Л. Безверхний, А.С. Сваричевский, К.И. Сигова, П.А. Строев, С. Уеда, Т. Кобаяси и др. [6]. Одним из первых предположил наличие разломов в Японском море Т. Кобаяси (1941 г.), который считал, что впадина Японского моря возникла в мезозое при отделении Японских островов от Азиатского материка и перемещении их на восток. К близким выводам позднее пришли П.Н. Кропоткин и Г.М. Власов (1963 г.).

Основным методическим приёмом выявления разломов в Япономорской впадине служил хорошо известный линеаментный анализ, при осуществлении которого широко использовались геоморфологические и геолого-геофизические материалы. Основой карты разломов Японского моря послужила карта мегатрещиноватости, составленная Ю.С. Липкиным (1973 г.), а также карты: 1) мощности осадочного слоя, 2) глубины залегания фундамента, 3) мощности земной коры, 4) аномалий магнитного поля, 5) аномалий силы тяжести, 6) теплового потока, 7) типов земной коры и т.п. При последовательном наложении этих карт на карту мегатрещиноватости предшественникам удалось выделить линейные зоны, разломная природа которых определялась по одному или нескольким признакам.

Главные разломы, определившие морфоструктуру Японского моря, являются, по мнению И.И. Берсенева (1973 г.), раздвигами и сдвигами. При этом выделяются дизъюнктивы, связанные с преимущественным растяжением земной коры, и дизъюнктивы, возникшие в зонах сжатия земной коры, то есть, в результате развития горизонтальных перемещений. Среди них по своему геологическому значению и размерам были намечены разломы первого, второго и третьего порядков. Разломы первого порядка отличаются глубоким заложением, длительностью существования, большой протяжённостью, и разделяют блоки с континентальным, субконтинентальным и субокеаническим типами земной коры. Разломы второго и третьего порядка распространены внутри крупных блоков. По времени заложения рассматриваемые структуры отнесены к трём группам: допозднемиоценовой, позднемиоценовой и кайнозойской.

Следует отметить, что разломы выделялись в известной мере условно, поскольку их полное отождествление с линеаменами в данном случае невозможно. Действительно, в отличие от суши, на дне моря дизъюнктивы лишь иногда могут быть намечены по находкам при драгировании брекчированных, милонитизированных и других динамометаморфических пород. Более или менее достоверно разломы (сдвиги, сбросо-сдвиги, раздвиги) установлены, когда они служат границами тектонических блоков (Геологическая карта дна Японского моря масштаба 1:2500 000, 1987 г.). Кроме того, как правило, на составленных картах и схемах разломов (линеаментов) Японского моря они практически не были увязаны с дизъюнктивами его континентального и островного обрамления.

Таким образом, предшественниками был получен огромный фактический материал, с помощью которого удалось установить основные черты разломной структуры дна Японского моря [1, 2, 6]. Были составлены карты мегатрещиноватости и разломов, которые отражают планетарную регматическую сеть Земли, (В.М. Анохин, Л.А. Маслов, Г.Н. Каттерфельд, Р.Г. Кулинич, А.Н. Калягин, В.А. Абрамов и др.), заложенную на мантийном уровне и имеющую ротационную природу. То есть в Япономорском регионе была установлена долгоживущая глубинная дизъюнктивная рама (тектонический каркас), которая в виде сквозных (трансрегиональных) линеаментов фиксируется линейными зонами градиентов на картах аномального гравитационного поля в редукции Буге (П.А. Строев, 1972 г.) и на карте рельефа поверхности Мохо (Р.Г. Кулинич и др., 2007 г.).

Благодаря работам [7 и др.], основанным на интерпретации геоморфологических, геологических и геофизических данных, в Западно-Тихоокеанском регионе были выделены мегаморфоструктуры центрального типа окраинно-материкового ряда, для которых характерна кора материкового, промежуточного и океанического типов. В рассматриваемой нами Япономорской мегаморфоструктуре, центром которой является возвышенность Ямато, хорошо выражены дуговые линеаменты. Считается, что она испытала интенсивное погружение в мезозое – кайнозое с крупными преобразованиями тектонической структуры и рельефа.

Касаясь темы данного исследования, подчеркнём, что И.И. Берсеневым с соавторами [1] была выдвинута идея, согласно которой Японское море сформировалось в результате подъёма мантийного диапира, вращавшегося против часовой стрелки. При этом, как полагали авторы, каждую глубоководную котловину порождает самостоятельный мантийный диапир. Рассмотренный ими механизм формирования окраинных морей, в принципе, заключается в следующем. Когда мантийный диапир достигает астеносферы, происходит подъём её кровли и незначительное растяжение, что провоцирует развитие вулканизма и интрузивного магматизма. Поступление мантийного материала способствует центробежному растеканию астеносферного вещества. При этом литосфера испытывает интенсивное растяжение и рифтогенез, в результате чего в ней образуется волна, удаляющаяся от центра диапира. Такое центробежное движение волн отражается в дугообразной в плане форм островов и глубоководных желобов, обрамляющих окраинные моря. В дальнейшем, по мере уменьшения притока эндогенного вещества астеносферный диапир превращается в астенолит, который остывает и уменьшается в объёме. Это приводит к общему опусканию его кровли и формированию впадины окраинного моря.

Как выяснилось в дальнейшем, эта идея оказалась плодотворной. Так, в последние годы Япономорская впадина стала рассматриваться камчатскими геологами (Г.И. Аносов, А.В. Викулин, А.В. Колосков, И.В. Мелекесцев, П.И. Фёдоров и др.), а затем и нами [4, 5], как вихревая структура левого типа. При этом авторы доклада на основе геолого-геофизических данных, а также новейших материалов космической альтиметрии выделили в Японском море сеть линеаментов, в том числе,

сейсмолинеаментов [5], и увязали её с разломами, установленными в его континентальном и островном обрамлении.

Ряд линейных и кольцевых линеаментов, выявленных в Южном Приморье и на шельфе Японского моря по геоморфологическим и геофизическим данным, был заверен Л.А. Изосовым [3] при проведении геологических маршрутов (ОАО «Дальморгеология», 2003 г.). Для анализа разломной сети были использованы данные дешифрирования среднемасштабных топопланшетов и многозональных космофотоснимков Приморья и прилегающих территорий КНР (масштаба 1:1000 000), батиметрические карты Японского моря, составленные по данным исследований, выполненных отделом геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН, а также проинтерпретированы гравиметрические карты Южного Приморья и дна Японского моря (в редукции Буге и Фая) масштаба 1:1000 000. На схеме выделяются те же, что и у предшественников разломные системы: широтная, меридиональная, СВ и СЗ, соответствующие планетарной регматической сети. В данном случае имелась возможность проследить главные структурные линии в направлении от континента к океану.

Для рассматриваемого района характерно сложное сочетание «континентальных», «океанических» и «переходных» геотектонических и морфоструктурных элементов. Его разломная структура определяется тем, что он расположен в транзитной зоне континент – океан, где активно протекали как древние, так и современные тектонические и геоморфологические процессы. При этом происходила переработка – обновление одних дизъюнктивов и наложение на них более поздних разрывов, что привело к своеобразной «интерференции» разновозрастных тектонических линий. В результате полевых исследований было установлено, что выявленные в регионе линеаменты выражены зонами дробления, милонитизации, расщепления и интенсивной трещиноватости пород, а также фиксируются дайками основного, ультраосновного и кислого состава, кварц-полевошпатовыми жилами и интрузивными контактами. Дайки прорывают габброиды (AR_3-PR_1), гранитоиды ($PR_2, \epsilon_3, O, PZ_2, P_2, K_2$), толщи кислых и средних вулканитов (ϵ_3, K_2-P), и терригенные отложения (P_{1-2}).

В заключение отметим, что впервые подробно описанная нами [4, 5] Япономорская вихревая структура является коровым образованием: она чётко фиксируется: 1) на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая (аномалии в свободном воздухе), 2) аномального магнитного поля и 3) по данным космической альтиметрии, которые отражают, в целом, циклональную структуру Япономорской впадины.

Таким образом, разломная тектоника Японского моря определяется тем, что в Япономорском регионе имеются два структурных этажа: мантийный и коровый: в строении первого разломы образуют долгоживущий тектонический каркас, а в пределах второго – господствуют вихревые структурные линии. При этом установлено (А.Г. Родников, 1986 г.), что под Западно-Тихоокеанскими окраинными морями располагаются активные выступы астеносферы, из которых поднимаются магматические диапиры и, вероятно, происходит зарождение вихревого движения.

1. Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. Строение и развитие дна Японского моря // Геодинамические исследования. № 11. М.: Межведомственный геофизический комитет АН СССР, 1988. С. 60-67.

2. Геология дна Японского и Филиппинского морей Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. 126 с.

3. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент – океан // Проблемы

морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103-113.

4. Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент - океан // Геотектоника. 2012. Т. 46, № 3. С. 70-92.

5. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А. Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3-21.

6. Основные черты геологического строения дна Японского моря. Наука, 1978. 264 с.

7. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Никонова Р.И. Новые представления о морфоструктуре окраинных морей востока Азии // Геодинамические исследования. № 11. М.: Межведомственный геофизический комитет АН СССР, 1988. С. 15-21.

КЛЮЧЕВАЯ РОЛЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ В СИСТЕМЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Б.А. Казанский

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

A KEY ROLE OF THE SEA OF JAPAN IN THE SYSTEM OF THE FAR EASTERN SEAS

B.A. Kazansky

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

The Sea of Japan (sea of Japan Yin-Yang system) occupies a special place in the system of marginal seas of East Asia and the Pacific mobile belt. From the standpoint of the principles of symmetry and adunation model of the evolution of the modern Earth stage tectonic evolution of the basin of the Sea of Japan is described as the final, when the extension is replaced by compression, in which the area of the Islands of Japan needs to increase, not decrease.

Японское море, изучению геологии которого посвятил многие годы И.И. Берсенева, занимает особое место в системе окраинных морей востока Азии, да и всего Тихоокеанского подвижного пояса, что иллюстрируется рис. 1 и рис. 2. Оно как бы «зажато между молотом и наковальней» – восточным краем континентальной плиты и самым западным выступом тихоокеанской плиты. Точка $Y+$ контакта плит с координатами 35° с.ш. и 140° в.д. (на стыке трех глубоководных желобов) является центром симметрии – антисимметрии литосферы Земли [1, 4], что особо четко проявляется в косых азимутальных проекциях (эквидистантных и равноплощадных) с центром в указанной точке.

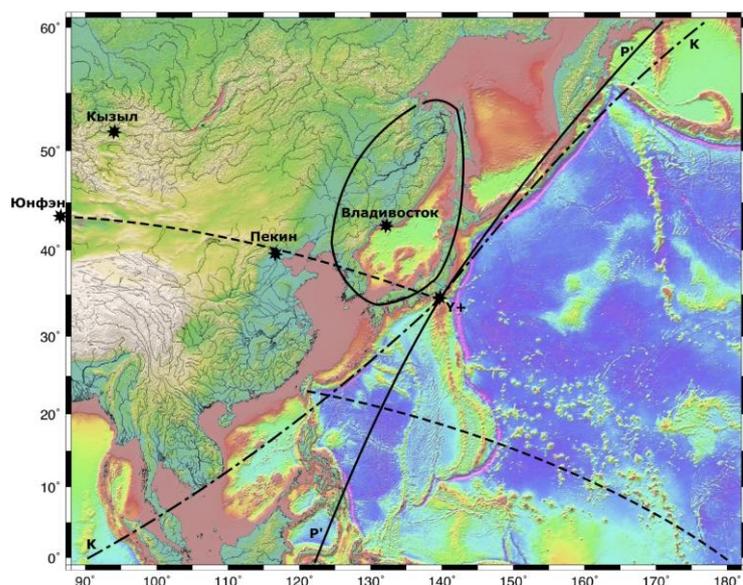


Рис. 1. Позиция Японского моря в ряду дальневосточных морей. Овалом очерчена Япономорская система инь-ян [1-3], пунктиром показаны фрагменты Тектонического экватора (плоскости симметрии) на континенте и в океане. Линия P' – плоскость (большой круг) антисимметрии литосферы [1], линия K – восточная граница континентальной коры (дуга окружности с радиусом 5600 км).

Плоскость симметрии P литосферы, названная Тектоническим экватором [1-4] Евразии и Африки, проходит, естественно, через расчетный центр Азии, расположенный в китайском городе Юнфэн ($43,67^\circ$ с.ш. и $87,33^\circ$ в.д.) и геометрический центр Африки. Порядка 100 млн. лет назад это был реальный тектонический экватор всей литосферы, но в настоящее время, за счет движения литосферных плит, он разбит на фрагменты в Атлантическом и Тихом океанах и в Южной Америке.

Плоскость антисимметрии P' те же 100 млн. лет назад была естественной границей между континентальным и океаническим полушариями, но и сейчас не утратила своих свойств: зеркальное отражение контуров относительно этой плоскости в проекции на рис. 2 демонстрирует антисимметричное размещение Африки и Евразии с Тихим океаном, а Австралии и Антарктиды с Индийским океаном с минимальными перекрытиями участков с континентальной корой. Более оптимальный вариант размещения получается при повороте проекции на 180° вокруг точки $Y+$ [4, 7]. При этом, в отличие от прежних демонстраций антисимметрии и антиподальности, привязанных к современной географической сетке (оси вращения), между границами надводных частей континентов остаются значительные промежутки для подводных окраин континентов.

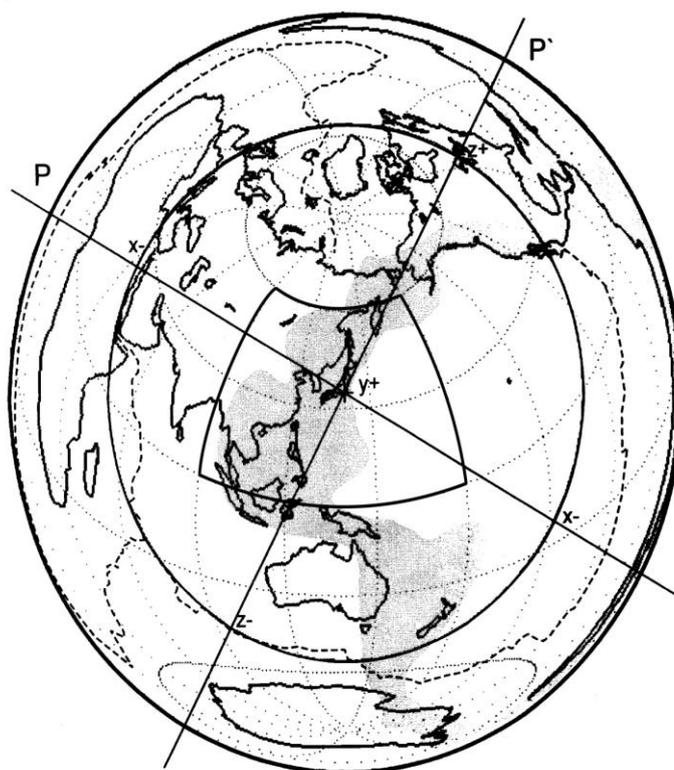


Рис. 2. Положение трапеции $60^\circ \times 90^\circ$ рис.1 на карте всей поверхности Земли в косо́й равноплощадной проекции Ламберта с центром в точке $Y+$ (35° с.ш. и 140° в.д.). P – плоскость симметрии (Тектонический экватор) литосферы, а P' – плоскость антисимметрии литосферы [1, 4, 7]. Заливкой выделен Тихоокеанский подвижный пояс [6], пунктирной линией – оси срединно-океанических хребтов. Координатная сетка $30^\circ \times 30^\circ$.

В тектоническом плане (в рамках разрабатываемой автором адунационной модели эволюции Земли [2, 5, 7]) Японское море является частью системы с особым типом симметрии – инь-ян [1] на зрелой (завершающей) стадии тектонической эволюции, когда кайнозойское растяжение земной коры прекратилось, сменившись на стадию сжатия и осадконакопления. Граница между денудационной (ян) и

аккумулятивной (инь) частями Япономорской системы, очерченной овалом на рис. 1, проходит по континентальному склону Приморья и Кореи. В таком контексте популярные апокалипсические сценарии для будущего Японских островов лишены логического и физического смысла: площадь Японских островов должна в будущем увеличиваться, а не сокращаться.

1. Казанский Б.А. Еще раз о симметрии и антисимметрии Земли // Закономерности строения и эволюции геосфер: матер. VI Междунар. междисц. научн. симпозиума (г. Хабаровск, 2004). Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 75-83.

2. Казанский Б.А. Тихоокеанская зона перехода с позиций адунационной модели // Закономерности строения и эволюции геосфер: матер. VI Междунар. междисц. научн. симпозиума (г. Хабаровск, 2004). Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 84-92.

3. Казанский Б.А. Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ETOPO 2' // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, №3. С. 54-63.

4. Казанский Б.А. Батиметрический анализ океанов: автореф. дис. ...док. геогр. наук. Владивосток: ДВО РАН, 2007. 44 с.

5. Казанский Б.А. Адунационная модель эволюции Земли // История наук о Земле: Исследования, этапы развития, проблемы: матер. Междунар. научн. конференции (г. Москва, 2008). М.: 2008. С. 123-124.

6. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск – Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.

7. Kazansky B.A. A quasi-plate tectonics – an adunation model // Proc. Int. Symposium on NCGT <'98 TSUKUBA>. Tsukuba. 1998. P. 154-158.

О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ И ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Р.Г. Кулинич

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, rkulinich@mail.ru*

ABOUT THE CONNECTION OF GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE SOUTHERN PRIMORYE AND THE PETER THE GREAT BAY

R.G. Kulinich

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

The paper presents the results of the synthesis and interpretation of geophysical data obtained in the area of the Peter the Great Bay, Sea of Japan. The data of gravimetry, magnetometry and seismic profiling provided the basis for this work.

As a result, geological scheme, which reflects the main features of the structure and the material composition of the shelf basement, borders the main sedimentary depressions and its depocenters, connection of underwater structures to onshore geological structures of the Southern Primorye and the main fault network, limiting the underwater structure and propagating within the adjacent continent is constructed.

Геологические сооружения Приморья на юге обрываются Японским морем. Между глубоководной котловиной и побережьем располагается обширный континентальный шельф, скрытый под водами залива Петра Великого. С севера к этому району сходятся геологические структуры Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Гродековской складчатых систем. Их дальнейшее распространение предполагается под водами указанного залива вплоть до основания материкового склона, где континентальная кора принимает редуцированную форму или сменяется корой океанического типа.

Исследование связи наземных и подводных геологических структур имеет как фундаментальное, так и прикладное значение. В первом случае такие исследования необходимы при решении проблемы происхождения, условий формирования и развития Японского моря, как бассейна, заложенного на окраине азиатского континента и связанного, таким образом, не только с конвергентной геодинамикой Тихоокеанской и Евроазиатской литосферных плит, но и с мезозойско-кайнозойскими геологическими процессами на континенте. С другой стороны, это расширяет возможность более обоснованного прогноза и целенаправленных поисков целого ряда полезных ископаемых под водами южно-приморского шельфа.

Изучение рассматриваемого района имеет длительную историю и включило в себя геологические и геофизические виды работ, определяющую роль в которых сыграли экспедиции ТОИ ДВО РАН (в то время ТОИ ДВНЦ АН СССР). Период наиболее активных геологических исследований пришелся на конец 60-х и 70-е годы прошлого столетия. Возглавлял эти работы И.И. Берсенев. Основной объем работ, включивших, главным образом, драгирование морского дна, был выполнен в зоне континентального склона, где существуют обнажения дочетвертичных осадочных отложений и консолидированного фундамента. В результате были получены ранее неизвестные данные о вещественном составе, возрасте и стратиграфии кайнозойского чехла в краевой части шельфа. Фундамент был обнаружен лишь на нескольких станциях драгирования.

Полученные в то время данные до сих пор остаются основной первичной геологической информацией по району зал. Петра Великого. К сожалению, ни их объем, ни представительность не могут служить основой для воссоздания геологической структуры всего южно-приморского шельфа.

В этой ситуации основным источником информации о скрытых геологических структурах всего шельфа и их связи с наземными геологическими сооружениями стали результаты геофизических исследований, начатых в те же годы.

В настоящей работе представлены результаты обобщения и интерпретации геофизических данных, полученных на акватории залива Петра Великого за все годы исследований в этом районе. Основой послужила комплексная геофизическая съемка, выполненная ТОИ ДВО РАН в 2003-2004 гг. и включившая гравиметрию, магнитометрию и непрерывное сейсмическое профилирование.

В результате составлена геолого-структурная схема, на которой отражены основные черты строения и вещественного состава шельфового фундамента, границы основных осадочных депрессий и их депоцентры, связь подводных структур с береговыми геологическими сооружениями Южного Приморья и сеть основных разломов, ограничивающих подводные структуры и уходящие в пределы прилегающего континента.

ГЕОЛОГИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Е.П. Леликов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, lelikov@poi.dvo.ru*

GEOLOGY OF THE SEA OF JAPAN

E.P. Lelikov

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

The geological structure of the Sea of Japan established metamorphic, igneous and sedimentary rocks. Metamorphic rocks of Archean – Early Proterozoic age, Late Proterozoic gneisses and amphibolites and Middle Paleozoic metavolcanites have been obtained on the topographic highs of basement. Middle – Late Paleozoic subplatform volcanogenic – terrigenous complexes, terrigenous Upper Paleozoic complex, Early Cretaceous sediments and Late Cretaceous volcanic covers were also obtained. Granitoids are represented by rocks of six age groups subdivided into three genetic classes: ultrametamorphogenic rocks, paligenetic ones, derivatives of andesitic magma. Cenozoic rocks are represented by basaltoids and sediments: the first ones are subdivided into five formative – geochemical types of various age. The sediment rocks are represented by Oligocene – Early Miocene and Paleocene continental sediments and Miocene, Pliocene and Quaternary marine sediments. We proposed that the Sea of Japan was formed as result of mantle diapir intrusion into lithosphere at the continent – ocean border in Late Mesozoic. Its intrusion was accompanied by heat flow increase, extension and weakening of the crust, rifting manifestations resulted in basins. During Cenozoic rifting and crust blocks subsidence continued through faults bordering various crust types. These events were accompanied by alkali magma outflows. The rifting occurred by cycles at various speed. Its speed was highest in 23-19 Ma. In that time subalkali magmas of trachyandesitic series outflowed over vast area of the Japan Sea bottom and the "greenschist" was formed on the Japan Islands.

Японское море среди окраинных морей Тихого океана выделяется наибольшей геологической изученностью. Планомерные исследования его геологии проводились в 70-90-х годах прошлого века. У истоков этих исследований стояли крупные ученые, такие как Н.П. Васильковский, И.И. Берсенев. И.И. Берсеновым разработана методика морских геологических исследований, которая хорошо зарекомендовала себя в процессе многочисленных экспедиционных работ, выполненных непосредственно под его руководством. В результате была составлена Геологическая карта дна Японского моря – первая Геологическая карта морской акватории [4], и подробная монография «Геология дна Японского моря, 1987». В последствие эти материалы вошли в Советско-японскую монографию: «Geology and Geophysics of the Japan Sea (1996)», редактором и автором ряда глав в которой был Игорь Ипполитович.

Японское море представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему. Его основными морфоструктурами являются шельф, материковый склон, подводные возвышенности, вулканические постройки и глубоководные котловины. Эти структуры различаются между собой геологическим строением и строением земной коры. Мощность земной коры шельфа – 30-26 км, подводных возвышенностей – 22-24 км. Земная кора Центральной котловины в восточной части имеет мощность 6.0 км (океанический тип), а в западной – 8.0 км, существенно отличается от земной коры котловин Ямато и Цусимской, имеющих мощность до 14,0 км [6].

В геологическом развитии Японского моря выделяются два крупных этапа. Первый – докайнозойский и раннекайнозойский, в котором эти структуры развивались как единое целое со структурами окружающей суши. В строении складчатого фундамента подводных возвышенностей участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы.

Метаморфические породы. Среди них установлены архей-раннепротерозойские (2729-1983 млн. лет) образования, распространенные в западной части моря на возвышенностях Корейского плато и являющихся подводным продолжением Сино-Корейского массива. Они представлены гнейсо-мигматитовым комплексом, сложенным роговообманковыми амфиболитами, биотит-роговообманковыми биотитовыми плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами, кварц-биотит-мусковитовыми сланцами, гнейсо-гранитами и мигматитами, которые сформированы в среднеглубинных условиях амфиболитовой ($T - 560-670^{\circ} C$ и $P - 5,0-7,0$ кбар) фации [7].

К позднепротерозойскому комплексу отнесены метаморфические образования западной оконечности хребта Южное Ямато, представленные роговообманковыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и биотитовыми гнейсами. Они сформировались в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T - 550^{\circ} C$ и $P - 4,0$ кбар) и по своему составу близки гнейсам Хида Японии и "габброидам" Южного Приморья. Метаморфизованные вулканогенные и терригенные образования средне-позднепалеозойского комплекса (355,9; 319,2; 272,5; 240,3 млн. лет) обнаружены на возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато. Среди первых преобладают metabазальты, реже встречаются альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-биотит-хлоритовые и хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы, амфиболовые микросланцы и амфиболиты по габбро или диабазам. По составу они близки толеитам океанических островов и поднятий, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации при давлении 2-4 кбар и температуре $480^{\circ} C$. Первично осадочные породы преобладают над метаэффузивами и представлены филлитами, кварц-серицитовыми сланцами и метапесчаниками [7].

Осадочные породы. Среди осадочных образований выделяется толща конгломератобрекчий, дресвяников, песчаников и алевролитов среднепалеозойского возраста, залегающая на докембрийских и среднепалеозойских гранитах на склоне Корейского плато. Толща песчаников, гравелитов, алевролитов верхнепалеозойского возраста возвышенности Ямато прорвана гранитами с возрастом 270 млн лет. Здесь же развиты нижнемеловые аркозовые песчаники с прослоями алевропесчаников и алевролитов с палинокомплексом альбского возраста, а на Южном Ямато обнаружены континентальные отложения песчанно-алевролитовой толщи, содержащие палинофлору палеоценового возраста.

Вулканогенные породы подразделяются на позднемеловые и кайнозойские. К позднемеловым образованиям (103-64 млн. лет) относятся вулканы, развитые на материковом склоне Восточного Приморья. Они аналогичны вулканическим породам приморской серии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Основание этой серии сложено литокристаллокластическими туфами дацитов, выше по разрезу развиты лавы и витролитокристаллокластические туфы риолитов.

Гранитоиды играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа и крупных подводных возвышенностей, где они слагают массивы, протягивающиеся на десятки и сотни километров. Среди них выделяются породы трех генетических типов: ультраметаморфогенного, известково-щелочного (палингенные) и андезитового ряда, подразделяющиеся на шесть разновозрастных комплексов [8].

На Корейском плато установлены ультраметаморфогенные граниты раннепротерозойского возраста, среднепалеозойские (348,4 млн. лет) палингенные абиссальные граниты и раннемеловые (110-102 млн. лет) палингенные ($T - 560-650^{\circ} C$,

P – 4,1-5,3 кбар) диориты, гранодиориты, граниты, которые также обнаружены на возвышенности Гэбасс в Японской котловине.

На возвышенности Ямато развиты позднепротерозойские габбро, гранодиориты и граниты, производные андезитовой магмы, позднепалеозойские (332,0-181,0 млн. лет) кварцевые монцониты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, производные андезитовой магмы, кристаллизовавшиеся при $T = 590-660^{\circ} C$ в пограничной области абиссальных и мезоабиссальных интрузий и позднемеловые (74-67 млн. лет) гипабиссальные гранодиориты и граниты андезитового ряда. На шельфе Южного Приморья подняты позднемеловые (98-58 млн. лет) граниты: палингенные плюмазитового типа ($T = 550-650^{\circ} C$) и палингенные гипабиссальные ($T = 720^{\circ} C$, $P = 1,1$ кбар) граниты.

Развитие структур Японского моря сопровождается последовательно возрастанием роли магматических пород. При этом увеличивается количество кислых, обогащенных калием, дифференциатов, как в отдельных возрастных комплексах, так и в общей направленности магматизма, т.е. сохраняется гомодромная направленность магматизма от докембрия до позднего мезозоя. Подобная закономерность может свидетельствовать о конструктивном характере развития этих структур в докайнозойе, заложившихся на докембрийском сиалическом фундаменте. В позднем мелу появляются признаки деструкции коры, к которым можно отнести наличие гранитов плюмазитового типа на материковом склоне Южного Приморья [8], характерных для геодинамических обстановок калифорнийского типа и континентальных рифтов.

Второй, наиболее важный позднекайнозойский этап развития морфоструктуры Японского моря, с которым непосредственно связано формирование его впадины. Здесь важное значение приобретают вулканы нескольких возрастных комплексов и отложения осадочного чехла. Вулканические образования представлены четырьмя комплексами: 1 – олигоцен-раннемиоценовых калиевых вулканокластитов, 2 – олигоцен-раннемиоценовых кали-натровых андезитовидов, 3 – среднемиоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов и 4 – плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов.

Олигоцен-раннемиоценовый комплекс (27-18 млн. лет) подразделяется на две толщи: трахиандезитовую (свита Оки) и андезитовую. Свита Оки залегает в виде покровов на гетерогенном фундаменте всех крупных возвышенностей и сложена туфами трахиандезитового, трахидацитового, трахилипаритового, смешанного состава, пепловыми и игнимбритами. Ее породы относятся к образованиям субщелочной серии ($K_2O + Na_2O = 8,0-11,5\%$). К андезитовой толще (27,4; 21,5 млн. лет) отнесены вулканические постройки возвышенности Ямато, сложенные непрерывным рядом пород от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов, представляющих собой образования известково-щелочной серии.

Вулканы среднемиоцен-плиоценового комплекса (13,1-4,5 млн. лет) широко распространены в Японском море, слагая многочисленные вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах (Японской и Ямато), а также в краевых частях крупных подводных возвышенностей. Они представлены дифференциальным рядом пород от базальтов до трахилипаритов при резком преобладании пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезитов. Это специфические породы, которые обладают чертами сходства, как с вулканами известково-щелочной серии островных дуг (по высокому содержанию $Al_2O_3 = 17-20\%$, $K_2O+Na_2O = 3,5-4,5\%$, Rb, Sr, низкому содержанию CaO – 8,5-10%), так и с океаническими толеитами (по высокому уровню Ni – 40-250, Cr – 150-500 г/т и особенностям состава минералов) [5].

Плиоцен-голоценовый комплекс (2,2-3,5 млн. лет до современного периода). Вулканы комплекса развиты в юго-западной части моря, где они образуют вулканические постройки в северном борту Цусимской котловины. Это щелочные породы с высоким содержанием калия до 5,0% и титана до 3,6%. Они образуют

эволюционный ряд от пикритовых базальтов до трахитов. По геохимическим особенностям они аналогичны щелочным базальтоидам континентальных рифтов.

Характерной геохимической особенностью кайнозойского вулканизма Японского моря является повышенная щелочность, в частности, калиеость всех выделенных типов образований, что может быть связано с влиянием сиалического субстрата континентальной коры на исходный состав магмы.

Кайнозойские отложения осадочного чехла представлены морскими осадочными породами, которые перекрывают образования складчатого фундамента и содержат органические остатки (диатомеи, радиолярии). По литологическому составу они близки между собой – это диатомово-глинистые породы с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, известняков, диатомовые глины, туфодиатомиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, диатомиты, реже песчаники, алевролиты, алевропилиты и туфогравелиты. На основании диатомового анализа среди них выделяются нижнемиоценовые, средне-верхнемиоценовые, верхнемиоценовые и плиоценовые отложения [2, 10]. Наибольшим распространением пользуются средне- и верхнемиоценовые, разрез которых на ряде возвышенностей (интервал глубин 3300-2700 м) начинается горизонтом базальных конгломератов, сложенных валунами и галькой пород фундамента, свидетельствующих о прибрежно-морских условиях их отложений. Мощность морских отложений на шельфе, материковом склоне и возвышенностях колеблется от 0,25 до 1,5 км.

Образование впадины Японского моря явилось следствием двух процессов: растяжения, вызванного относительным перемещением Тихоокеанской и Евроазиатской литосферных плит, и внедрения мантийного плюма со стороны Тихого океана, начало которого приходится, вероятно, на меловое время. Эти процессы сопровождалось повышением теплового потока, разуплотнением, растяжением земной коры, проявлением рифтогенеза, в результате которого начали образовываться глубоководные котловины. В течение кайнозоя продолжались рифтогенез и опускание блоков земной коры по глубинным разломам, что сопровождалось подъемом и излиянием щелочных магм. Этот процесс протекал циклично с различными скоростями: наиболее быстро на рубеже палеогена и неогена (23-19 млн. лет) и сопровождался излиянием субщелочных вулканитов трахиандезитовой серии на обширных площадях моря и формированием толщи “зеленых туфов” в Японии. Вертикальные движения происходили на фоне продолжающегося рифтогенеза в глубоководных котловинах, который охватывает и крупные подводные возвышенности, разделяя их на более мелкие блоки. При этом краевые части подводных возвышенностей приобретают ступенчатое строение за счет сбросов, поверхность которых имеет крутые борта, и в них обнажаются породы складчатого фундамента. Время проявления рифтогенеза в котловинах и на возвышенностях различно. Возраст нижнего горизонта отложений, залегающих на базальтах в Японской котловине – нижнемиоценовый, а в троге Гензан (Корейское плато) – верхнемиоценовый, т.е. раскрытие этих рифтогенных трогов происходило в более позднее время (6-5 млн. лет), чем в котловине (18-15 млн. лет). Развитие рифта сопровождается последовательным сокращением мощности земной коры, в частности, в троге Гензан наблюдается уменьшение мощности коры от 24 до 18 км в направлении котловины [1]. Возможно, наличие утолщенной земной коры в Цусимской котловине связано с более поздним временем проявления рифтинга, чем в Японской котловине. Различия в строении земной коры япономорских структур отражают различные стадии развития рифта на окраине континента.

Фосфориты. Среди полезных ископаемых, установленных в Японском море, наибольший интерес представляют фосфориты. Которые были впервые открыты в 25 рейсе НИС «Первенец», выполненным под руководством И.И. Берсенева.

К настоящему времени фосфориты и фосфатные породы известны в различных частях моря, где они подняты на многочисленных станциях драгирования в интервале глубин от 350 до 2500 м. Среди фосфоритов выделяются образования двух типов: фосфатно-кремнисто-карбонатные стяжения с содержанием P_2O_5 – 10-12 %, которые изредка встречаются на материковом склоне Приморья в составе плиоценовой толщи и фосфатизированные диатомиты. Последние подразделяются на собственно фосфатизированные диатомиты (плитчатые фосфориты) и псефо-псаммитовые породы, сцементированные фосфатизированными диатомовыми осадками с низким содержанием P_2O_5 – 2,6-13,5 %. Наибольший интерес представляют плитчатые фосфориты с содержанием P_2O_5 -27,6-31,0%, которые широко распространены в Японском море.

Проведенные полевые испытания фосфоритов свидетельствует о высоком их качестве, легкой их обогатимости и простоте и эффективности использования в сельском хозяйстве в виде фосфоритовой муки, урожайность при применении которой на различных культурах достигает 40-70 % [3, 9].

1. Антипова С.И., Кулинич Р.Г., Николаев С.М. Глубинное строение земной коры по гравиметрическим данным // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 26-37.

2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток. 1987. 139 с.

3. Берсенев И.И., Гусев В.В., Школьник Э.Л. Фосфориты дна Японского моря // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 397-401.

4. Геологическая карта дна Японского моря. Мингео СССР. 1988.

5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 649-670.

6. Карп Б.Я., Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352-354.

7. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1992. 168 с.

8. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.

9. Леликов Е.П. Геология фосфоритов дна Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2001. 115 с.

10. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 240 с.

ПРИЗНАКИ АЛЛОХТОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ОХОТСКИМ МОРЕМ

В.Л. Ломтев

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
v.lomtev@imgg.ru*

SIGNS OF ALLOCHTHONOUS BED OF EARTH CRUST UNDER THE SEA OF OKHOTSK

V.L. Lomtev

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

Signs of allochthonous crust under the Sea of Okhotsk and her quiet glide to east examine from seismics, drilling and dredging data. Among them: nuppe structure of Pacific slope of Kuril arc with Pegas nappe; ramp structure of the Kuril trench; absence of great gaping fault (rift) in the Sea of Okhotsk; shallow (~10-25 km) seismicity of East Eurasia; absence great gaping fault (rifts) on bathymetric maps of frontal island arcs and Far East marginal seas propose allochthonous crust of Eurasia.

В докладе по результатам интерпретации профилей (ПР) НСП и МОГТ, данных сейсмологии, бурения и драгирования рассматриваются признаки аллохтонного залегания земной коры под Охотским морем, где по данным ГСЗ и КМПВ традиционно предполагали нормальное, т.е. без срыва, залегание земной коры на верхней мантии [6].

Региональный шарьяж Пегаса – ключевой элемент в покровной тектонике тихоокеанского склона Курильской островной дуги (рис. 1). Он имеет клиновидную форму, но местами и более сложное строение (пакет тектонических пластин) и располагается на выходе фокальной зоны Беньофа [3].

Шарьяж Пегаса слагают докайнозойские породы акустического фундамента, драпированные кайнозойским чехлом. Он формирует среднюю, ступенчатую часть тихоокеанского склона дуги и полого надвинут на клин низкоскоростных и дислоцированных кайнозойских пород аккреционной призмы мощностью 2-3 км и шириной 10-13 км (см. ПР МОГТ 1700 и 1639 ОАО «Дальморнефтегеофизика» в [6]). Призма слагает нижний склон или внутренний борт желоба. Она имеет надвиговую структуру и входит в покровная тектонопару «региональный шарьяж-аккреционная призма» во фронте Курильской дуги (рис. 1). Видимая мощность шарьяжа Пегаса на упомянутых профилях достигает 5-6 км, предполагаемая мощность в корне, определенном по тепловому и гравитационному минимумам под верхней глубоководной террасой – 15 км (см. [4] в другом докладе автора). Его видимое смещение на ПР МОГТ 1700 и 1639 составляет 20-25 км, общее – ~ 80 и 100 км соответственно. Возраст тектонопары и сопряженного с ней рампового желоба составляет 0.5-1 млн. лет (средний плейстоцен или начало пасаденской орогении по Г. Штилле [5]). Он определен по ряду признаков, включая разрыв долинной сети каньонов и абиссальных долин. Надвигание Курильской дуги по глубинному надвику зоны Беньофа сопровождается землетрясениями и цунами, иногда катастрофическими [3]. Его следствия: 1) опускание автохтона (СЗ плита) под литостатической нагрузкой тектонопары и формирование рампового желоба в обстановке бокового сжатия коры и верхней мантии; 2) тектонический срез и аккреция чешуй кайнозойского чехла перед и под шарьяжем фундамента связаны с его движением вверх по восстанию кровли автохтона, что актуально для аккреционных зон других желобов и регионов Дальнего

Востока; 3) кора под Курильской дугой и Охотским морем находится в аллохтонном залегании в связи с отсутствием компенсационного раздвига (рифта) сопоставимых с шарьяжем Пегаса размеров; 4) отсутствие раздвигов шириной 80-100 км и глубиной 15-20 км на батикартах фронтальных островных дуг и окраинных морей Дальнего Востока предполагает аллохтонное залегание земной коры Евразии, связанное со срывом к востоку в кайнозой, а также надвиговое строение ее тихоокеанской окраины.

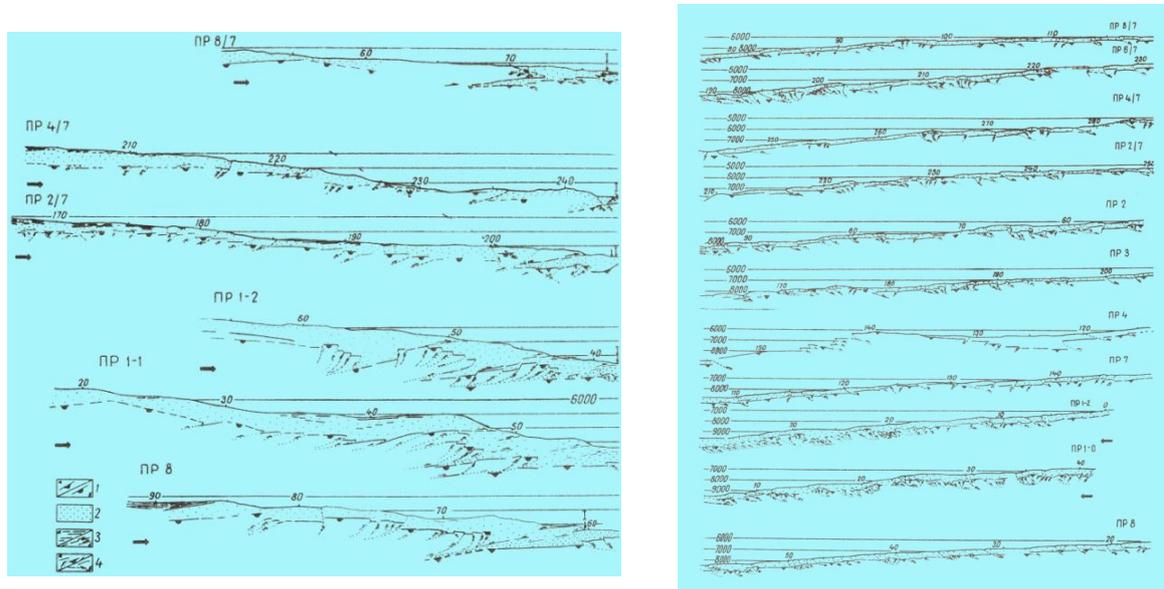


Рис. 1. Интерпретированные глубинные разрезы НСП (ПР 8/7, 6/7, 4/7, 2/7, 2, 3, 4, 7, 8) и МОГТ (ПР 1-1, 1-0, 1-2) через внутренний (слева) и внешний (справа) склоны Курильского желоба в масштабе 1:1 [3]. Вертикальный и горизонтальный масштабы в км. 1 – кровля фундамента внешнего (а) и внутреннего (б) склонов желоба; 2 – прозрачный слой (кайнозойский чехол и аккреционная призма); 3 – отражающие площадки в прозрачном слое: а – линзы слоистых осадков типа турбидитов, б – разломы призмы; 4 – разломы фундамента установленные (а) и предполагаемые (б). Цифра 1 на разрезах – фронт аккреции.

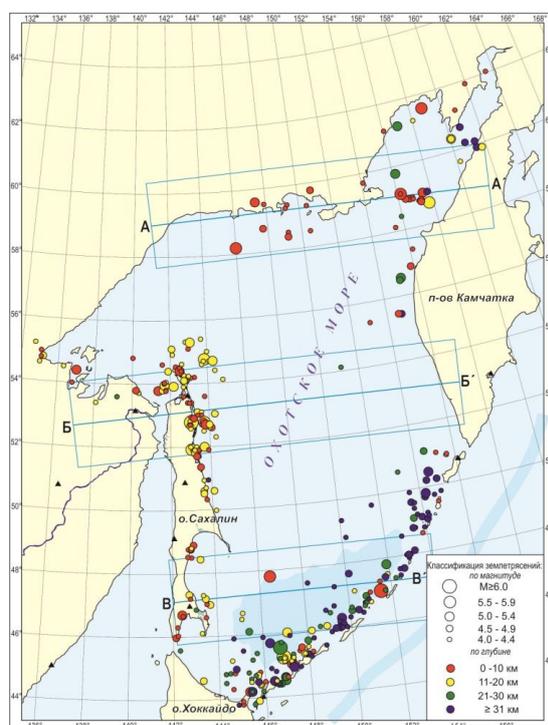


Рис. 2. Карта эпицентров мелкофокусных ($h \leq 60$ км) землетрясений Охотского моря с $M \geq 4.0$ за период 1962-2010 гг. Черные треугольники – сейсмические станции.

Мелкофокусная ($h \leq 60$ км) сейсмичность ($M \geq 4.0$) и «тихий срыв» коры Охотского моря. В лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН под руководством д.ф.-м.н. И.Н. Тихонова недавно подготовлена карта мелкофокусной сейсмичности Охотского моря (рис. 2, 3) [7]. Охотские землетрясения на глубинах до 30-40 км (Ямское 27.11.1851 г., $M = 6,5$; Пьягинское 03.11.1936 г., $M = 5,7$; Западно-Итурупское 07.05.1962 г., $M = 6,7$; Западно-Симуширское 02.01.1975 г., $M = 6,5$) сопровождались макросейсмическим эффектом от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64. Следовательно, они опасны для нефтегазовой инфраструктуры шельфа СВ Сахалина, а в будущем – и других нефтегазоносных шельфов региона. Глубокофокусные (мантийные) землетрясения локализованы в наклонной фокальной зоне Беньофа, выходящей к востоку от Курильских о-вов и из-за заглубления очагов [3] не представляют значительной сейсмической опасности.

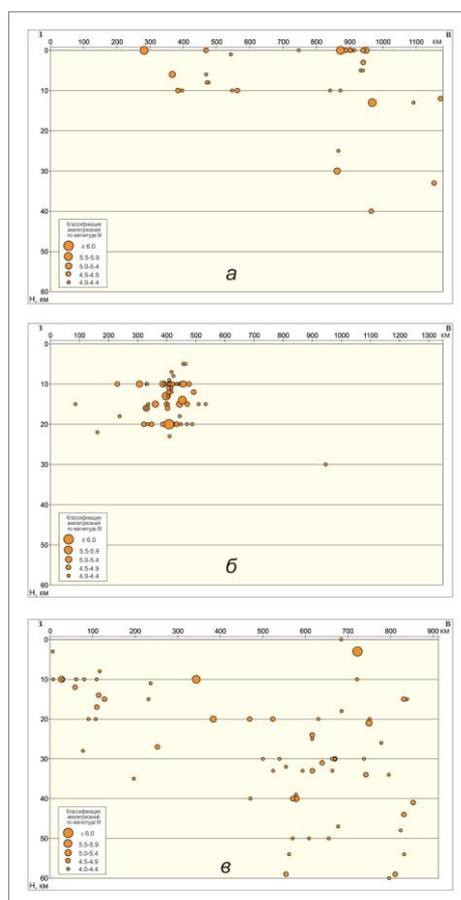


Рис. 3а-в. Вертикальные субширотные разрезы сейсмоактивных объемов Охотского моря вдоль линий А-А', Б-Б', В-В' в пределах ± 150 км. Их положение в плане см. на рис. 2.

Судя по рис. 2 сейсмичны прикурильская, северосахалинская и примагаданская, включая залив Шелихова, части Охотского моря. Его центральная и смежные СЗ, СВ и ЮЗ части асейсмичны (Охотская свод или срединный массив в раме кайнозойских складчатых областей). Это означает, что мощность коры в Охотском и других окраинных морях, вероятно, превышает 20-30 км, т.е. ближе к оценкам Е.А. Старшиновой (ссылка в [6]). Сахалинские, магаданские и камчатские землетрясения в основном приповерхностные, но с магнитудой нередко $\geq 4-5$. Вблизи Курил вклад в сейсмичность вносят и очаги на выходе фокальной зоны Тараканова восточного падения, если ориентироваться на данные А. Хасегава и др. по микроземлетрясениям этой зоны близ вулканического фронта (линия четвертичных вулканов) на севере о-ва Хонсю (см. [4] в другом докладе автора). Отметим также разноглубинность

гипоцентров: от 10 км на магаданском шельфе до 20-35 км на охотской окраине Сахалина и от 40 км в заливе Шелихова до 60 км в прикурильской зоне (рис. 3). Сейсмичность на Сахалине [2] связывают с молодым, коровым и амагматичным срывом к востоку. Близ Курил и Камчатки мелкофокусная сейсмичность в основном, видимо, вызвана сползанием коры в тылу их фронтального глубинного надвига и опусканием дна Курильской батинальной котловины из-за оттока значительных объемов магмы кверху над зоной Беньюфа [4, 7]. На магаданском шельфе приповерхностная сейсмичность, возможно, связана с подъемом деколлемента северного аллохтонного мегаблока Охотского свода [1].

С учетом покровной структуры тихоокеанского склона Курильской дуги и рамповой структуры одноименного желоба на рис. 1, контрастного (> 5-14 км) рельефа акустического фундамента в Охотском море [1, 6], регионального смещения к востоку GPS-пунктов между Байкалом и о-вом Хонсю после мегаземлетрясения Тохоку 11.03.2011 г. и региональной мелкофокусной (в основном в интервале глубин 10-25 км) сейсмичности востока Евразии (см. [5, 7] в другом докладе автора) приходим к выводу о «тихом ($M < 4.0$) срыве» к востоку земной коры под Охотским морем и его горно-равнинным обрамлением.

Настоящий доклад автор посвящает светлой памяти известного сахалинского сейсмолога, доктора физико-математических наук И.Н. Тихонова.

1. Ломтев В.Л. К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 4. С. 69-80.

2. Ломтев В.Л., Жердева О.А. К сейсмотектонике: новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 3. С. 56-68.

3. Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. О строении и сейсмотектонике Курильской системы дуга – желоб // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39, № 4. С. 219-238.

4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 44-55.

5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55-63.

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

7. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее вероятная тектоническая природа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41, № 1. С. 19-38.

ПРИЗНАКИ АЛЛОХТОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ЯПОНСКИМ МОРЕМ

В.Л. Ломтев

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
v.lomtev@imgg.ru*

SIGNS OF ALLOCHTHONOUS BED OF EARTH CRUST UNDER THE SEA OF JAPAN

V.L. Lomtev

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

Signs of allochthonous crust under the Sea of Japan and her quiet glide to east examine from seismics, seismology and drilling data. Among them: nappe structure of Pacific slope of Honshu arc; absence of great gaping fault (rift) in the Sea of Japan; displacement to east of GPS-points between the Baikal and Honshu arc after Great earthquake 11.03.2011; shallow (10-25 km) seismicity of East Eurasia; preNeogene active margin of fold Sikhote-Alin; contrast (5-10 km) relief of acoustical basement.

В докладе по результатам интерпретации данных МОБ, сейсмологии и бурения рассматриваются признаки аллохтонного залегания земной коры под Японским морем, где по данным глубинной сейсмики традиционно предполагали нормальное, т.е. без срыва, залегание коры на верхней мантии.

Региональный шарьяж Ойасио – ключевой элемент в покровной тектонике тихоокеанского склона островной дуги Хонсю (рис. 1). Шарьяж имеет клиновидную форму и по сейсмологическим данным А. Хасегава и др. располагается на выходе зоны Беньофа [4, 6]. Его слагают докайнозойские породы акустического фундамента. Он формирует среднюю, ступенчатую часть тихоокеанского склона и надвинут на клин низкоскоростных дислоцированных пород кайнозойского осадочного чехла (аккреционная призма) в его нижней части (внутренний борт Японского желоба). Сместитель шарьяжа выделяется на профилях МОГТ благодаря заметному ($> 1-2$ км/с) скачку скорости и акустической жесткости. По данным бурения опорные отражающие границы в кровле фундамента аллохтона и автохтона (СЗ плита) изохронны, т.к. сложены породами позднего мела, что фиксирует сдваивание фундамента и кайнозойского чехла (тектонопара «региональный шарьяж – аккреционная призма») во фронте дуги Хонсю. Видимая мощность шарьяжа достигает 8 км, предполагаемая мощность в его корне – 10-20 км. Его видимое смещение достигает 30-40 км, а с учетом покровного баланса осадков аккреционной призмы – 90 ± 5 км. Возраст тектонопары и связанного с ней рампового Японского желоба составляет 0.5-1 млн. лет (средний плейстоцен или начало пасаденской глобальной орогении по Г. Штилле [2]). Он определен по комплексу независимых признаков, включая проградацию конусов выноса на ложе СЗ Пацифики. Шарьярование островной дуги Хонсю сопровождается землетрясениями и цунами, иногда катастрофическими (11.03.2011 г. [7]). Его следствия: 1) опускание автохтона под литостатической нагрузкой тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» и формирование рампового глубоководного желоба в обстановке бокового сжатия коры и верхней мантии; 2) тектонический срез и аккреция чешуй кайнозойского осадочного чехла перед и под шарьяжем Ойасио, связанных с его движением вверх по восстанию кровли автохтона (СЗ плита Пацифики), что актуально для аккреционных зон Сихотэ-Алиня и других

регионов, включая глубоководные желоба, где исследователи не выделяют региональные шарьяжи фундамента [1 и др.]; 3) земная кора под островной дугой Хонсю и Японским окраинным морем сорвана с основания и находится в аллохтонном залегании в связи с отсутствием субмеридионального компенсационного раздвига (рифта) сопоставимых размеров и параллельного Японскому желобу.

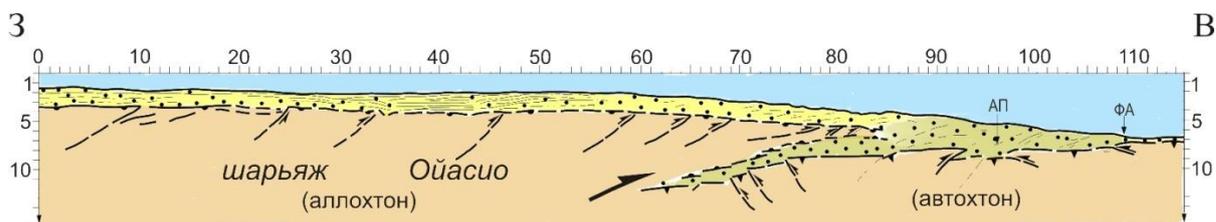


Рис. 1. Глубинный широтный разрез МОГТ JNOC2 в полосе бурового геотраверза «Гломара Челленджера» на севере Японского желоба [4, 6]. Вертикальный и горизонтальный масштаб в км. АП – аккреционная призма, ФА – фронт аккреции. Пунктиры со стрелкой – разломы докайнозойского акустического фундамента и направление смещения по ним; жирная стрелка – направление смещения шарьяжа Ойасио.

Мелкофокусная сейсмическая ($M \geq 3.0$) зона и «тихий срыв» коры Японского моря. В лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН под руководством д.ф.-м.н. И.Н. Тихонова недавно подготовлена новая карта мелкофокусной сейсмичности Японского моря (рис. 2, 3). На ней отчетливо выделяется мелкофокусная сейсмическая зона шириной 100-200 км, локализованная в пределах подводной окраины Японо-Сахалинской островной дуги между $34-52^\circ$ с.ш., т.е. на протяжении ~ 2000 км (рис. 2, 3; [6]). Остальная часть Японского моря практически асейсмична. Зона имеет близвертикальное падение, расширяется и углубляется от флангов к центру от 30 до 60 км. Ее география вполне ожидаема, т.к. Японо-Сахалинская дуга – фрагмент Тихоокеанского сейсмического пояса, где происходит более 80 % землетрясений Земли. На тихоокеанской окраине дуги Хонсю сейсмичность достигает максимального для Земли уровня. В Японском море мелкофокусная сейсмичность слабее, хотя близ его восточного побережья нередки сильные землетрясения: Ниигатское 1964 г. ($M = 7.5$), Монеронское 1971 г. ($M = 7.5$), Япономорское 1983 г. ($M = 7.7$), Окусирское 1993 г. ($M = 7.8$) и Невельское 2007 г. ($M = 6.2$) и др.

Близвертикальное распределение гипоцентров на рис. 3 не согласуется с моделью наклонной субдукции плиты Японского моря под о-ва Хоккайдо и Хонсю, вызванной раскрытием Байкальского рифта (С. Уэда и др.; ссылки см. в [6]). Полагают, что глубина погружения этой плиты за последние 2 млн. лет составила 50 км при скорости 2 см/год.

В работе [6] близвертикальное распределение гипоцентров связывают с региональным перегибом слоев земной коры и подкоровой мантии при переходе от их субгоризонтального залегания в Японском море к наклонному в тылу Японо-Сахалинской островной дуги (корневая зона фронтального глубинного надвига), а также с гравитационным сползанием коры в тылу дуги или на ее подводной окраине. Масштабы последнего, вероятно, варьируют, что определяет различия в ширине и строении мелкофокусной сейсмической зоны в тылу Сахалина и о-ва Хоккайдо, включая возможное эшелонирование активных разломов (сейсморазрывы).

С учетом покровной структуры тихоокеанского склона дуги Хонсю на рис. 1 [4, 6], регионального смещения к востоку GPS-пунктов между Байкалом и о-вом Хонсю после Великого Японского землетрясения и цунами (Тохоку) 11.03.2011 г. [7], региональной мелкофокусной (в основном в интервале глубин 10-25 км) сейсмичности востока Евразии [5 и др.], признакам преднеогеновой активной окраины складчатого Сихотэ-Алиня с фронтальным взбросо-надвигом, погребенным и компенсированным

осадками краевым прогибом [3 и др.] и контрастного (> 5-10 км) рельефа докайнозойских пород акустического фундамента [1 и др.] приходим к выводу о «тихом ($M \leq 3.0$) срыве» земной коры к востоку в асейсмичной части Японского моря и его материковом, горно-равнинном обрамлении.

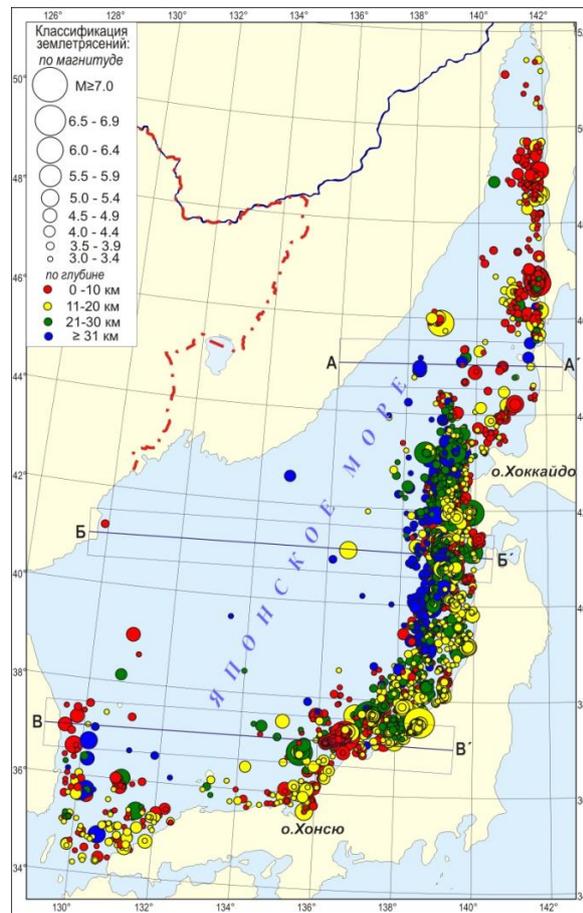


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ на глубинах ≤ 60 км в Японском море за 1975-2010 гг. [6]. Отрезки прямых А-А', Б-Б', В-В' – осевые линии вертикальных широтных разрезов сейсмоактивных объемов (см. рис. 3).

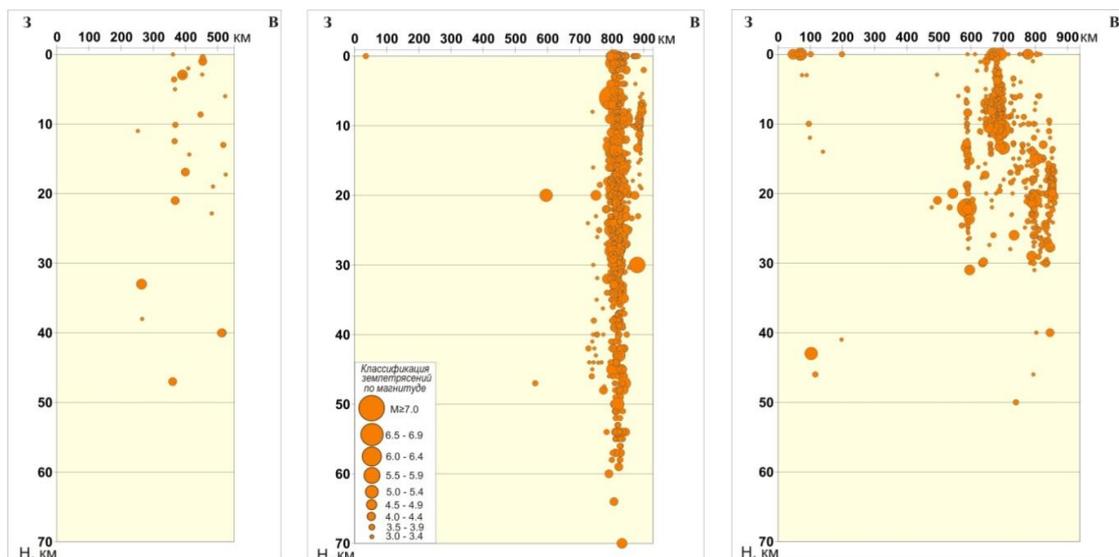


Рис. 3. Вертикальные широтные разрезы сейсмоактивных объемов по линиям А-А', Б-Б', В-В' в пределах $\pm 0.5^\circ$. Координаты конечных точек линий см. в работе [6].

Настоящий доклад автор посвящает светлой памяти известного сахалинского сейсмолога, доктора физико-математических наук И.Н. Тихонова.

1. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис и др. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.

2. Ломтев В.Л. Методы датирования глубоководных желобов // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 105-111.

3. Ломтев В.Л. Признаки газоносности и строение кайнозойского чехла на западном борту Северо-Татарского трога (Японское море) // Глубинная нефть. 2014. Т. 2, № 2. С. 220-237.

4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

5. Оскорбин Л.С., Бобков А.О. Макросейсмическое проявление землетрясений на территории южной части Дальнего Востока // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 45-74.

6. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность и тектонические особенности Японского моря // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 66-77.

7. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. Vol. 524-525. P. 76-86. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.019.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕКТНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Ю.И. Мельниченко, Л.А. Изосов, Б.А. Казанский, В.В. Лепешко, Н.С. Ли, Е.Б. Осипова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, yumel@poi.dvo.ru*

MORPHOLOGICAL TECTONICS AND GEODYNAMICS PECULARITIES OF PACIFIC MARGIN OF ASIA

Y.I. Melnichenko, L.A. Izosov, B.A. Kazanskiy, V.V. Lepeshko, N.S. Lee, E.B. Osipova

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

The report presents the analysis results of morphological tectonics Asia Pacific margin as part of maritime basins and adjacent areas of the ocean and the continent. We consider a model of vortex geodynamics of the lithosphere of the region. Vortex geodynamics occurs, probably, as the effect of torsion tectonic mass in terms of axial rotation of the Earth and the pulsations of the electromagnetic field according to the ideas of I. Bersenev (1964).

Более полувека назад И.И. Берсенеv на основании имеющихся к тому времени геологических данных и других материалов пришел к выводу о возникновении субширотных и субмеридиональных дислокаций, обусловленных движением подкоровых и сиалических масс под влиянием пульсационных и ротационных сил Земли [1]. Им подчиняются сдвиги и прочие разломы, изображенные на схематической тектонической карте мира, приведенной И.И. Берсенеvым, а также в некоем роде конфигурация морей Азиатско-Тихоокеанской окраины. Влияние осевого вращения Земли следует ожидать и на природу региональных и локальных деформаций коры – появление, в частности, криволинейных дислокаций. Единовременным взаимодействием этих сил обусловлено, вероятно, формирование структур т.н. «центрального» типа и вихревых образований, выделенных дальневосточными геологами в пределах востока Азии [2]. Подобные дислокации в рельефе поверхности земной коры характеризуются как инь-ян-системы – структуры с особым видом симметрии-антисимметрии, включающие впадины окраинных морей [3].

В докладе приводятся результаты анализа морфологической тектоники Тихоокеанской окраины Азии в составе не только морских впадин, но и смежных участков океана и континента, выполненного авторами на протяжении ряда лет. Использованы архивные и опубликованные материалы по геологии, геофизике, геоморфологии, сейсмотомографии и космической альтиметрии, включая данные как собственных исследований, в том числе экспедиционных, так и других исследователей. Предметом анализа служили формы залегания горных пород (структуры), которые на поверхности земной коры проявляются в морфологических формах (морфоструктурах), а разнообразные формы нарушения их залегания – в виде линеаментов, заметно выделяющихся в специфических субаквальных условиях [4]. Поэтому структурный и сравнительно тектонический методы анализа форм земной коры, введенные Н.С. Шатским в геотектонику в сороковых годах прошлого века, служили главными в нашем исследовании. В целях реконструкции особенностей структурно-морфологической эволюции континентально-океанической окраины проведено механико-математическое моделирование, в основе которого рассматривается

движение масс кусочно-неоднородной среды под действием локального разуплотнения астеносферы [5].

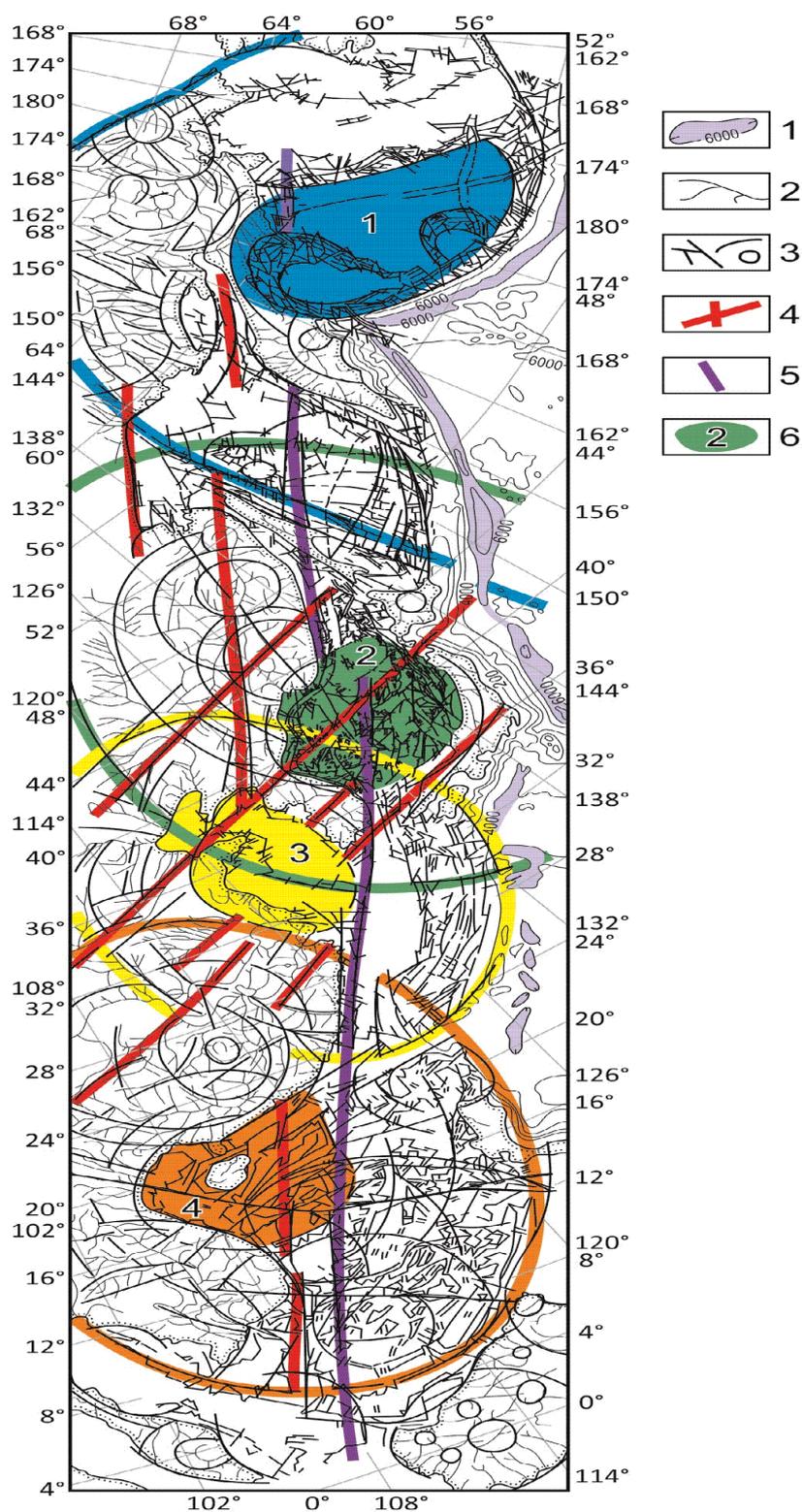


Рисунок. Схема вихревой геодинамики Азиатско-Тихоокеанского региона: глубоководные желоба Тихого океана (1), фрагменты речной сети континентальной суши и островов (2), линейменты (3), фрагменты трансрегиональных разломных зон (4), граничная зона континента (5), системы литосферных вихрей (6) с воронкой морских бассейнов – 1 Берингийская, 2 Япономорская, 3 Янцзы-Бохайская (Восточно-китаеморская), 4 Южно-китаеморская.

На основании сравнительно морфотектонического анализа, проведенного по совокупности морфологических, геологических и геофизических признаков, установлено, что эволюция впадин Японского, Охотского и Филиппинского морей отличается тафрогенным режимом с образованием рифтогенных разрывов и раздвигов коры. Независимо от типа и состава, строения и возраста пород фундамента для них характерно преобладание дизъюнктивных форм земной коры (остаточные горсты, приразломные линейные грабены, рифто-грабены, рвы отседания, тектонические уступы, эскарпы, оползни). Они развиваются на сводах и по склонам поднятий, по бортам и на днищах рифтовых впадин и котловин в пределах сокращения мощности коры в процессе деградации.

Формирование морских впадин сопровождалось явлениями базальтоидного вулканизма, что без исключения привело к развитию окраинно-морских вулканогенов на разрушенном фундаменте. Они представлены линейными вулканическими сводами горных хребтов, массивами в форме куполов, вулканотектоническими депрессиями и вулканическими структурами второго-третьего порядков. Вулканоструктуры часто накладываются на растащенные и деформированные фрагменты вулканических поясов. Наиболее крупные из них развивались в зонах сквозных структур – трансструктурных трансрегиональных линеаментов, ослабленных разрывами, разломами, раздвигами и на их пересечении. Примером служат вулканогены Японского моря, хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). Появление положительных вулканических форм сопровождается наращиванием мощности коры, а депрессий, напротив, – её уменьшением. В любом случае они связаны с развитием коромантийных диапиров (плюмов).

С внедрением мантийного диапира И.И. Берсенев увязывал формирование впадины Японского моря на контакте материкового и океанического блоков литосферы при активизации их взаимодействия. Механико-математическое моделирование развития плюма [5] показывает, что движение масс тектоносферы в режиме «купола» происходит по схеме конвекции с восходящими потоками в разуплотненной области и нисходящими – у боковых границ конвективной ячейки. В режиме «прогиба» разуплотненное вещество растекается под более вязким верхним слоем, вызывает его утонение и проседание его свободной верхней поверхности. Примером может служить формирование системы возвышенности Ямато и Центральной котловины (Японское море). Эти процессы под влиянием осевого вращения Земли вызывают эффект кручения тектонических масс, что в условиях пульсации электромагнитного поля Земли способствует, вероятно, развитию литосферных вихрей на сочленении континентальной окраины Азии и Тихого океана (рисунок). Предлагаемая модель вихревого тектонического течения показывает динамическое воздействие восходящего потока вещества астеносферы на литосферу Тихоокеанской окраины Азии вне зависимости от состава и типа земной коры.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-06638 и Программы Дальний Восток (15-1-1-017).

1. Берсенев И.И. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 194-200.

2. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А. Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3-21.

3. Казанский Б.А. Упорядоченность рельефа Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеан. геол. 1997. Т. 16, № 3. С. 29-37.

4. Сигова К.И. Линеаменты разломных деформаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. 112 с.

5. Osipova E., Melnichenko Y., S'edin V. Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 2010, Gangneung, Korea. Proceeding of PEACE. Gangneung, Korea. P. 227-234.

ТЕКТОНИКА ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В.Г. Прокудин, С.Н. Медведев

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, prokudin@poi.dvo.ru*

TECTONICS OF THE TSUSHIMA BASIN

V.G. Prokudin, S.N. Medvedev

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

The velocity model of the Earth's crust of the Tsushima Basin in the Japan Sea is constructed using experimental seismic data. Five units are distinguished in the sedimentary cover with the velocities P-wave 1.55-1.6, 1.8, 2.1-2.2, 3.6-3.8 and 4.2-4.5 km/s, respectively. The maximum thickness of the sedimentary cover is about 6.5 km. The heterogeneous acoustic basement with the velocities 4.5-6.1 km/s was formed by faulting and volcanism. The total suboceanic crustal thickness in the central part of the Tsushima Basin is about 16-17 km, with the exception of the water layer. In the Basin walls the reduction of the continental crustal thickness is about 22-25 km. The P-wave velocity of the uppermost mantle is 8.0-8.1 km/s. The consolidated crust has two parts: the upper crust with velocities 4.5-6.3 km/s, and the lower one with 6.6-7.4 km/s. A high velocity layer in the lowermost crust has rocks with P-wave velocity of 7.3-7.4 km/s and the maximum thickness of about 5 km. The sediments were accumulated in an environment of synsedimentary subsidence on the continental margin, where a deep marine Basin was formed in early Eocene – middle Eocene under extensional tectonic.

Цусимская глубоководная котловина расположена в юго-западной части Японского моря. На западе она ограничена континентальным склоном Кореи, на севере – склонами Корейского плато и острова Уллындо, на северо-востоке и востоке – склонами острова Докдо и возвышенности Оки, на юге – островным склоном Японии. Дно котловины представляет собой равнину, большая часть которой расположена на глубинах 1500-2200 м. В структурном отношении котловина является поверхностным проявлением обширной, частично компенсированной осадками, изометричной депрессии фундамента.

В пределах котловины научными и производственными организациями Кореи, Японии и России выполнены площадные сейсмические исследования МОВ (методами НСП и ОГТ), а также шесть профилей ГСЗ [2, 3, 9, 10, 12]. На южном замыкании котловины корейскими и японскими компаниями пробурено более 10 разведочных скважин (well) глубиной от 2050 до 4265 м [6, 12 и др.]. Драгирование пород фундамента проводилось в рейсах ТОИ на структурах северного обрамления котловины [1].

Цусимская котловина характеризуется максимальными для Японского моря величинами мощности осадочных пород. По материалам ОГТ корейскими учеными построена карта мощности чехла [10], на которой показаны три депоцентра, разделенные поднятиями фундамента. По этим оценкам мощность чехла превышает 5000 м, 7000 м и 11000 м для депоцентров центральной, восточной и южной частей котловины.

Анализ сейсмических материалов – опубликованных временных разрезов ОГТ и данных ГСЗ (в том числе собственных), позволил расшифровать структуру верхней части коры Цусимской котловины и определить ее скоростные параметры. Основные

топографические элементы дна котловины контрастно проявлены и в рельефе акустического фундамента (АФ). На западе фундамент котловины через крутой уступ материкового склона переходит в фундамент шельфа; на севере и востоке его локальными поднятиями оконтурены цоколи островов Уллындо и Докдо, возвышенностей Глебова и Оки. Между возвышенностями Оки и Криштофовича расположен трог, соединяющий Цусимскую и Центральную котловины. Кроме того, в рельефе фундамента фиксируются локальные поднятия СВ и СЗ простираний, которыми котловина делится на три осадочных суббассейна. На шельфе и континентальном склоне Кореи рельеф АФ характеризуется сочетанием хребтов, трогов и изометричных поднятий. Эти структуры имеют общее субмеридиональное простирание и ограничиваются крутыми (часто вертикальными) сбросами. Рельеф фундамента южного борта котловины закамouflирован отложениями чехла; о значительной дислоцированности поверхности фундамента здесь можно судить по материалам НСП и, косвенно, по характеру аномалий магнитного и гравитационного полей.

Скоростная модель чехла содержит 5 слоев, скорости распространения Р-волн в которых (сверху вниз) составляют 1.55-1.6 км/с, 1.8 км/с, 2.1-2.2 км/с, 3.6-3.8 км/с и 4.2-4.5 км/с (рисунок).

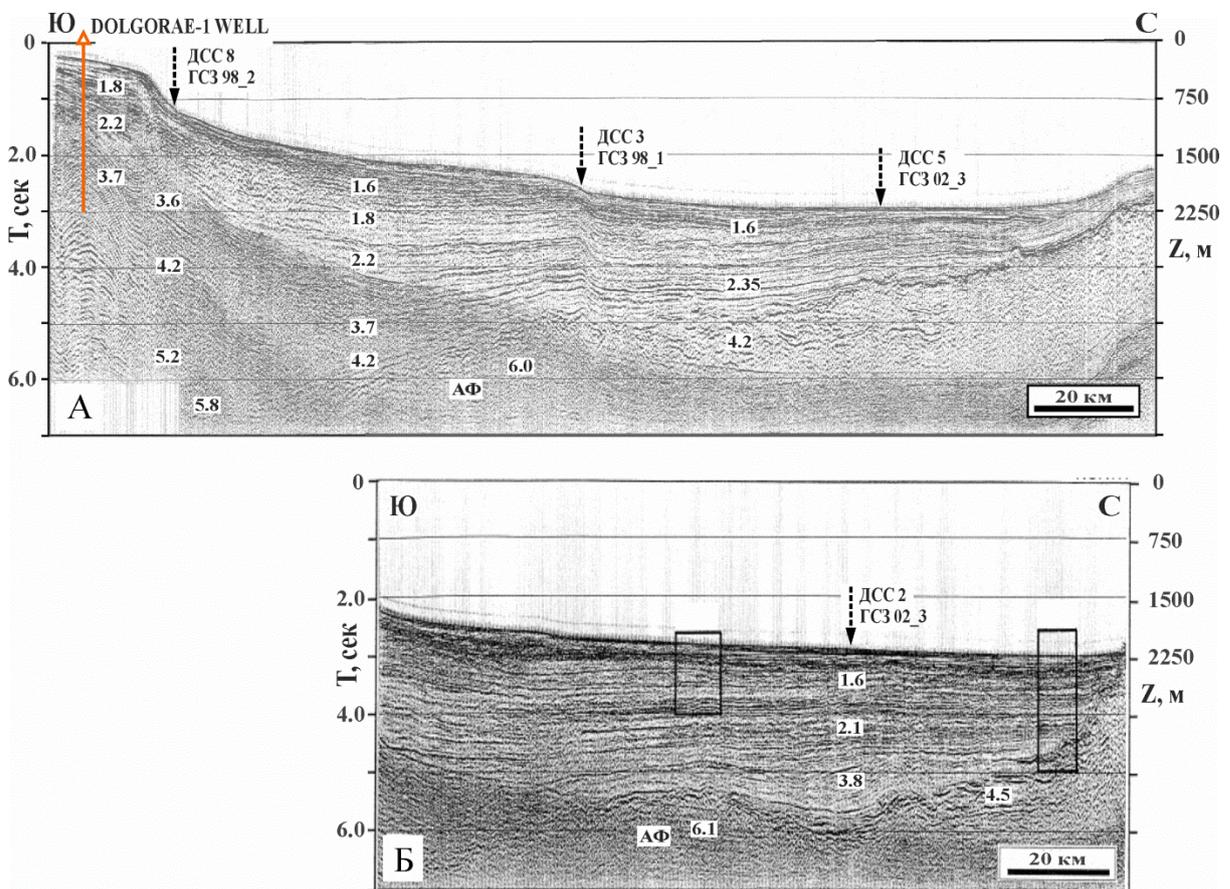


Рисунок. Структура и скоростные параметры верхней части земной коры Цусимской котловины. А, Б – временные разрезы ОГТ (данные Korea National Oil Corporation, по: [10]. Пунктирными стрелками отмечены точки пересечения с профилями ГСЗ российско-японских экспериментов 1998 и 2002 гг. (надписаны номера ближайших донных сейсмических станций). Цифры на разрезах – значения скоростей продольных волн. АФ – акустический фундамент. Шкала глубин (Z, м) относится к водному слою. Цветная линия – положение разведочной скважины Dolgorae-I.

Верхний слой (мощностью до 800 м) выклинивается на бортах котловины, мощности остальных варьируют от первых сотен метров до 1.5-2.0 км. Единственная реперная граница разреза связана с кровлей базального горизонта чехла. Этот горизонт проявляется в виде пачки высокоамплитудных отражателей, которые (по аналогии с котловиной Хонсю) могут быть интерпретированы как переслаивание вулканических и тонких осадочных слоев. Гетерогенный акустический фундамент характеризуется скоростями 4.5-6.1 км/с. На шельфе и материковом склоне он, вероятно, сложен магматическими и консолидированными осадочными породами, обнажающимися вдоль восточного побережья Кореи. Севернее 36°45'с.ш. здесь широко развиты докембрийские гнейсы и палеозойские осадочные породы, прорванные мезозойскими гранитами. Южнее 36°45'с.ш. – андезиты, фельзиты и базальты, экструдированные в меловые осадочные толщи [7]. Калий-аргоновый возраст вулканических пород указывает, что их формирование началось в эоцене (46-44 млн. лет) и завершилось, после перерыва магматической активности, в миоцене (23-13.6 млн. лет) [4]. В северной части котловины АФ, вероятно, состоит из позднемиоцен-четвертичных вулканитов, слагающих острова Уллындо, Докдо и возвышенность Глебова.

Структура и параметры коры в целом определены при интерпретации данных ГСЗ. Наиболее представительные материалы получены в двух российско-японских экспериментах (1998 г. и 2002 г.) и японском эксперименте (2000 г.) с цифровыми донными сейсмическими станциями и пневмоисточниками [2, 12]. Установлено, что мощность коры в центральной части котловины 16-17 км. На бортах котловины и в Корейском проливе мощность коры увеличивается до 22-25 км. Консолидированная кора содержит два отдела: верхний со скоростями распространения Р-волн 4.5-6.3 км/с и нижний с $V_p = 6.6-7.4$ км/с. В основании нижней коры выявлен высокоскоростной горизонт ($V_p = 7.3-7.4$ км/с) мощностью 4-5 км, вероятно, выклинивающийся под континентальным склоном. Подобные высокоскоростные слои в низах коры известны и в других зонах перехода континент – океан [8]; их происхождение связывают с серпентинитизацией пород в кровле литосферной мантии. По скоростным параметрам кора центральной части котловины может быть отнесена к субокеанической, а ее периферийных участков и Корейского пролива – к редуцированной континентальной.

По материалам бурения разведочных скважин [6] нижние горизонты вскрытой части чехла в Цусимской котловине сложены раннемиоценовыми терригенными породами, отлагавшимися в глубоководных условиях. Однако глубоководный бассейн в Корейском проливе существовал уже в среднем эоцене [11]. Поскольку выклинивание слоев чехла на бортах котловины по типу подошвенного прилегания (рис. Б) свидетельствует об осадконакоплении в пределах предварительно сформированного бассейна, время заложения Цусимской котловины следует отнести, по крайней мере, к концу раннего – началу среднего эоцена.

Средняя скорость Р-волн для чехла в целом не превышает 2.8 км/с (для вскрытой скважиной Dolgorae-I части разреза $V_{cp} = 2.7$ км/с), поэтому максимальные мощности чехла в наиболее погруженных локальных депрессиях фундамента можно оценить в 6-6.5 км. Мощность 11 км [10] может быть получена только при отнесении к чехлу всех скоростных горизонтов разреза с величинами V_p меньше 6.0 км/с. Однако такая интерпретация не согласуется с данными гравиметрии: южный депоцентр осадочного бассейна (по: [10]) расположен в области положительных аномалий Фая. Цусимской котловине соответствует область отрицательных значений аномалий Фая, но консолидированная кора и литосфера в целом на диаграммах распределения плотности характеризуются повышенными значениями [2].

Пликвативные дислокации слоев чехла не выявлены; дизъюнктивные дислокации различной ориентировки и возраста отчетливо проявляются в рельефе дна, акустического фундамента, в структуре чехла и в аномалиях магнитного и гравитационного полей. Наиболее выразительны нарушения северо-восточного и

северо-западного простираний, а также (на бортах котловины) субмеридиональные зоны разломов.

Таким образом, депрессия Цусимской котловины заложилась в раннем эоцене (?) – начале среднего эоцена на континентальной окраине, раздробленной в позднем мезозое. Формирование глубоководной котловины завершилось в среднем эоцене после накопления вулканогенно-осадочного горизонта ($V_p= 4.2-4.5$ км/с). Осадочные толщи чехла накапливались в процессе общего погружения бассейна. Перестройка первоначального структурного плана котловины имела место при тектономагматической активизации региона [1, 5] в позднем олигоцене – раннем миоцене, среднем – позднем миоцене, плиоцене – голоцене.

1. Берсенев И.И. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

2. Гильманова Г.З., Прокудин В.Г. Плотностная модель литосферы Цусимской котловины Японского моря // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 94-101.

3. Жигулев В.В. и др. Оценка нефтегазоносности впадины Цусима и прилегающего шельфа (по сейсмическим данным) // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 33-42.

4. Мартынов Ю.А., Ли Д.У. Позднемеловой – кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 37-49.

5. Съедин В.Т. Тектономагматические этапы Охотского и Японского морей // Материалы ХLI Тектонического совещания. М: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 303-307.

6. Chough S.K., Barg E. Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // Geology. 1987. Vol. 15. P. 45-48.

7. Chough S.K. Geology and Sedimentology of the Korea Peninsula. Elsevier, 2013. 363 p.

8. Czuba W. et al. Continent-ocean-transition across a trans-tensional margin segment: off Bear Island, Barents Sea // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 184. P. 541-554.

9. Kim H.J. et al. Crustal structure of the continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // Tectonophysics. 2003. Vol. 364. P. 25-42.

10. Lee G.H. et al. Seismic stratigraphy of the deep Ulleung basin in the East Sea (Japan Sea) back-arc basin // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18. P. 615-634.

11. Sakai H., Nishi H. Geologic ages of the Taishu group and the Katsumoto formation in the Tsushima and Iki Islands off northwest Kyushu of the basis of planktonic Foraminifers // J. Geol. Soc. of Japan. 1990. Vol. 96, N 5. P. 389-392.

12. Sato T. et al. P-wave velocity structure of the margin of the southeastern Tsushima Basin in the Japan Sea using ocean bottom seismometers and airguns // Tectonophysics. 2006. Vol. 412. P. 159-171.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РИФТОГЕННЫХ (ГЛУБОКОВОДНЫХ) ВПАДИН ОХОТСКОГО МОРЯ

В.П. Семакин, А.В. Кочергин, Т.И. Питина

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
a.kocergin@imgg.ru*

DEEP STRUCTURE RIFTOGENIC (DEEP-WATER) DEPRESSIONS OF THE SEA OF OKHOTSK

V.P. Semakin, A.V. Kochergin, T.I. Pitina

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

Deep structure riftogenic (deep-water) depressions of the Sea of Okhotsk and Pannonic depression are similar – dense, reduced thickness Earth's crust, existence of asthenosphere under lithosphere on low depths, which are the regulations of isostatic equilibrium of these structural elements. In the Deryugin riftogenic basin the foot of Earth's crust presence on depths 21-25 km, in Pannonic depression – 24-27 km. In the Deryugin basin the cap of the asthenosphere is on depth 70 km, the foot – 164 km; $\rho = 3,1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $T_{\text{melt}} = 1370^\circ \text{ C}$, percentage of melt 6,4-15,5%. In Pannonic basin the lithosphere is on depths 23-57 km ($V_b = 8,6-8,7-9,1 \text{ km/s}$), asthenosphere presence on depth 57 km ($V_b=7,8-7,7 \text{ km/s}$) or on depth 60 km ($\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Глубинное строение рассматривается с целью выявления происхождения указанных структурных элементов.

Охотское море. В приосевой части неотектонической *впадины Дерюгина* подошва земной коры выявляется на глубине 21 км, увеличиваясь до 23-25 км на её периферии. Кровля "базальтового" слоя в приосевой части впадины находится на глубинах 10-11 км, погружаясь в восточном направлении до 13 км и в западном – до 15 км. Мантия и "базальтовый" слой на участках минимальных мощностей земной коры несколько разуплотнены, видимо, за счёт наличия определённого количества магматических расплавов [6].

Под впадиной Дерюгина кровля электропроводящего слоя ($\rho = 3,1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; $T = 1370^\circ \text{ C}$) установлена на глубине 70 км, подошва – на 164 км [2], а под поднятием Института Океанологии соответственно на глубинах 65 км ($\rho = 34 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; $T = 1270^\circ \text{ C}$) и 160 км, т.е. интервалы глубин залегания электропроводящих слоёв под указанными неотектоническими структурными элементами достаточно близки между собой при практически одинаковой их мощности (94 и 95 км). Различие состоит в величинах ρ (3,1 и 34 Ом·м) и T (1370° C и 1270° C) на кровлях проводящих слоёв, а также в объёмной доли расплава – под впадиной Дерюгина она варьирует от 6.4% до 15.5%, а под поднятием Института Океанологии – соответственно 2.4% и 3.6%, в результате чего электропроводящие слои будут характеризоваться различной вязкостью [2].

Для впадины Дерюгина характерен высокий тепловой поток (ТП) [6], среднее значение которого по 14-ти определениям составляет 97 мВт/м^2 (интервал значений 56-210 мВт/м²).

В восточной прибрежной части Северного Сахалина кровля верхнемантийного электропроводящего слоя установлена на глубинах 90-100 км с погружением на запад до 130-140 км, мощность слоя составляет 40 км, $\rho = 1-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, суммарная продольная проводимость (S) 3500-5000 См [5].

В западной прибрежной части Камчатки кровля мантийного электропроводящего слоя ($\rho = 6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $T \sim 1200^\circ \text{C}$) установлена на глубине 110 км, подошва предполагается на глубине не менее 155 км, т.е. мощность слоя оценивается примерно в 45 км [7].

Согласно модели Е.А. Старшиновой [3], в пределах *Южно-Охотской глубоководной впадины* земная кора под рыхлыми осадками до глубины 8-10 км характеризуется плавным нарастанием продольных сейсмических волн (V_p) от 5 км/с до 7.2 км/с. Ниже находятся слои с повышенными скоростями 7.8 км/с, 8.2 км/с и 8.4 км/с, расположенные соответственно на глубинах 11 км, 20 км и 30 км (от дна моря), чередующиеся с зонами пониженных скоростей 7.0 км/с и 6.8 км/с на глубинах 15 км и 25 км. Таким образом, консолидированная кора впадины является расслоенной, в целом высокоскоростной и соответственно уплотнённой, что отражается, в частности, в аномалиях Буге. Слои с пониженными скоростями имеют пониженную добротность и повышенное поглощение относительно слоев с более высокими скоростями. Все это может свидетельствовать о том, что слои с пониженными скоростями могут содержать определённое количество магматического расплава, понижающего вязкость слоёв.

В Южно-Охотской глубоководной впадине в слое с глубины 33 км (от уровня моря) и глубже установлена большая скорость ($V_p = 8.4 \text{ км/с}$), повышенная добротность (200-250) и пониженное поглощение [3]. Этот литосферный слой, являющийся, наиболее вероятно, подошвой, переработанной ранее существовавшей здесь континентальной коры, распространяется, возможно, до кровли нижележащего электропроводящего слоя ($T = 1330^\circ \text{C}$, объёмная доля расплава 5,7-10,8%) на глубине 75 км, подошва которого устанавливается на 130 км [2]. Астеносферный слой в целом, видимо, играет определенную роль в изостатической компенсации вышележащей литосферы. Ниже указанного электропроводящего астеносферного слоя в интервале глубин 130-200 км, судя по концентрации здесь очагов землетрясений, предполагается наличие "упрочнённого" слоя мощностью 70 км.

Южно-Охотская глубоководная впадина, также, как и впадина Дерюгина, характеризуется высоким ТП [6], среднее значение которого по 41-ому определению составляет 100 мВт/м^2 (интервал значений 55-346 мВт/м^2).

Ниже для сравнения рассматривается глубинное строение *Паннонской впадины*, которая занимает территорию Большой Венгерской (Средне-Дунайской) низменности.

В пределах впадины поверхность Мохо (М) с $V_T = 8,1 \text{ км/с}$ устанавливается на глубинах 24,5-27,0 км. По сравнению с Паннонской впадиной мощность земной коры значительно увеличивается под Карпатами от 50 км (ПР V) до 60 км (ПР III). На профилях ГСЗ, пересекающих Паннонскую впадину, достаточно отчетливо фиксируется поверхность "гранитного" слоя (K_1) с V_T обычно 6,1 км/с на глубинах 4-9 км. Менее отчетливо спорадически прослеживается граница "базальтового" слоя (K_2) с $V_T = 6,8-7,1 \text{ км/с}$ на глубинах 19-20 км [4].

Для центральной части Паннонской впадины в районе горы Карцаг по данным докритических отражённых волн составлен довольно детальный скоростной разрез земной коры и верхней мантии [4]. В интервале глубин 20,4-22,5 км зафиксирована отчетливо выраженная инверсионная зона с $V_{пл} = 6,3 \text{ км/с}$; относительно верхнего пласта снижение скорости составляет 1,3 км/с, а относительного нижнего – 2,3 км/с. Инверсия скорости, наиболее вероятно, связана с наличием в слое магматических расплавов. Подошва земной коры (поверхность М) находится здесь на глубине 22,65 км, ниже которой пластовые скорости возрастают до 8,6 км/с, прослеживаемые до глубины 24 км. В интервале 24-57 км $V_{пл}$ составляют 8,7 км/с с возрастанием до 9,1 км/с на глубинах от 40 до 51 км. Геологическая природа таких высоких скоростей неясна (возможна эклогитизация или наличие железистых гранатов). Начиная с глубины 57 км и до 85,5 км пластовые скорости резко уменьшаются до 7,8 км/с (в интервале глубин 68-72,5 км до 7,7 км/с), фиксируя, очевидно, астеносферу. С глубины

85,5 км и до 95,6 км $V_{пл}$ возрастают до 7,86 км/с, т.е. увеличиваются относительно вышележащего слоя на 0,06 км/с.

По сейсмологическим данным в Паннонской впадине выделены следующие интервалы глубин в мантии со средними и аномальными скоростями продольных сейсмических волн (в км/с): 1) интервал 27-55 км, $V_{ср.} = 8,60$ км/с, $V_{ан} = +0,5$ км/с; 2) 55-170 км, $V_{ср.} = 8,05$ км/с, $V_{ан} = -0,3$ км/с; 3) 170-230 км, $V_{ср.} = 8,50$ км/с, $V_{ан} = +0,1$ км/с [1]. При сравнении этих скоростей со скоростями рассмотренного выше разреза в районе горы Карцаг устанавливается их качественное соответствие, особенно для интервалов 27-55 км и 24-57 км. Учитывая $V_{ср.} = 8,05$ км/с интервала 55-170 км, можно также предположить, что пониженные пластовые скорости (7,7-7,86 км/с) в интервале 57-95,6 км разреза района горы Карцаг могут распространяться до глубины 170 км.

В Паннонской впадине выделено два электропроводящих слоя [1]. Коровый слой залегает в интервале глубин 25-32 км (по другим данным 20-25 км), мощность слоя 7 км, удельное электрическое сопротивление $\rho = 10$ Ом·м. Мантийный электропроводящий слой мощностью 120 км (ρ около 20 Ом·м) выявляется в интервале глубин 80-200 км [1]. По данным А. Адам [4], проводящий слой верхней мантии Паннонской впадины, залегает на глубине 60 км. Последняя глубина практически соответствует кровле (57 км) пониженных скоростей на разрезе в районе г. Карцаг. Если глубину кровли проводящего мантийного слоя принять равной 60 км, то при мощности слоя 120 км подошва его будет находиться на глубине 180 км, что примерно соответствует интервалу глубин 55-170 км средних пониженных скоростей (8,05 км/с), установленных по сейсмологическим данным [1].

Характерной особенностью Паннонской впадины является повышенный тепловой поток равный 80-100 мВт/м². Расчётное значение температуры на глубине 57-60 км (кровля астеносферы) может достигать 1500° С.

Таким образом, глубинное строение глубоководных рифтогенных впадин Охотского моря и Паннонской депрессии принципиально сходно. Земная кора рассмотренных структурных элементов уплотнена и сокращена в мощности. Подкоровая мантия, залегающая на астеносфере, выделяется высокими скоростями сейсмических волн (V_p и $V_{пл}$). Астеносфера характеризуется сходным неглубоким залеганием кровли, меньшими величинами удельного электрического сопротивления (ρ), пониженными скоростями сейсмических волн (V_p и $V_{пл}$), повышенными температурами на кровле, большим содержанием расплава по сравнению с прилегающими поднятиями. Характерной особенностью рассмотренных структурных элементов является повышенный тепловой поток в их пределах. Судя по аномалиям, в свободном воздухе, эти структурные элементы в общих чертах близки к состоянию изостатического равновесия.

1. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.
2. Куцов А.М., Ляпишев А.М. Глубинная электропроводность Тихоокеанских трансектов и природа зон высокой проводимости // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. III). С. 52-77.
3. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 6. С 1339-1344.
4. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 272 с.
5. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Б. и., 1996. 335 с.
6. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М: Наука, 2006. 130 с.

7. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: Российская академия наук, Дальневосточное отделение, Ин-т морской геологии и геофизики, 1992. 238 с.

ВУЛКАНИЗМ ЯПОНСКОГО МОРЯ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ, СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ

В.Т. Съедин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, sedin@poi.dvo.ru*

THE VOLCANISM OF THE SEA OF JAPAN: THE HISTORY OF STUDY, THE MODERN QUESTIONS

V.T. S'edin

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

The history of the study of volcanism of the Sea of Japan is represented in this work. It covers more than 40 years. In the first stage of the study of volcanic rocks (until 1992) was used only dredge material. Several variants of the classification of the volcanic rocks of the Sea of Japan were proposed in this stage. The data of Deep Sea Drilling were obtained later in the 127 and 128 Legs. The main aim of the present time is to generalize the dredge and Deep Sea Drilling data.

Японское море – одно из окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Оно занимает центральное место в цепочке окраинных морей, которая протягивается от Берингово до Южно-Китайского моря. Японское море характеризуется ярко выраженными геолого-геофизическими особенностями и относится, наряду с Южно-Китайским морем, к Япономорскому типу окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Японское море – одно из наиболее изученных среди окраинных морей – здесь проведено глубоководное бурение и выполнен огромный объем драгирования, которое к настоящему времени выполнено практически на всех положительных структурах моря. У истоков геологических работ стоял И.И.Берснев, памяти которого посвящается это сочинение.

Изучение вулканизма Японского моря имеет длительную историю и, по сути, неразрывно связано с началом его геологических исследований. Первые сведения о вулканических породах внутренней части Японского моря были получены при изучении геологического строения островов, расположенных в его пределах – о-в Уллындо (Геология Кореи, 1964); о-ва Оки, Садо, Окусири и др. (Геологическое развитие Японских островов, 1968); о-в Монерон (В.Ф. Ерохов и др., 1971). Впервые вулканические породы со дна моря были подняты советскими исследователями в 42-ом (хребет Богорова) и 47-ом рейсах НИС «Витязь», в первых рейсах НИС «Первенец» (Б.И. Васильевым в 1969, 1970 г.г. – в-ть Ямато, о-ва Уллындо, Чукто). В этих рейсах был получен материал, который в дальнейшем послужил основой начального изучения пород в т.ч. и вулканитов. Результаты различных исследований вулканитов были приведены в работах Н.П. Васильковского и др. (1969), Ю.В. Шевалдина и др., (1972), Б.И. Васильева, П.В. Маркевича (1972). В частности, в этих статьях впервые приведены данные по изотопному датированию вулканитов (К-Аг метод) и охарактеризованы их некоторые физические свойства. В это же время исследования геологического строения дна Японского моря проводили и японские ученые. Первые их данные по вулканическим породам (петрографическое описание, изотопные возраста) приведены в работе Н. Уено и др. (1972).

Особое место среди ранних работ, посвященных вулканитам Японского моря, занимает статья В.Г. Сахно и Б.И. Васильева [3]. В ней авторы на основании

имеющегося к тому времени материала дают первую типизацию базальтоидов Японского моря. Они разделяют их на две серии: «известково-щелочную подводных гор, котловин и каньонов», породы которой по своим петрохимическим особенностям и составу микроэлементов близки к вулканитам андезитовой формации островных дуг; и «оливин-базальтовую щелочную островов Чукто и Уллындю», образования которой аналогичны континентальным щелочным оливиновым базальтам. Эта типизация вулканитов Японского моря, хотя и базировалась на незначительном материале первых рейсов, была по-своему интересна и отразила *некоторые основные особенности* вулканизма Японского моря.

В 70-х годах прошлого века начались активные детальные геологические исследования Японского моря, которые были организованы и курировались И.И. Берсеневым и Н.П. Васильковским. Основной объем геологических работ выполнялся под непосредственным руководством и с участием И.И. Берсенева. Особое место среди рейсов 70-х годов занимает 29-ый рейс НИС «Первенец» (1977 г.), выполненный под руководством Ю.Б. Евланова. Он был полностью посвящен изучению вулканических построек, расположенных в глубоководных котловинах - Центральной и Хонсю. По результатам работ 70-х годов вышла целая серия статей (главным образом в сборниках нашего института), посвященных вулканитам отдельных частей моря или возвышенностям.

Значительный объем исследований по микроэлементам в вулканитах Японского моря, по образцам, предоставленным нами, выполнены сотрудниками ДВГИ ДВО РАН И.Н. Говоровым и Э.Д. Голубевой [1]. Эти исследования показали (главным образом соотношения элементов группы железа), что среди базальтов Японского моря, согласно представлениям И.Н. Говорова, выделяются разности как корового, так и мантийного типа.

Автор настоящей работы и Ю.И. Коновалов обобщил весь имеющийся на конец 70-х годов материал по вулканитам Японского моря [6]. В ходе написания этой статьи была предложена новая типизация вулканитов Японского моря, которая была выполнена с учетом выделения магматических формаций по Ю.А. Кузнецову. Выделено 4 серии базальтоидов [2; 6]: 1 – континентальные толеиты (материковый склон Приморья); 2 – базальт-андезит-липаритовая орогенных областей (крупные возвышенности с субконтинентальной корой); 3 – трахибазальтовая (щелочно-оливин-базальтовая), развитая на постройках глубоководных котловин; 4 – щелочно-базальтоидная (вулканические постройки юго-западной части Японского моря). В 80-х годах (1983-1986 гг.) опубликована серия статей, посвященных различным аспектам изучения вулканитов, в которых использована приведенная типизация базальтоидов Японского моря. В середине 80-х годов были защищены 2 кандидатские диссертации: Ю.И. Коновалов «Вулканизм Японского моря» (1984 г., научный руководитель профессор МГУ Т.И. Фролова) и В.Т. Съедин «Базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей» (1986 г., научный руководитель профессор ДВГИ ДВО РАН С.А. Щека). В этих работах было проведено всестороннее изучение вулканитов Японского моря возможное на то время. Был изучен их минеральный и химический состав (в том числе и микроэлементы), приведено большое количество изотопных возрастов пород, а также выявлена связь различных типов вулканитов с основными типами геоструктур (материковый склон, крупные возвышенности, глубоководные котловины) Японского моря. Ю.И. Коновалов в своей диссертации предложил классификацию вулканитов Японского моря, основанную главным образом на изучении петрогенных элементов. В тоже время мной была предложена новая классификация базальтоидов Японского моря [4]. Она основана на изучении минерального (в том числе и химический состав минералов) и химического (петрогенные окислы и микроэлементы) состава пород, характера эволюции базальтовой магмы, приуроченности пород к определенному типу геоструктур, а также

на сравнении тех или иных типов базальтоидов Японского моря с эталонными вулканитами главных геоструктур Земли (континенты, океаны, островные дуги, окраинные моря). Выделены 4 формационно-геохимических типа базальтоидов: 1 – континентальные толеиты (материковый склон Приморья); 2 – вулканиты островных дуг (крупные возвышенности); 3 – окраинно-морские толеиты и их дифференциаты (глубоководные котловины, наложенные постройки); 4 – щелочные базальтоиды типа вулканитов континентальных рифтов (вулканические постройки юго-западной части моря). Эта типизация вулканитов широко использовалась (некоторыми авторами до сих пор используется) в работах по Японскому морю, в том числе в отечественной («Геология дна Японского моря», 1987 г.) и российско-японской («Geology and Geophysics of the Japan Sea», 1996 г.) монографиях, редактором и одним из основных авторов которых был И.И. Берсенев. Наряду с классификацией базальтоидов Японского моря, в 80-ые годы Е.П. Леликовым и Е.П. Тереховым [2] было предложено выделять на крупных возвышенностях моря также и вулканиты «трахиандезитовой серии». Все вышеуказанные типы вулканических пород были выделены на основе материалов драгирования и характеризовали вулканиты всех основных морфоструктур моря. Абиссальные части котловин оставались неизученными, поскольку драгирование здесь было невозможно.

В начале 90-х годов в Японском море было выполнено глубоководное бурение (127 и 128 рейсы ODP), в ходе проведения которого в 3-х скважинах – 794, 797 (котловина Хонсю) и 795 (Центральная котловина) были разбурены базальты. Все указанные скважины располагаются в абиссальной части моря и характеризуют только один тип основных морфоструктур – глубоководные котловины, а точнее их абиссальные части. Оказалось, что часть базальтов, разбуренных в скв. 794 и 797, по химическим особенностям практически отвечает океаническим толеитам (или базальтам N-типа MORB). Подобные базальты были ранее получены в абиссальных частях котловин других окраинных морей.

В начале этого века вышло много статей различных авторов, которые при характеристике вулканизма Японского моря базировались, прежде всего, на данных глубоководного бурения. Из отечественных авторов следует отметить работы П.И. Федорова и Н.И. Филатовой. Особое место занимает серия статей (2001- 2009 гг.) Н. И. Филатовой, которая при описании вулканизма Япономорского региона (п-ов Корея, Японское море, Японские о-ва) значительное внимание уделяет характеристике вулканитов Японского моря. Её исследование также главным образом базируются на данных бурения. В котловинах моря, наряду с океаническими толеитами, она предлагает выделять базальты 2-х типов [7 и др.]: 1 – E-MORB₁ (базальты обогащенные «субдукционной компонентой», т.е. островодужной) и 2 – E-MORB₂ (базальты обогащенные «компонентой WPB», т.е. щелочной). Отметим, что Н.И. Филатова практически не использует данные драгирования и не рассматривает типизации вулканитов Японского моря, опубликованные ранее и основанные на этих материалах. В этот же период (2004-2010 г.г.) появляется серия работ южнокорейских авторов (главным образом тектонической направленности), в которых приводится характеристика вулканитов их экономзоны и, прежде всего, данные по островам-вулканам Уллындо и Чукто (в их варианте – Докто). Они также относят вулканиты этих островов к образованиям щелочного типа (типы OIB и WPB). Отметим, что корейские геологи также не используют наши исследования, основанные на материалах драгирования.

В период с 2007 по 2015 г.г. вышла серия статей Т.А. Емельяновой и Е.П. Леликова, в которых авторы, основываясь в основном на наших материалах драгирования, рассматривают главным образом вопросы геодинамики Японского моря. Интересным моментом в этих работах является то, что в них впервые (по нашим материалам) приведены данные по РЗЭ и отношениям изотопов Sr и Nd. Однако, эти

работы базируются на уже устаревших типизациях (классификациях) вулканитов Японского моря, которые не имеют единой методологической основы и посвящены отдельным моментам вулканизма моря.

Мной в 2008 и 2010 гг. [5] опубликованы работы, в которых приведена новая типизация вулканитов Японского моря, которая имеет единую методологическую основу и объединяет все данные по вулканизму моря (данные по островам, материалы драгирования и бурения). Однако, изучение вулканизма Японского моря на этом не заканчивается.

Таким образом, длительная и сложная история изученности вулканизма Японского моря на данном этапе далеко не завершена. Главной задачей в настоящее время является выработка окончательной классификации вулканитов Японского моря, которая бы учитывала все имеющиеся данные и могла бы быть использована для понимания геодинамики Япономорского региона и эволюции впадины Японского моря.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований «Дальний Восток» (проект № 15-И-1-004о).

1. Голубева Э.Д., Леликов Е.П., Съедин В.Т. Геохимия кайнозойских базальтов Тихоокеанского пояса // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Владивосток. 1982. С. 57-61. Доклады Академии Наук. 2015. Т. 460, № 5. С. 589–594.

2. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Евланов Ю.Б. и др. Магматические комплексы Японского моря. // Тихоокеан. Геология. 1983, № 2. С. 20-25.

3. Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток. 1974. С. 52-55.

4. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР, 1987. Т. 296, № 6. С. 1441-1446.

5. Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря – индикатор Кайнозойского рифтогенеза окраины Азии. // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Матер. Всерос. симпозиума с международным участием, / Под ред. Е.В.Склярова, С.В.Рассказова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2010. Т.2. С. 138-142.

6. Съедин В.Т., Коновалов Ю.И. Особенности базальтового вулканизма Японского моря // Магматические и метаморфические породы океанской коры. М.: Наука, 1983. С. 69-82.

7. Филатова Н.И. Эволюция магматизма Японского бассейна в сравнении с динамикой магматизма других окраинных морей // Петрология. 2003. Т. 11, №3. С. 255-288.

АНОМАЛИИ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА В ОСАДКАХ И ВОДЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА О-ВА САХАЛИН

Н.С. Сырбу

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

HELIUM AND HYDROGEN ANOMALIES IN MARINE SEDIMENTS AND WATER OF THE SAKHALIN SOUTHWEST SHELF AND SLOPE

N.S. Syrbu

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

During the geological survey and prospecting, helium and hydrogen are recognized indicators of minerals, deep seated faults, seismic activity, and ascending abyssal fluids. Their anomalous concentrations also serve as a marker of metamorphic processes. Helium and hydrogen anomalies (He up to 60 ppm) were identified in the hydrate bearing sediments in the fault zones. It was also found that helium concentrations in the water column of the Tatar Strait are higher than in the studied area of the Okhotsk Sea, possibly, due to the seismotectonic activity.

Условия, определяющие газогеохимическую специализацию окраинных акваторий и их обрамления, обусловлены геодинамическим режимом территории. Район исследований относится к северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, захватывая такие структуры, как складчатая система Сахалина, северо-западный борт Курильской котловины и южная часть Татарского прогиба. В региональном масштабе состав и распределение газогеохимических полей зависит от того, к каким структурам они относятся.

Земная кора региона разбита тектоническими разломами, по формируемым ими проницаемым зонам мигрируют глубинные газы, в том числе гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Гелий часто концентрируется в углеводородных флюидах, циркулирующих в зоне разломов. Поэтому тектонические нарушения, особенно глубинные разломы, характеризуются аномалиями гелия в поверхностных осадках и водах. Это справедливо даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных отложений.

В наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий (кроме корового радиогенного гелия, состоящего в основном из изотопа ^4He и продуцируемого радиоактивным распадом урана и тория) мигрируют в виде газовых струй или в растворе с ювенильными водами. Из глубинных разломов максимально проницаемыми и, следовательно, наиболее перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания (впадины типа трогов или грабенов) с сокращенной мощностью земной коры [4].

Распределение гелия и водорода в донных отложениях и воде в западной части Охотского моря изучалось автором в 2012-2014 гг. в рамках международного проекта SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И. (табл. 1, 2). Данные в таблицах приведены по расчетам за три года, 2012 -2014 гг. Расчет в объединенной статистической выборке по всем районам показывает, что средние фоновые концентрации гелия и водорода в донных осадках практически не

изменялись и колебались около фонового значения для данной территории, уменьшаясь с глубиной.

Таблица 1

Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде Южно-Татарского прогиба (Японское море)				
Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	6	2	34.3	48.4
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	120	24	198	241

Таблица 2

Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде на северо-западном борту Курильской котловины (Охотское море)				
Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	4.5	4	57.3	20.5
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	49	26	118	114

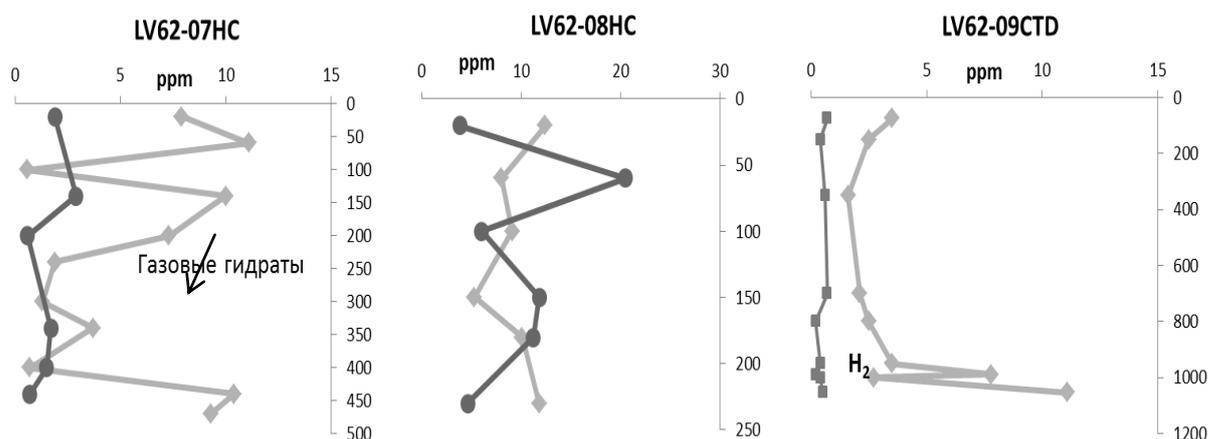


Рисунок. Распределение гелия и водорода в кернах осадках станций 07HC и 08HC, а также в воде станции 09CTD, 2013 г. (анализ выполнен к.г.-м.н. Н.С. Сырбу): светлый график – He, ppm, темный график – H₂, ppm.

Интересно отметить, что в районах газонасыщенных структур и метановых сипов в приповерхностном слое осадков до глубины 80 см идет резкое возрастание содержания гелия и водорода (станция Lv59-19HC, глубина моря 980 м, длина керна

составила 550 см). Важные результаты были получены при изучении водной толщи в местах скоплений газогидратов. Выявлена закономерность – в придонном слое воды на участках с газогидратами резко возрастает концентрации He и H₂, превышая фон в 2-3 раза (рис.).

Автором установлено, что природный газ в газогидратоносном осадке является гелиеносным, обнаруженные аномалии гелия свидетельствуют о наличии притока глубинных газов на юго-восточном склоне о-ва Сахалин (северо-западный борт Курильской котловины). Эти данные хорошо коррелируют с содержанием гелия в грязевых вулканах и минеральных источниках южной части о-ва Сахалин [3].

Гелий является признаком глубинных разломов в земной коре, а повышенные концентрации He³ обычно сопутствуют мантийным газам. Такие аномалии свойственны зонам рифтов, где мантия скрыта земной корой небольшой мощности [1]. Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через отложения западной части Курильской котловины. В данном районе в осадочной толще мощностью 1-3 км происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках с газовыми гидратами доказывают миграционное (термогенное) происхождение природных газов (метана и его газообразных гомологов), которые кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря и формируют аномальные газогеохимические поля во вмещающих осадках и толще вод.

Повышенное содержание водорода указывает на то, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Совпадение аномалий гелия, метана и водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос термогенных и глубинных газов. Аномальные по содержанию гелия и водорода осадки, а также газогидраты, находятся в узле пересечения тектонических разломов. Такие места в Охотском море являются наиболее благоприятными для активной разгрузки газов и флюидов [2].

При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение ¹³C/¹²C термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознавания природы газового потока.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по научному Проекту № 16-35-00013 «Изучение формирования газогеохимических полей в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и их использование как индикаторов геологических процессов, трассирования зон разломов и газового геохимического картирования».

1. Перевозчиков Г.В. Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, №1. 13 с.

2. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.28 / Р.Б. Шакиров. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 120 с.

3. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном газогидратоносном склоне о-ва Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые. 2016. №1. С. 68-81.

4. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

ВЫЯВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, НАМАГНИЧЕННОСТЬ КОТОРЫХ СФОРМИРОВАНА В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

А.С. Теличко, Е.А. Бессонова, С.А. Зверев

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

IDENTIFICATION OF THE SOURCES OF MAGNETIC ANOMALIES OF THE PETER THE GREAT BAY, WHICH MAGNETIZATION IS FORMED AS A RESULT OF POSTMAGMATIC PROCESSES

A.S. Telichko, E.A. Bessonova, S.A. Zverev

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

Location of magnetic anomalies sources in the Peter the Great Bay, which magnetization intensity is a result of postmagmatic processes, is one of the most relevant tasks of research of geological nature of magnetic anomalies of continent-ocean zone including the Peter the Great Bay (the Sea of Japan), that allows to create a way to solute a scope of tasks, particularly get new data about region geodinamical situation, formulate new attitudes to ground of measures of natural resourses locations, etc.

Исследование геологической природы магнитных аномалий зоны перехода континент-океан, частью которой является залив Петра Великого (Японское море), позволит создать задел для решения целого круга задач, в частности получить новые данные о геодинамической ситуации района, выработать новые подходы обоснования критериев размещения полезных ископаемых и др.

В результате предшествующих геолого-геомагнитных исследований на акватории и островах северо-западной части залива Петра Великого было показано, что гидротермальные изменения, метаморфизм и выветривание значительно изменили состав и количественное содержание магнитной фракции магматических пород – основных источников магнитных аномалий на территории исследований. В связи с чем, выявление источников магнитных аномалий залива Петра Великого, намагниченность которых сформирована в результате постмагматических процессов является чрезвычайно актуальной задачей. Для решения которой: проанализированы сведения о геологическом строении залива Петра Великого; установлена степень изученности магнитных свойств горных пород района исследований; проведены измерения магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании; проанализированы результаты петрографических, минералогических и петрохимических исследований; выполнена статистическая обработка результатов измерений; выделены петромагнитные комплексы; проведен расчёт аномальных эффектов, создаваемых петромагнитными группами и выполнена интерпретация аномального магнитного поля с использованием двумерного моделирования на основе петромагнитной классификации горных пород развитых на островах и побережье залива Петра Великого.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Е.П. Терехов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, terekhov@poi.dvo.ru*

THE LOWER CRETACEOUS AND PALEOCENE SEDIMENTARY ROCKS OF THE YAMATO RISE OF THE SEA OF JAPAN

E.P. Terekhov

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

The Lower Cretaceous and the Paleocene sedimentary rocks (sandstones, siltstones) from the Yamato Rise are described. The part of sandstones is formed in the shallow-marine conditions, but part of siltstones is formed in evaporate sedimentation conditions. Paleocene marine deposits are most ancient Cenozoic sediments of the Sea of Japan, they started the Cenozoic stage of the Sea of Japan development.

Представления И.И. Берсенева о происхождении Японского моря отражены в Геологической карте Японского моря [3] и монографии [4], которая является своеобразной объяснительной запиской к этой карте. Согласно этим источникам, в Японском море нижнемеловые осадочные породы установлены только на возвышенности Ямато, расположенной в центральной части моря, и представлены конгломератами, песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами. Возраст пород (альб) установлен по палинокомплексам (4 результативные пробы на Северном Ямато и 5 проб на Южном Ямато). Палинологическое изучение пород выполнила В.С. Маркевич. В нижнемеловом палинокомплексе Ямато разнообразие спор и пыльцы лишь немного меньше, чем в континентальном альбе. Хорошая сохранность пыльцевых оболочек, частая встречаемость тетрад *Classopollis*, большое количество крупных обрывков кутикулы, отсутствие микропланктона – все это свидетельствует о незначительной транспортировке, т.е. накопление спор и пыльцы происходило непосредственно вблизи источника, их поставляющего. Палинокомплекс отражает прибрежную растительность в условиях субтропического климата. Эти данные позволяют считать, что возвышенность Ямато в раннемеловое время представляла собой сушу [6]. Палинокомплекс был захоронен в условиях суши или вблизи нее [7]. При составлении геологической карты Японского моря [4] и написании монографии [3] раннемеловые отложения рассматривались как континентальные.

Последующее геохимическое изучение этих пород показало, что часть из них имеет морской генезис. На это указывает, прежде всего, высокое содержание бора в песчаниках (до 100 г/т; спектральный анализ) Северного Ямато и в алевроаргиллитах: до 600 г/т (спектральный), до 4 % (40 кг/т; атомно-адсорбционный) и до 0,62 % (6,2 кг/т; мокрая химия) Южного Ямато. Бор является наиболее достоверным индикатором полеосолености среды осадконакопления, при условии, если процесс накопления бора определяется извлечением его глинистыми минералами из морской воды. В этом случае должна существовать прямая зависимость содержания бора и глинистых минералов в осадочных породах. Автор считает, что часть нижнемеловых песчаников Северного хребта Ямато (в которых бора 60 г/т и выше) сформировалась по осадкам, отлагавшимся в прибрежно-морских условиях. На это указывает среднее содержание

бора в песчаниках (60 г/т), близкое к таковым в песчаниках, образованных как в солоновато-водных условиях (53 г/т), так и в морских (70 г/т) [12]. Об этом говорит прямая корреляция бора и п.п.п. (потерь при прокаливании, отражающих количество глинистого цемента) и присутствие в составе спорово-пыльцевых комплексов пыльцы гиримерелловых, которые росли, в основном, на морских побережьях [2]. Геохимический состав алевроаргиллитов Южного Ямато отражает признаки эволюции морской рапы. Морские воды характеризуются величиной отношения Mg/Ca равной 3-5. Основной объем исследованных алевроаргиллитов имеет Mg/Ca больше 3, при величине этого отношения в источниках сноса – 1:3, 1:2. В группе (6 шт.) образцов алевроаргиллитов, имеющих отношение Mg/Ca больше 10 (10-35), содержание Ca, Mg, Na и K близки к их содержаниям в рассолах на стадии начало садки гипса. Поведение указанных элементов аналогично их поведению в процессе концентрации морских рассолов: с увеличением отношения Mg/Ca содержание Ca падает до минимального (0.05 %), а содержание, Mg, Na и K растет. Кроме того, растет содержание B, S и общего Fe. На сульфатную (осаждения гипса) стадию галогенеза при формировании осадков Южного хребта указывает и состав «подвальных» («сезонных») минералов, сформировавшихся в алевроаргиллитах (станции 1441, 1832, 1438) в период хранения образцов. Минералы представлены гипсом, эпсомитом, баритом (аналитики Можеровский А.В. и Баринов Н.Н.), что указывает на сульфатный состав поровых вод в исследуемых породах. Очень высокое содержание бора в алевроаргиллитах, наличие в их химическом составе признаков эволюции морской рапы и сульфатный состав поровых вод указывают на то, что эти породы формировались в процессе испарения морской воды. Субтропический климат установлен по спорово-пыльцевым комплексам, доминирование в которых гиримерелловых, продуцирующих пыльцу *Classopollis* [6], характерных для морских побережий и устойчивых к аридному климату [2], не противоречит этому выводу. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что часть нижнемеловых пород Ямато формировалась в прибрежно-морских условиях на Северном Ямато и в мелководных эвапоритовых бассейнах вблизи моря в районе Южного Ямато.

Палеоценовые отложения установлены только в одной станции (1452) на Южном Ямато и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами. Возраст установлен по данным (одна результативная проба) спорово-пыльцевого анализа, прекрасная сохранность пыльцы и спор свидетельствует об их автохтонном захоронении, палинокомплекс отражает прибрежную растительность в условиях субтропического климата [6]. Ранее предполагалось, что палеоценовые (также как и раннемеловые) отложения Ямато имеют континентальный генезис [3]. Последующие геохимические исследования показали, что среднее содержание бора в песчаниках и алевроаргиллитах составляет 83 г/т и 94 г/т. Диаграммы Харкера указывают на прямую корреляцию в песчаниках содержаний бора, окислов железа и п.п.п. Глинистые минералы поглощают бор из морской воды их гидроксильными группами [10]. Так как количество п.п.п. определяется потерей воды, содержащейся в гидроксильных группах глинистых минералов цемента песчаников, прямая корреляция содержаний бора и п.п.п. указывает на прямую связь содержаний бора и глинистых минералов цемента. Рекомендуемые для целей палеорекострукции содержания бора в глинистых породах района шельфа – 100 г/т [9]. Палеоценовые алевроаргиллиты содержат бор от 80 г/т до 100 г/т. Палеоценовые песчаники морского происхождения Японии содержат бора 75-80 г/т [12]. Среднее содержание бора в палеоценовых песчаниках Южного Ямато – 83 г/т. В некоторых образцах конгломератов и песчаников установлен кальцитовый цемент хомогенного происхождения, что говорит о морских условиях седиментации. В единичном образце конгломерата цемент представлен баритом, что указывает на сульфатный состав поровых вод в период формирования галечника. На поверхности большей части

образцов алевроаргиллитов во время их нахождения в камнехранилище сформировались «подвальные» минералы: гипс и барит (аналитик Баринов Н.Н.), что также указывает на сульфатный состав поровых вод в период формирования пород.

Таким образом, высокое содержание бора в породах, характер накопления бора в осадке, состав цемента пород, состав «подвальных» минералов указывает на то, что значительная часть палеоценовых осадков формировалась в морском условиях. Часть илов, по которым образовались алевроаргиллиты (содержащие «подвальные» минералы), вероятно, формировалась в условиях сульфатной стадии галогенеза морской воды. Красноцветный облик алевроаргиллитов и палинокомплекс, отражающий прибрежную растительность в условиях субтропического климата, не противоречат этому выводу.

Недавние исследования В.С. Маркевич подтвердили палеоценовый возраст алевроаргиллитов. Кроме геохимических, в алевроаргиллитах установлены и прямые признаки морского генезиса отложений – единичные находки морских микроскопаемых: фораминифер (определение В.К. Аннина), силикофлагелляты *Dictyochoa fibula Ehrenberg* и диатомеи *Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve* (определения И.Б. Цой).

Морские условия седиментации определенной части раннемеловых и палеоценовых отложений говорят о том, что рядом с сушей в это время находился морской бассейн. Это согласуется с данными изучения палинофлор побережий Японского моря. Согласно Аблаеву А.Г. [1], акватория Японского моря существовала с раннего мела и служила барьером для оживленного флористического обмена между Приморьем и Японией. Эту точку зрения разделяет и В.А. Красилов [5], основываясь на составе раннемелового палиноспектра, выделенного на Ямато В.С. Маркевич, в котором он видит пыльцу растений, отличающихся от приморских, но сходных с японскими. «Видимо, между возвышенностью и континентом уже существовал раздел – достаточно глубокий водный бассейн, тогда как отделение Ямато от Японских островов произошло значительно позднее» [5]. Ф.Р. Лихт [7], опираясь на состав этого же палинокомплекса, также предполагал существование в раннем мелу водной преграды между материком и Ямато в виде палеобассейна, который располагался там, где находится современная глубоководная котловина Японского моря. Предположение о существовании в раннем мелу обширного морского бассейна между Ямато и Приморьем противоречит практически всем моделям образования Японского моря. Возвышенность Ямато уже в раннем мелу была достаточно удалена от Приморья и, следовательно, не находилась рядом с ним ни в позднем мелу, согласно И.И. Берсеневу [3, 4], ни в олигоцене – раннем миоцене, согласно другим многочисленным в основном японским исследователям.

Палеоценовые отложения залегают на раннемеловых отложениях с значительным стратиграфическим несогласием и размывом, они маркируют начало формирования Японского моря. Пористость пород (12,3-13,9 %) указывает на то, что породы сформировались в основании осадочной толщи мощностью около 2-3 км (согласно диаграмме Б.К. Прошлякова [8]), сопоставимой с мощностью современного чехла Японского моря. Это говорит о том, что палеоценовые породы формировались в основании достаточно обширного кайнозойского бассейна седиментации. Современное положение пород в разрезе указывает на размыв верхней части этого осадочного бассейна. Присутствие на Южном Ямато поздеолигоцен-раннемиоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород континентального генезиса говорит о том, что подъем территории происходил между палеоценом и концом олигоцена.

Ближайшим возрастным аналогом исследуемых пород являются верхнепалеоценовые породы суббассенов Yabari и Saririki-Oki, подстилающие эоценовый бассейн седиментации Ishikari (о-в Хоккайдо). Породы (аргиллиты, песчаники, конгломераты) залегают со стратиграфическим несогласием и размывом на

маастрихтских осадочных породах. Между верхним палеоценом и поздним олигоценом установлено два размыва: раннеэоценовый и среднеолигоценовый. Мощность палеоцен-эоценовой толщи около 3 км [11]. Таким образом, история геологического развития Южного Ямато и центральной части о-ва Хоккайдо на период палеоцен – олигоцен аналогичны, что отражает единую историю развития Япономорского региона. Наличие палеоценовых отложений на Ямато предполагает и наличие эоценовых пород в основании кайнозойского чехла, как это представлено И.И. Берсеновым в геологической карте Японского моря [4]. На это указывает широкое распространение морских эоценовых отложений (залегающих с размывом на верхнемеловом фундаменте) на островах Хонсю и Кюсю [13-15], где они начинают морской кайнозойский этап развития Японского моря. Для раннекайнозойской истории Японских островов характерно незначительное формирование палеоценовых и последующее широкое образование эоценовых отложений. Это должно быть характерно и для всего Япономорского региона, что и отражено в геологической карте Японского моря.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований «Дальний Восток» (проект № 15-И-1-004о).

1. Аблаев А.Г. Геология и история флор побережий Японского моря. М.: Наука, 1978. 192 с.
2. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
3. Геология дна Японского моря / Берсенов И.И. и др. Владивосток: ДВО РАН, 1987. 140 с.
4. Геологическая карта дна Японского моря. Масштаб 1:2 500 000. Мингео СССР, 1988.
5. Красилов В.А. Была ли Гондвана или что рассказали ископаемые растения о прошлом земли // Наука в СССР. 1985. № 6. С. 75-77.
6. Леликов Е.П., Терехов Е.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море) // ДАН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 678-681.
7. Лихт Ф.Р., Маркевич В.С. О существовании Японского морского бассейна в мелу // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов: Труды XXIX сессии Всесоюзного палеонтологического общества (г. Ленинград, 24-28 января 1983 г.). Л.: Наука, 1987. С. 143-148.
8. Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород – коллекторов нефти и газа. М.: Наука, 1974. 233 с.
9. Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
10. Хардер Г. Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 136 с.
11. Takano O., Itoh Y., Kusumoto S. Variation in Forearc Basin Configuration and Basin-filling Depositional Systems as a Function of Trench Slope Break Development and Strike-Slip Movement: Examples from the Cenozoic Ishikari – Sanriku-Oki and Tokai-Oki – Kumano-Nada Forearc Basins, Japan. 2013. <http://dx.doi.org/10.5772/56751>
12. Soichi A., Hideo A. Boron content in Paleogene sedimentary rocks from coal fields, central Hokkaido, North Japan. Boron as a geochemical indicator of sedimentation paleoenvironment // Geochemistry. 1979. Vol. 13, № 2. P. 32-40.
13. Yamaguchi T., Subara A., Kamiy A. Eocene ostracodes from the Iwaya Formation on Awajishima Island, southwestern Japan // Paleontological Research. 2005. Vol. 9, Issue 4. P. 305-318.
14. Yamaguchi T., Nagao R., Kamiya T. Paleogene ostracodes from the Kishima Formation, Kishima Group, Saga Prefecture, southwestern Japan // Bulletin of the Mizunami Fossil Museum. 2006. № 33. P. 87-101.

15. Yamaguchi T., Kamiya T. Shallow-marine ostracode faunas around the Eocene / Oligocene boundary in the northwestern Kyushu, southwestern Japan // *Lethaia*. 2007. Vol. 40. P. 293-303.

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЯПОНСКОГО МОРЯ (НА ОСНОВЕ КРЕМНИСТЫХ МИКРОИСКОПАЕМЫХ)

И.Б. Цой

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, tsoy@poi.dvo.ru*

STRATIGRAPHY AND CONDITIONS OF FORMATION OF SEDIMENTARY COVER OF THE SEA OF JAPAN BASED ON SILICEOUS MICROFOSSIL DATA

I.B. Tsoy

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

The study of the sedimentary cover stratigraphy of the Sea of Japan was one of the important directions of geology of the sea floor, initiated by I.I. Bersenev. For this purpose, he has created a group of micropaleontologists specializing in various microfossils (diatoms, radiolarians, foraminifera, spores, and pollen), potential for dating sedimentary rocks and reconstruction of the conditions of their formation. The most versatile and effective group of microfossils to study the sedimentary cover of the Sea of Japan stratigraphy were diatoms – unicellular siliceous microalgae. The use of diatom zonal scales of high resolution, developed on materials of deep sea drilling allowed precise age-dating of sediments. The stratigraphy of the sedimentary cover of the Sea of Japan based primarily on the examination of siliceous microalgae – diatoms and silicoflagellates are presented in this paper.

Японское море выделяется среди окраинных морей Восточной Азии высокой степенью геологической изученности. Систематические геологические работы здесь начались с 70-х годов прошлого века. Изучение стратиграфии осадочного чехла Японского моря было одним из важных направлений исследований геологии морского дна, инициированных И.И. Берсеневым. Для выполнения этих исследований была разработана методика поинтервального драгирования пород осадочного чехла и фундамента, которая позволяла опробовать коренные породы с довольно высокой точностью и детальностью [1]. В Японском море было выполнено более 1000 драгирований крутых склонов подводных долин и каньонов континентального склона и подводных возвышенностей Японского моря [5]. На основе полученного материала было установлено, что дно Японского моря сложено разнообразными по происхождению и возрасту осадочными, вулканогенными, метаморфическими и интрузивными породами [2, 9]. Кроме огромного количества станций драгирования, позволивших опробовать практически все положительные морфоструктуры Японского моря, было пробурено 17 глубоководных скважин [8, 11, 12]. К сожалению, глубоководные скважины были пробурены или на подводных возвышенностях, или на периферии глубоководных бассейнов, что оставило открытым вопрос о возрасте и развитии глубоководных котловин Японского моря. Только три из глубоководных скважин вошли в породы акустического фундамента, представленного вулканическими породами раннемиоценового возраста.

Для изучения стратиграфии осадочного чехла Японского моря И.И. Берсенеv создал в 1974 г. группу микропалеонтологов из выпускников ДВГУ, которые специализировались по микроископаемым (диатомеи, радиолярии, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы), перспективным для датирования осадочных пород и восстановления условий их формирования. Самой универсальной и эффективной группой микроископаемых для изучения стратиграфии осадочного чехла Японского

моря оказались диатомовые водоросли – одноклеточные кремнистые микроводоросли, обитающие как в морских, так и пресных водах. Использование зональных диатомовых шкал высокого разрешения, разработанных по материалам глубоководного бурения, позволило датировать отложения с высокой точностью.

В настоящем докладе представлена стратиграфия осадочного чехла Японского моря, основанная преимущественно на изучении кремнистых микроводорослей – диатомей и ассоциирующих с ними силикофлагеллат. Материалы глубоководного бурения показали, что кремнистые микроископаемые хорошо сохраняются только в верхних частях осадочного разреза позднемиоцен-голоценового возраста. Ниже они растворяются из-за трансформации аморфного кремнезема в кристобалит или консервируются в доломитовых конкрециях (скв. 795, 797), возраст которых не древнее среднего миоцена. Изучение кремнистого микропланктона из драгированных образцов показал их хорошую сохранность в более древних породах, что существенно дополнило представления о возрасте осадочных пород различных морфоструктур Японского моря.

В настоящей работе стратиграфия осадочного чехла Японского моря представлена на основе изучения кремнистых микроископаемых – диатомей и силикофлагеллат, обнаруженных в дражных образцах (рис. 1).

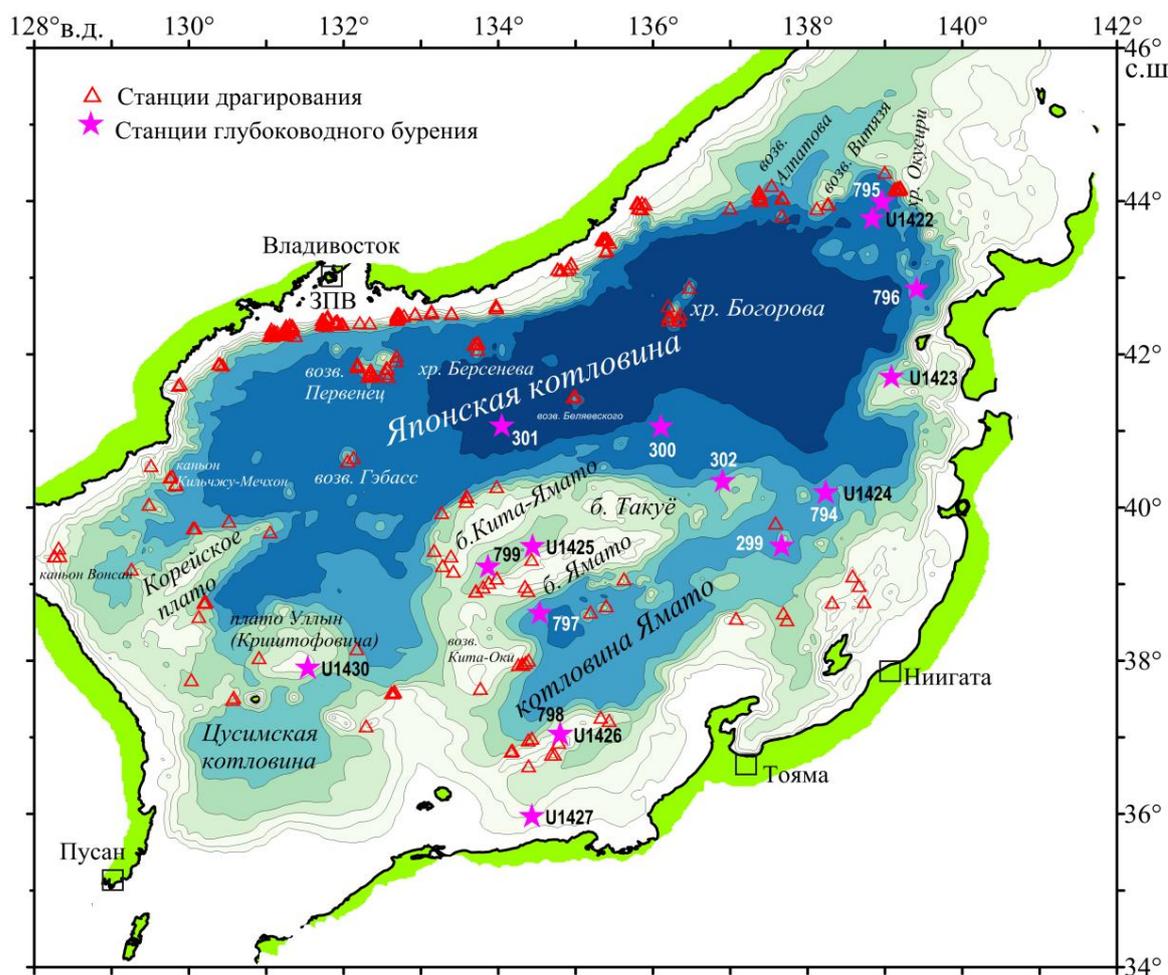


Рис. 1. Станции драгирования в Японском море, использованные для настоящей работы [7 с дополнениями]. ЗПВ – залив Петра Великого.

Осадочный чехол на континентальном склоне Приморья, Северной Кореи и подводных возвышенностях Японского моря представлен двумя разновозрастными комплексами – нижний (олигоцен – начало позднего миоцена) и верхний (поздний

миоцен – голоцен), разделенными стратиграфическим несогласием (рис. 2). Олигоценовые отложения морского генезиса распространены по периферии Японской глубоководной котловины (континентальный склон зал. Петра Великого и хр. Окусири), возраст которых установлен на основе спорово-пыльцевых комплексов [3, 4]. Несогласие верхнего миоцена (11.5-8.5 млн лет), установленное практически во всех разрезах континентального склона и в большинстве разрезов подводных возвышенностей, связывается со значительным понижением уровня Мирового океана в начале позднего миоцена около 10.5 млн лет назад [10].

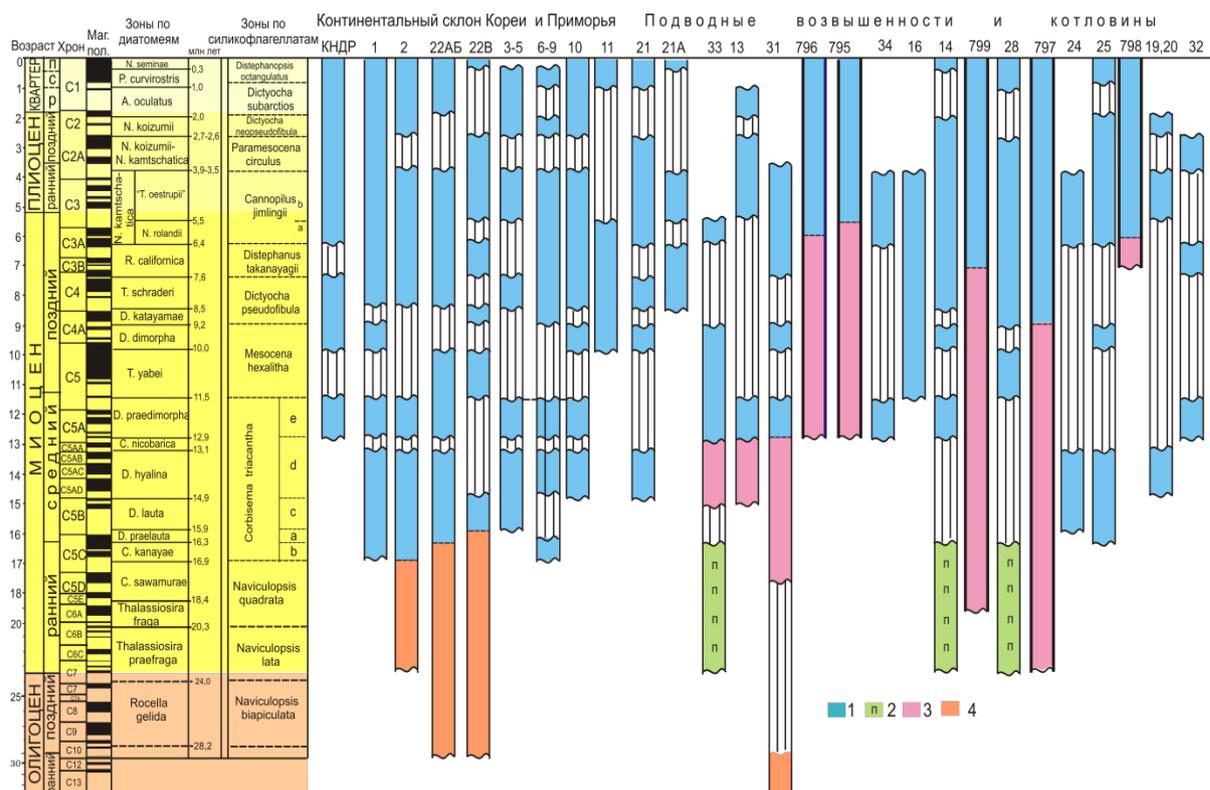


Рис. 2. Стратиграфия и корреляция разрезов кайнозойского осадочного чехла Японского моря на основе диатомей и силикофлагеллат (по данным драгирования и глубоководного бурения). 1, 2 – кремнистые биогенные неизменные (1 – морские, 2 – континентальные с пресноводными диатомеями), 3 – терригенные, 4 – кремнистые измененные породы. Подводные возвышенности: 16 – Восточно-Корейская; 21 – Первенец; 21А – Петра Великого; 33 – Алпатова; 13 – Витязя; 31, 796 – хр. Окусири; 34 – хр. Богорова; 14 – б. Кита-Ямато; 28 – б. Ямато; 24 – Кита-Оки; 25, 798 – хр. Оки; 19, 20 – банка Оки; 32 – хр. Садо; 799 – трог Кита-Ямато; 795 – Японская котловина; 797 – котловина Ямато. 795, 796, 797, 798, 799 – скважины глубоководного бурения [7].

Другое стратиграфическое несогласие, охватывающее верхний плиоцен – нижний плейстоцен, установлено в большинстве разрезов верхнего осадочного комплекса континентального склона, но на профилях НСП оно не проявлено. Это стратиграфическое несогласие образовалось, вероятно, в результате значительного глобального падения уровня моря в позднем плиоцене около 2,6 млн лет назад. Оно установлено на некоторых подводных возвышенностях (Первенец, Петра Великого, Ямато, Витязя и др.). По данным глубоководного бурения, в отложениях плиоцена–голоцена глубоководных котловин и подводных возвышенностей значительных хиатусов не установлено [12].

Проведенное исследование позволило восстановить условия формирования кайнозойского осадочного чехла Японского моря. Раннекайнозойские этапы намечены на основе косвенных признаков, позднекайнозойские этапы отражены в комплексах

кремнистых микроископаемых, в основном, диатомей и силикофлагеллат, которые доминируют в биогенной составляющей кайнозойских отложений Японского моря с конца раннего миоцена по настоящее время (последние 17 млн лет). В палеоцене в юго-западной части банки Ямато (Южное Ямато) в условиях субтропического климата накапливались прибрежно-морские отложения [6]. Морской бассейн существовал, вероятно, в палеоцене – эоцене в районе Японской глубоководной котловины [2]. В олигоцене – раннем миоцене морской бассейн существовал в районе Японской глубоководной котловины, по периферии которой на континентальном склоне Приморья и хребте Окусири формировались мелководные прибрежно-морские терригенные осадки. В это время крупные возвышенности Ямато, Криштофовича (Уллын) и Алпатова представляли собой островные или полуостровные территории, на которых происходили активные вулканические процессы, а в обширных пресноводных озерах накапливались диатомовые осадки. С конца раннего – начала среднего миоцена преобладает морское осадконакопление с резким доминированием в осадках кремнистого микропланктона – диатомей, силикофлагеллат и радиолярий. Его появление в осадочном чехле Японского моря совпадает с первым миоценовым климатическим оптимумом на рубеже раннего и среднего миоцена и глобальным повышением уровня моря, которое привело к резкому расширению морской седиментации и наиболее полной связи с океаном. Морская седиментация распространилась почти по всему бассейну Японского моря, включая юго-восточную часть Корейского п-ова и западное побережье Японских островов. Осадконакопление в районе континентального склона Южного Приморья происходило в батимальных условиях, поверхностные воды были теплыми, близкими к субтропическим. Юго-восточная часть моря характеризовалась более теплыми, близкими к субтропическим, водами, что связывается не только с климатическим оптимумом, но и с влиянием теплого Цусимского течения. Начиная приблизительно с 13 млн лет, осадконакопление происходило в более холодных условиях, которые установились в результате глобального похолодания и частичного закрытия южных проливов. Температурный градиент между северо-западной и юго-восточной частями моря стал больше. Переход от теплых поверхностных вод к холодным привел к усилению их вертикальной циркуляции и увеличению продуктивности кремнистого микропланктона. В это время накапливались биогенные кремнистые осадки, в основном диатомовые илы. В верхней части материкового склона Приморья условия седиментации начали меняться от верхнебатимальных к неритическим с середины среднего миоцена до начала позднего миоцена (~ 10,5 млн лет), что было обусловлено глобальным понижением уровня моря в это время [10]. Наиболее глубоководные (нижнебатимальные) осадки накапливались на хребте Богорова, что указывает на то, что уже в среднем миоцене он находился на дне глубоководной котловины.

После значительного понижения в начале позднего миоцена около 10,5 млн. лет назад уровень моря поднялся приблизительно до современного уровня и на протяжении почти всего позднего миоцена оставался более-менее стабильным. В течение этого периода превалировали холодные поверхностные воды из-за глобального похолодания климата и частичного закрытия южного пролива. Уменьшение контрастности рельефа прибрежной суши и низкая тектоническая активность в позднем миоцене привели к уменьшению потока терригенного материала и накоплению более чистых диатомовых осадков. Продолжавшаяся изоляция Японского моря от океана привела к принципиальной перестройке всей гидрологической обстановки бассейна. С этого времени начал формироваться циклонический круговорот водных масс, и возникла система течений, близкая к современной. В конце позднего миоцена – раннем плиоцене в северо-западной части моря преобладали холодные поверхностные воды, появились сезонные льды. В раннем плиоцене существовали трансгрессивные условия; климат в это время был преимущественно умеренным. Связь Японского моря с океаном через

южный пролив практически не прерывалась. Значительно увеличился температурный градиент между юго-восточной и северо-западной частями моря. Резкое и значительное понижение уровня моря в позднем плиоцене привело к формированию шельфовых условий в верхней части материкового склона и усилению транспортировки прибрежных осадков вниз по склону. Верхнеплиоцен-плейстоценовые осадки характеризуются значительным уменьшением количества кремнистых микроскопаемых, что может быть связано с понижением продуктивности планктона. Этот этап характеризуется большой амплитудой и высокой частотой колебаний изменений климата и уровня моря, связанных с началом оледенения в Арктике и с последующим чередованием оледенений и межледниковий. Наиболее теплые поверхностные воды были 1,0-0,3 млн лет назад, когда практически закончилось формирование рельефа дна Японского моря.

Таким образом, в осадочном чехле положительных морфоструктур Японского моря выделены 2 разновозрастных комплекса пород: нижний (олигоцен – начало позднего миоцена) и верхний (поздний миоцен – голоцен), разделенных предположительно стратиграфическим несогласием. Остается открытым вопрос о возрасте измененных кремнистых пород, распространенных в основании осадочного чехла возвышенностей северного замыкания Японской котловины из-за отсутствия в них микроскопаемых. Также следует признать, что пока нет микропалеонтологических доказательств возраста осадочного чехла глубоководных котловин Японского моря из-за отсутствия материалов, что оставляет открытым вопрос о палеоцен-эоценовом периоде геологического развития Японского моря. Для решения этих вопросов следует использовать не только традиционно используемые группы микроскопаемых, но и динофлагеллаты, остракоды, которые успешно используются в изучении считавшихся ранее «немых» толщ, а также провести бурение в глубоководной Японской (Центральной) котловине.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований «Дальний Восток» (проект № 15-I-1-004о).

1. Берсенева И.И. Опыт геологической съемки материкового склона в пределах акватории залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 140-142.

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

3. Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Можеровский А.В. О составе и возрасте аргиллитовой толщи осадочного чехла материкового склона Японского моря // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 53-63.

4. Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Можеровский А.В., Цой И.Б. Об осадочном чехле и позднекайнозойской истории развития хребта Окусири (Японское море) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 89-104.

5. Леликов Е.П., Цой И.Б., Терехов Е.П. и др. Геология и основные типы горных пород дна Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2006. 93 с.

6. Можеровский А.В., Терехов Е.П. Аутигенные минералы цемента раннемеловых и палеоценовых осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 59-69.

7. Цой И.Б. Условия формирования кайнозойского осадочного чехла дальневосточных морей и островного склона Курило-Камчатского желоба (по микропалеонтологическим данным): дисс. докт. геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2012. 360 с.

8. Expedition 346 Scientists, 2014. Asian Monsoon: onset and evolution of millennial-scale variability of Asian monsoon and its possible relation with Himalaya and Tibetan Plateau uplift. IODP Prel. Rept., 346. 111 p. doi:10.2204/iodp.pr.346.2014

9. Geology and Geophysics of the Japan Sea. Ed. by Isezaki N. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.
10. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156-1167.
11. Karig D.E., Ingle J.C., Bouma A.H. et al. Init. Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 31. Washington: U.S. Government Print. Office, 1975. 927 p.
12. Tamaki K., Suyehiro K., McWilliams M. et al. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 779-1478.

К ДИСКУССИИ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ ГАЗОГИДРАТОВ В МОРЯХ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

М.В. Шакирова¹, Р.Б. Шакиров², А.И. Обжиров²

¹Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, *mvovna@mail.ru*

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.
Владивосток, *ren@poi.dvo.ru*

DISCUSSION FOR THE GASHYDRATES FORMATION REGULARITIES IN THE EAST ASIAN SEAS

M.V. Shakirova¹, R.B. Shakirov², A.I. Obzhirov²

¹*Far Eastern Federal University, Vladivostok*

²*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok*

Geoinformatic approach GIS applied for the gashydrates prognoses in the sediments of the East Asian Seas. Gashydrates if found by direct methods in the 0-300 meters below sea floor. Distribution of modeled perspective areas of gas hydrates corresponds to the *in situ* surveys and allow explain and prognoses promising sites. Based on cartographic pattern, methane from hydrate resources volumetrically estimated 7.532×10^{15} cubic meters. This estimation 10 times more than traditional gas reserves in these seas.

Быстрое развитие мировой экономики и широкое использование энергоемких технологий способствуют активному развитию очередного энергетического кризиса в мире. Природа за сотни миллионов лет накопила огромные ресурсы минеральной энергии – угля, нефти, природного газа, которые за 100-200 лет могут быть полностью исчерпаны. Необходимо изыскивать и использовать новые источники минеральной энергии, а также новые виды энергии – Солнца, океана, ветра, естественной гравитации и др. Одним из перспективных источников являются природные газогидраты, 97 % которых сосредоточены в Мировом океане [1]. Именно на этой проблеме основана актуальность работы.

Цель работы: выявление и синтез географических, геологических и океанографических факторов для описания и прогноза районов, оптимальных для формирования подводных скоплений газогидратов восточноазиатских морей.

В работе приводится обобщающая информация об изученности данного вопроса в настоящее время, систематизируются данные об известных и предполагаемых залежах подводных газогидратов на исследуемой территории; определяются и описываются определяющие природные факторы, участвующие в процессе формирования подводных газогидратов; по совокупности этих факторов определяются наиболее перспективные газогидратоносные территории в пределах исследуемых морей. Разработаны схема и таблица влияния различных природных факторов на формирование подводных газогидратов, приведены наиболее оптимальные значения и характеристики гидратообразования. В сводной таблице и на карте приводится информация по известным и предполагаемым месторождениям подводных газогидратов в исследуемых морях.

Газогидратные скопления находятся преимущественно в нефтегазоносных бассейнах Тихого океана и фактически обнаружены в окраинных морях: Беринговом (1 район), Охотском (4 района), Японском (4 района), Восточно-Китайском (2 района), Южно-Китайском (1 район) и Филиппинском море (рис. 1). Газогидратоносные площади в целом соответствуют областям высокой сейсмичности, зонам повышенного

теплового потока и тяготеют к активным разломам. Термобарические, геохимические и гидрологические условия формирования газогидратов подробно изучались многими исследователями [2], в том числе авторами [3]. Один из наиболее важных аспектов газогидратоносности – это многоярусное залегание газогидратов: они обнаружены от поверхности дна до горизонта 300 метров (Южно-Китайское море) и прогнозируются глубже (Нанкайский трог), хотя геологические причины их формирования или сохранения в глубоких поддонных интервалах исследованы незначительно. Пристального внимания заслуживает газогидратоносный потенциал мало исследованных прямыми поисковыми методами осадочных бассейнов Берингова и Южно-Китайского морей. В последнем высока вероятность распространения газогидратов структур I и II на глубинах до 2500 м. Другой аспект – это то, что микробные, термогенные, метаморфогенные и глубинные газы, по принципу аддитивности, формируют полигенетические газогеохимические поля в гидратоносных осадках. При этом наиболее перспективные залежи (структурного типа) обнаруживаются в местах активных разломов, особенно их пересечений, с геохимическими признаками глубинного флюида. Принципиально возможно дешифрирование газов разных зон литогенеза, участвующих в гидратообразовании. Для этого авторами используется масс-балансовый расчет, который помогает дешифрировать генетические типы гидратообразующих газов и газов вмещающих осадков и картировать перспективные площади на основе газогеохимической съемки.

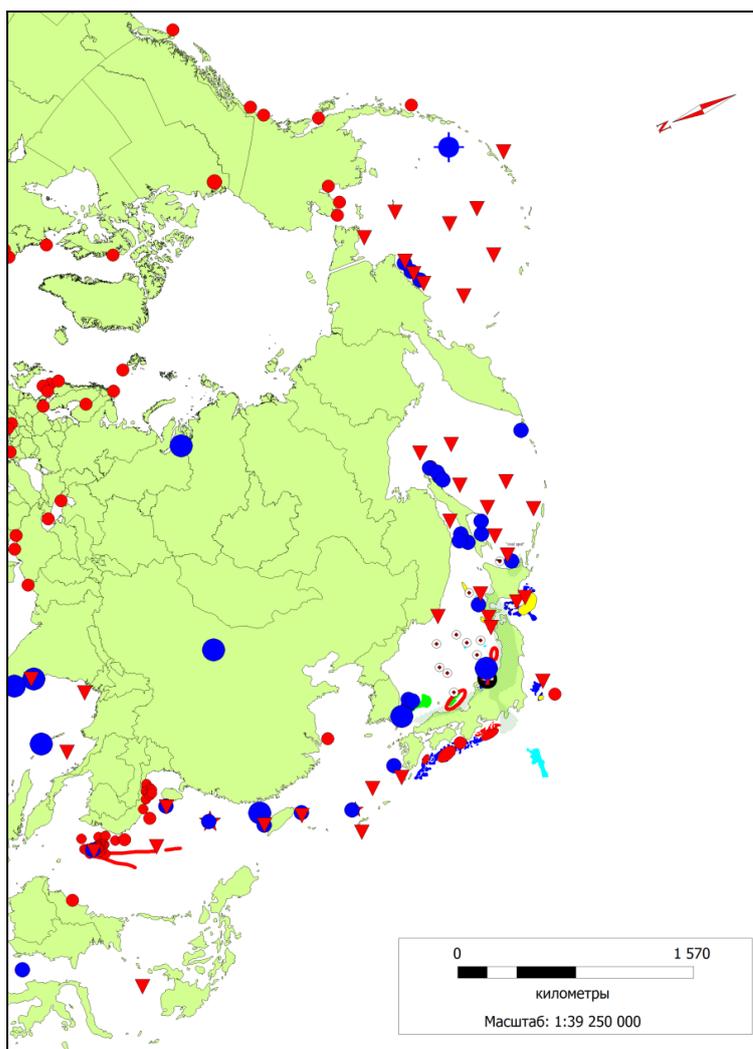


Рис. 1. Распространение скоплений подводных газогидратов и углеводородных проявлений в восточноазиатских морях.

В целом, газогидратоносность морей Восточной Азии представлена прерывистой полосой перспективных районов, которые можно объединить в провинции, составляющие Западно-Тихоокеанский или, если учесть перспективы восточно-арктических акваторий, Восточно-Азиатский газогидратоносный пояс. Газогидратные скопления имеют генетическую и пространственную связь с нефтегазоносными и углегазоносными площадями в пределах сквозных литосферных газово-флюидных систем. Газы мигрируют между отдельными членами этой системы по глубинным зонам проницаемости литосферы и активным разломам. Этот процесс может осложняться современной гидротермальной и постмагматической флюидной активностью. В условиях низкой сейсмичности и без коренных тектономагматических перестроек газогидраты могут погружаться (сохраняться?) на большие глубины (установлены до 300 м ниже поверхности дна). В последнем случае газогидратоносность необходимо исследовать в палеоаспектах, например, для изучения циклов природных газов.

Для решения поставленных задач применен картографический метод анализа комплекта материалов в геоинформационной системе, выявлены газогидрат-положительные факторы, и при наложении перспективных литологических, стратиграфических, батиметрических, сейсмо-тектонических, вулкано-магматических и геотермических карт выявлены и ранжированы наиболее перспективные акватории. Результатом работы стала карта (рис. 2), на которой показаны наиболее перспективные газогидратоносные территории и территории, где газогидратообразование вероятно. Из всех морей, по которым проводилось исследование, в зону перспективного газогидратообразования не попало Желтое море. Во всех остальных морях есть перспективные участки бóльшей или меньшей площади.

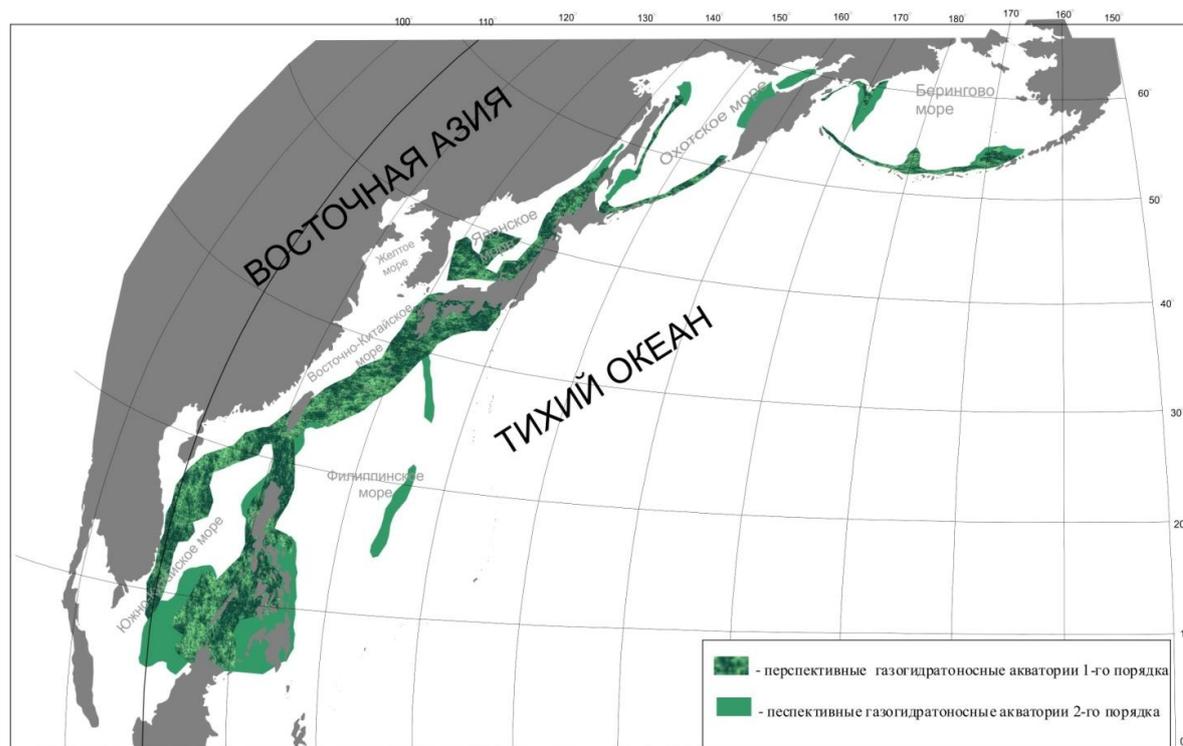


Рис. 2. Перспективные газогидратоносные акватории (упрощенно).

В настоящее время не существует общепризнанного метода для оценки ресурсов подводных газогидратов. Поэтому авторами на основе обработанных геокартографических данных были оценены волюметрическим методом прогнозные ресурсы гидратов метана в морях исследования. Учитывались площадь перспективной

зоны (которая хорошо совпадает с распространением локальных участков фактического обнаружения газогидратов прямыми методами), мощность газогидратоносных осадков, наиболее доступных для опробования и где наиболее часто обнаруживались газогидраты, совпадение пяти и четырех геокартографических факторов, и процент заполнения порового пространства наблюдаемого газогидратоносного осадка (для расчета принят нижний порог 10 %) в интервале 0-150 м ниже поверхности дна. То есть за основу взяты наиболее реалистичные и достоверные данные натурных исследований газогидратов и суперпозиция комплекса картографических материалов. Выделенные по совпадению различных геологических, геофизических, сейсмологических и других факторов перспективные районы можно рекомендовать как прогнозные площади при проведении поисков газогидратов на акваториях окраинных морей. Дальнейшее развитие предложенного подхода по корреляции комплекса факторов можно рекомендовать как основу для создания картографического геоинформационного метода прогноза газогидратов на акваториях Мирового океана.

На этой основе выполнен расчет прогнозных ресурсов газогидратного газа (метана), в том числе на подповерхностных стратиграфических или литологических комплексах (таблица).

Таблица. Прогнозируемые ресурсы газогидратов и газогидратного метана в перспективных газогидратоносных районах восточноазиатских морей

Море	Район	S, км ²	Ресурсы метана		Всего по морям	
			м ³	трлн. м ³	трлн. м ³	млн. т
Берингово	Камчатско-Чукотский	14450	3,555×10 ¹³	35,6	402,3	1746,1
	Алеутский	97540	2,400×10 ¹⁴	240		
	2 категория	15330	3,771×10 ¹³	37,7		
	2 категория	36170	8,898×10 ¹³	89		
Охотское	Присахалинский	24880	6,120×10 ¹³	61,2	448,2	1944,1
	Прикурильский	58010	1,427×10 ¹⁴	143		
	2 категория	27270	6,708×10 ¹³	67		
	2 категория	14210	3,496×10 ¹³	35		
	2 категория	37500	9,225×10 ¹³	92		
	2 категория	20160	4,959×10 ¹³	50		
Японское	Япономорский	349000	8,585×10 ¹⁴	859	907	3936,3
	2 категория	19570	4,814×10 ¹³	48		
Восточно-Китайское	Окинавский	314300	7,732×10 ¹⁴	773	773	3356,7
Филиппинское	Филиппинский	543500	1,337×10 ¹⁵	1337	1337	5804,6
Южно-Китайское	Южно-Китайский	1125000	2,768×10 ¹⁵	2768	3665	15912,2
	2 категория	35410	8,711×10 ¹³	87		
	2 категория	329500	8,106×10 ¹⁴	811		
Итого		3061800	7,532×10 ¹⁵	7533		32700

В целом, получены несколько неожиданные результаты, которые, тем не менее, находятся в согласии с фактическим обнаружением газогидратов, геолого-геофизическим строением исследованных акваторий и большинством опубликованных работ по данной проблеме. Примечательно, что перспективность обнаружения газогидратов, согласно проведенному анализу, в общем тренде повышается от севера к югу и достигает максимума в Южно-Китайском море. Суммарно на всех перспективных газогидратоносных территориях прогнозируемое количество природного газа составило 7533 трлн. м³. На январь 2014 года доказанные

общемировые запасы природного газа составили 206.4 трлн. м³ [4], что на порядок меньше, чем прогнозные запасы газа в перспективных газогидратоносных районах.

Таким образом, полученные результаты являются базой, которую необходимо дополнить современными данными по геологии, геофизике и др. окраинных морей для дальнейшего ранжирования и уточнения границ перспективных районов на поиски и разведку газогидратов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (13–05–93000) и программы «Дальний Восток» 15-1-1-017.

1. Макогон Ю.Ф. Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 2. С. 5-21.

2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. Л.: ВНИИОкеангеология, 1994. 86 с.

3. Отчет о НИР по теме «Условия формирования и разрушения газогидратов в Охотском море, их моделирование и технико-экономическое обоснование извлечения метана из газогидратов» // Обжиров А.И. и др. / Государственный контракт № 02.515.11.5017. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. 2008. № госрегистрации 02.515.11.5017. 135 с.

4. <http://biofile.ru/geo/>. Электр. ресурс.

О ТРАНСРЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНЕ СДВИГА МЕЖДУ НОВОСИБИРСКО-ЧУКОТСКОЙ И СЕВЕРОАЛЯСКИНСКОЙ МИКРОПЛИТАМИ ПРИ РАСКРЫТИИ КАНАДСКОГО БАСЕЙНА АРКТИКИ

Э.В. Шипилов

Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, shipilov@pgi.ru

ON TRANS-REGIONAL STRIKE SLIP ZONE BETWEEN THE NOVOSIBIRSK-CHUKCHI AND NORTH ALASKA MICROPLATE DURING OPENING OF THE CANADIAN BASIN OF THE ARCTIC

E.V. Shipilov

Polar Geophysical Institute KSC RAS

In this communication discuss different geological-geophysical data indicating the existence of submeridional transverse strike slip zone in the region under consideration. It extends from the Canada Basin along the eastern escarp of the Northwind Rise and across the shelf continental margin in the Chukchi Sea toward the Bering Strait. The role of this zone in the geodynamic evolution of the Canada oceanic basin and the adjacent continental margin of the Chukchi Sea is also a subject of this research.

Анализ комплекса геолого-геофизических данных позволил обосновать выделение в шельфовой зоне между Чукоткой и Аляской субмеридиональной крупноамплитудной сдвиговой зоны, которая, как представляется, являлась одной из фундаментальных тектонических границ в Арктике, игравших важную роль в геодинамической эволюции региона не только в мезозое [4], но и кайнозое [2]. Эта поперечная к простиранию континентальной окраины зона нарушений следует вдоль восточного эскарпа поднятия Нортвинд и пересекает шельфовую континентальную окраину Чукотского моря по направлению к Берингову проливу. Особый интерес к этому району связан с тем, что в его пределах закартирована серия сдвиго-сбросовых разломов субмеридиональной ориентировки, получившая название зоны сдвиговых разломов Ханны [7], которую позднее в работе [6] назвали уже Провинцией листрических сбросов. Она состоит из отдельных полос шириной 10-16 км и протяженностью несколько сот километров [7]. Ширина этой, видимо эшелонированной, зоны разломов, локализованной в центральной части шельфа Чукотского моря, составляет не менее 180 км.

В целом эта зона разломов прослеживается с севера до северного ограничения Врангелевско-Геральдского поднятия и далее скрывается под одноименным надвигом. В структуре аномального магнитного и гравитационного полей рассматриваемая зона довольно отчетливо обозначена сочетанием линейных аномалий. Отдельные из них, несмотря на завуалированность системой надвигов и наложенной структурой Южно-Чукотского бассейна, все же просматриваются и южнее, а в явном виде вновь проявляются в Беринговом проливе и далее продолжают на шельф одноименного моря.

В тектоническом отношении различные геолого-геофизические материалы демонстрируют явный диссонанс структурных планов Чукотского шельфа и Арктической Аляски относительно рассматриваемой зоны. Трассирование зоны подтверждается совместным анализом гравитационных и магнитных данных [2]. По результатам исследований с этой зоной связана серия протяженных субпараллельных эшелонированных разрывных нарушений, с интерпретированной правосторонней

сдвиговой кинематикой, затрагивающих как земную кору, так и верхнюю мантию. Именно эта, поперечная по отношению к наложенному Южно-Чукотскому бассейну, зона разломов является границей его раздела на западную и восточную части. В первой, по сейсмическим данным, осадочный чехол представлен апт-кайнозойскими отложениями, а во второй, как свидетельствуют данные бурения (скв. Эспенберг), – только кайнозойскими.

Предполагается, что высокие значения основной линейной положительной аномалии могут свидетельствовать о присутствии в складчатом фундаменте фрагментов магматической дуги, либо разломной зоны, выполненной магматогенными образованиями, по-видимому, мелового возраста.

Очевиден унаследованный и трансрегиональный характер этой зоны сдвигов, захватывающей литосферу Американо-Чукотского бассейна, Чукотского и Берингова морей.

Интерпретационный анализ комплекса геолого-геофизических данных и тектоники региона показывает, что рассматриваемая полоса эшелонированных дизъюнктивных нарушений, названная нами Чукотско-Канадской, являлась глубинной сдвиговой системой, локализованной преимущественно в консолидированной коре, а в осадочном чехле, по сейсмическим данным, отраженной в виде серии субвертикальных нарушений. Судя по тектонической позиции, унаследованности, протяженности и эшелонированности звеньев этой зоны можно говорить о ее непрерывно-прерывистом характере развития. По мнению автора, ее основополагающая роль в первой половине мела проявилась при раскрытии Канадского спредингового бассейна, тогда как в конце мела – начале кайнозоя движения по ней в Чукотском сегменте практически прекратились и переместились в Берингоморский регион. Вместе с тем, вопреки сложившимся представлениям о целостности Чукотско-Североаляскинской микроплиты, она являлась и границей с комбинированной кинематикой (а по существу – продолжением зоны трансформного разлома) между Новосибирско-Чукотской и Североаляскинской микроплитами. Отрезок Чукотско-Канадской трансформной зоны, расположенный севернее хр. Нортвинд, также как и северное предполагаемое продолжение спредингового центра, в Канадском бассейне, судя по всему, перекрыт базальтоидными образованиями поздних фаз деятельности плюма [3, 5] при формировании магматической провинции Альфа-Менделеева, и по этой причине они завуалированы в структуре аномального магнитного поля.

Геодинамические реконструкции показывают, что до раскрытия Канадского бассейна, когда Чукотско-Североаляскинская микроплита входила в состав Северной Америки, бассейны Северо-Чукотский, Свердрупский, Северного Склона Аляски имели близкий, если не идентичный, стратиграфический диапазон осадочного чехла залегающего на элсмиридах. Есть основания считать, что на месте передового прогиба Колвилл к этому времени уже существовал так называемый Колвиллский трог, который до раскрытия Канадской впадины (поздний PZ – ранний Mz), видимо, являлся непосредственным продолжением Северо-Чукотского бассейна. Ныне же депоцентр прогиба Колвилл смещен к югу по описанной субмеридиональной зоне сдвига Ханна относительно оси Северо-Чукотского бассейна на дистанцию порядка 400 км. При этом структурная ситуация в эшелонированной сдвиговой системе между бассейнами Северо-Чукотским и Колвилл может быть сопоставлена по характеру тектонического рисунка с зоной волочения, что подтверждается наличием на разрезах как приподнятых мелких блоков между отдельными разломами, так и деформационных складок. Указанная амплитуда сдвига согласуется с общей протяженностью восточного склона Чукотского поднятия (бордерленда) – эскарпа хр. Нортвинд, вдоль которого могла перемещаться Североаляскинская микроплита (рисунок).

Разработанная нами модель геодинамической эволюции Арктического региона показывает, что раскрытие глубоководных бассейнов происходило в тылу плит, перемещаемых верхнемантийной конвекцией [1, 4, 5] по протяженным

крупноамплитудным сдвиговым системам в сторону тихоокеанских зон субдукции. Сдвиговые системы формировались вдоль сквозных зон трансформных разломов, проникавших из океанических бассейнов в пределы континентальных окраин.

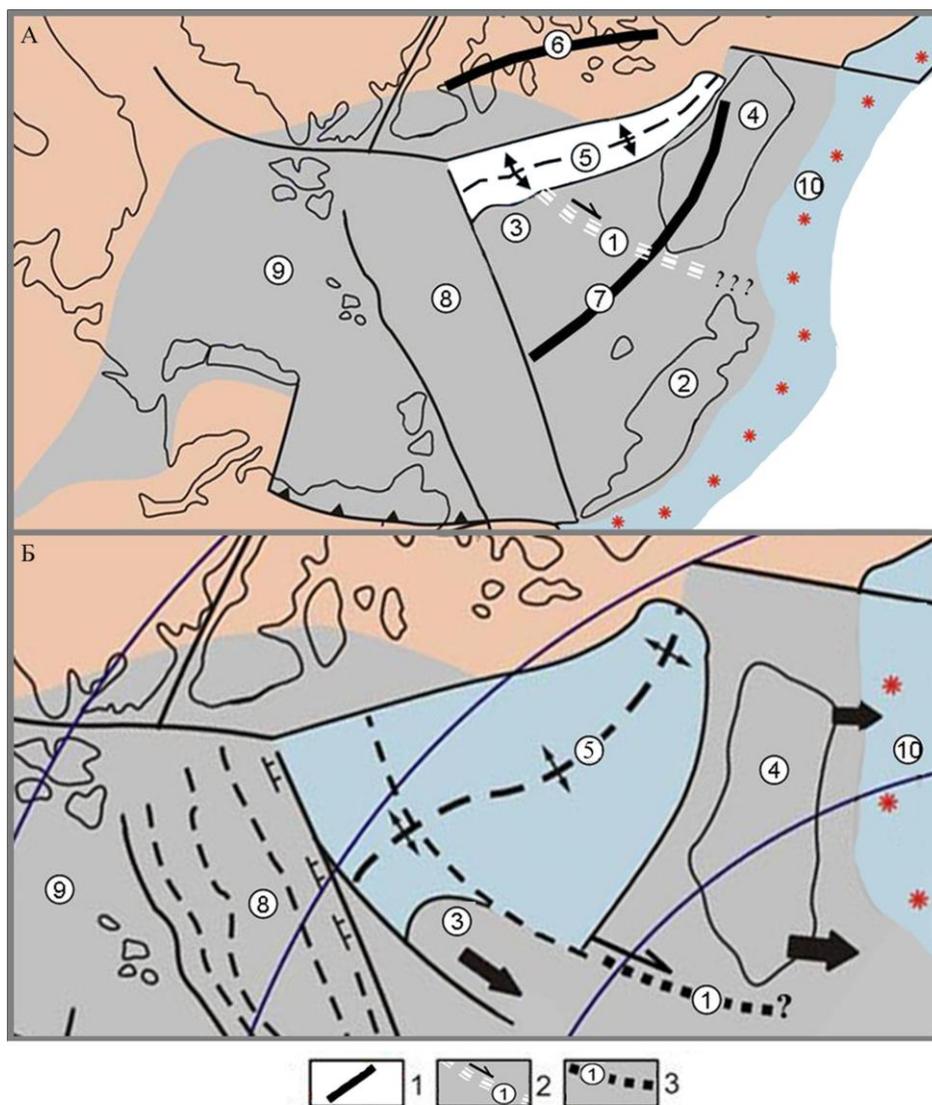


Рисунок. Палеогеодинамические реконструкции на этапы 145-140 млн. лет (А) и 130 млн. лет (Б) раскрытия Канадского бассейна и положение Чукотско-Канадской зоны сдвига.
 1 – предполагаемые палеодепоцентры осадочных бассейнов, 2 – зарождающаяся зона сдвига, 3 – реализация зоны сдвига на основном этапе раскрытия Канадского бассейна. Цифры на схемах:
 1 – Чукотско-Канадская зона сдвига, 2 – Чукотка, 3 – Чукотский купол, 4 – Северная Аляска, 5 – Канадский бассейн, 6 и 7 – Свердрупский и Северо-Чукотско-Колвиллский бассейны соответственно, 8 – будущая Центрально-Арктическая область хребтов (Ломоносова, Альфа-Менделеева), 9 – Баренцево-Карский регион, 10 – островодужные системы и зоны субдукции севера Пацифики. Затемненная область – палеоконтинент Арктида.

Проведенный анализ дает основание для вывода о том, что в геодинамическом отношении выявленная Чукотско-Канадская сдвиговая зона является определяющим звеном в модели образования ряда геоструктур Арктического региона и позволяет по-новому объяснить и детализировать механизм раскрытия Канадского бассейна. Опережающее, по отношению к Новосибирско-Чукотской микроплите в целом, и относительно ее Чукотского блока, в частности, движение Северной Аляски по рассмотренной зоне сдвига, обусловило открытие основной, южной, части Канадского бассейна. Его раскрытие связывается нами с механизмом воздействия на литосферу

верхнемантийной конвекции и субдукционными процессами на севере палео-Пацифики. Отставание же в движении Новосибирско-Чукотской микроплиты объясняется ее торможением при коллизии с Евразией с закрытием Южно-Аннуйского палеоокеана. Тогда как Северная Аляска могла иметь в этом отношении большую степень свободы при ее перемещении к югу к зоне субдукции.

Работа подготовлена в рамках выполнения задания по проекту Госконтракта Роснедра – РАН "Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с проблемой расширения внешней границы континентального шельфа РФ".

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3-35.

2. Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шеремет О.Г., Шипилов Э.В. Позднемеловая – палеогеновая трансформная граница Евразийской и Североамериканской литосферных плит в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 459, № 6. С. 730-735.

3. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 426, № 3. С. 369-372.

4. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизме раскрытия Канадского океанического бассейна // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 455, № 1. С. 67-71.

5. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2 (22). С. 72-81.

6. Grantz A., May S., Hart P. Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The Geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 257-288.

7. Thurston D.K., Theiss L.A. Geologic report for the Chukchi Sea planning Area, Alaska. Anchorage: Alaska, Minerals Management Service. 1987. 193 p.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Биография И.И. Берсенева</i>	4
Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Ярошук Е.И. Особенности гидротермального рудообразования на возвышенности Первенца (Японское море)	11
Василенко Л.Н. Новые данные по миоценовым радиоляриям из отложений подводного хребта Северного Ямато (Японское море)	14
Веселов О.В. Тепловой поток структурных элементов Охотоморского региона	18
Волынец Е.Б., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Альбская флора юго-западного берега оз. Ханка	21
Делемень И.Ф. Деструктогенез литосферы Охотоморского региона: новые подходы к развитию методов прогноза энергетических ресурсов и уточнению риска опасных природных процессов на Камчатке и Северных Курилах	24
Иванова В.Л. Вольфрамоносные гранитоиды зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома	28
Изосов Л.А., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С. Разломы Японского моря	31
Казанский Б.А. Ключевая роль Японского моря в системе дальневосточных морей	35
Кулинич Р.Г. О связи геологических структур Южного Приморья и залива Петра Великого	38
Леликов Е.П. Геология Японского моря	40
Ломтев В.Л. Признаки аллохтонного залегания земной коры под Охотским морем	45
Ломтев В.Л. Признаки аллохтонного залегания земной коры под Японским морем	49
Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Ли Н.С., Осипова Е.Б. Морфологическая тектоника и особенности геодинамики тихоокеанской окраины Азии	53
Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Тектоника Цусимской котловины	57
Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Глубинное строение рифтогенных (глубоководных) впадин Охотского моря	61
Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря: история изученности, современные вопросы	65
Сырбу Н.С. Аномалии гелия и водорода в осадках и воде юго-западного шельфа и склона о-ва Сахалин	69
Теличко А.С., Бессонова Е.А., Зверев С.А. Выявление источников магнитных аномалий залива Петра Великого, намагниченность которых сформирована в результате постмагматических процессов	72
Терехов Е.П. Нижнемеловые и палеоценовые осадочные породы подводной возвышенности Ямато в истории развития Японского моря	73
Цой И.Б. Стратиграфия и условия формирования осадочного чехла Японского моря (на основе кремнистых микроископаемых)	78
Шакирова М.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. К дискуссии о закономерностях формирования скоплений газогидратов в морях Восточной Азии	84
Шипилов Э.В. О трансрегиональной зоне сдвига между Новосибирско-Чукотской и Североаляскинской микроплитами при раскрытии канадского бассейна Арктики	89

CONTENTS

<i>Biography of I.I. Bersenev</i>	4
Astakhova N.V., Lopatnikov E.A., Yaroshchuk E.I. Hydrothermal ore formation features on the Pervenets Rise (Sea of Japan)	11
Vasilenko L.N. New data on Miocene radiolarians from deposits of the underwater North Yamato Ridge (Sea of Japan)	14
Veselov O.V. Heat flow of the structural elements of the Okhotsk Sea region	18
Volynets E.B., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Albian flora from the south-west shore of Lake Khanka	21
Delemen I.F. The destructive genesis of the lithosphere on Okhotsk Sea region: new approaches to the forecast of energy resources and risks of natural dangerous processes on Kamchatka and North Kuriles	24
Ivanova V.L. Tungsten-carry granitoids of the Central Sikhote-Alin break zone	28
Izosov L.A., Melnichenko Y.I., Lee N.S. The faults of the Sea of Japan	31
Kazansky B.A. A key role of the Sea of Japan in the system of the far eastern seas	35
Kulinich R.G. About the connection of geological structures of the southern Primorye and the Peter the Great Bay	38
Lelikov E.P. Geology of the Sea of Japan	40
Lomtev V.L. Signs of allochthonous bed of earth crust under the Sea of Okhotsk	45
Lomtev V.L. Signs of allochthonous bed of earth crust under the Sea of Japan	49
Melnichenko Y.I., Izosov L.A., Kazanskiy B.A., Lepeshko V.V., Lee N.S., Osipova E.B. Morphological tectonics and geodynamics peculiarities of Pacific margin of Asia	53
Prokudin V.G., Medvedev S.N. Tectonics of the Tsushima basin	57
Semakin V.P., Kochergin A.V., Pitina T.I. Deep structure riftogenic (deep-water) depressions of the Sea of Okhotsk	61
S'edin V.T. The volcanism of the Japan Sea: the history of researches, the modern questions	65
Syrbu N.S. Helium and hydrogen anomalies in marine sediments and water of the Sakhalin southwest shelf and slope	69
Telichko A.S., Bessonova E.A., Zverev S.A. Identification of the sources of magnetic anomalies of the Peter the Great Bay, which magnetization is formed as a result of postmagmatic processes	72
Terekhov E.P. The lower Cretaceous and the Paleocene sedimentary rocks of the Yamato Rise of the Sea of Japan	73
Tsoy I.B. Stratigraphy and conditions of formation of sedimentary cover of the Sea of Japan based on siliceous microfossil data	78
Shakirova M.V., Shakirov R.B., Obzhirov A.I. Discussion for the gashydrates formation regularities in the East Asian seas	84
Shipilov E.V. On trans-regional strike slip zone between the Novosibirsk-Chukchi and North Alaska microplate during opening of the Canadian basin of the Arctic	89

ГЕОЛОГИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ И ИХ ОБРАМЛЕНИЯ

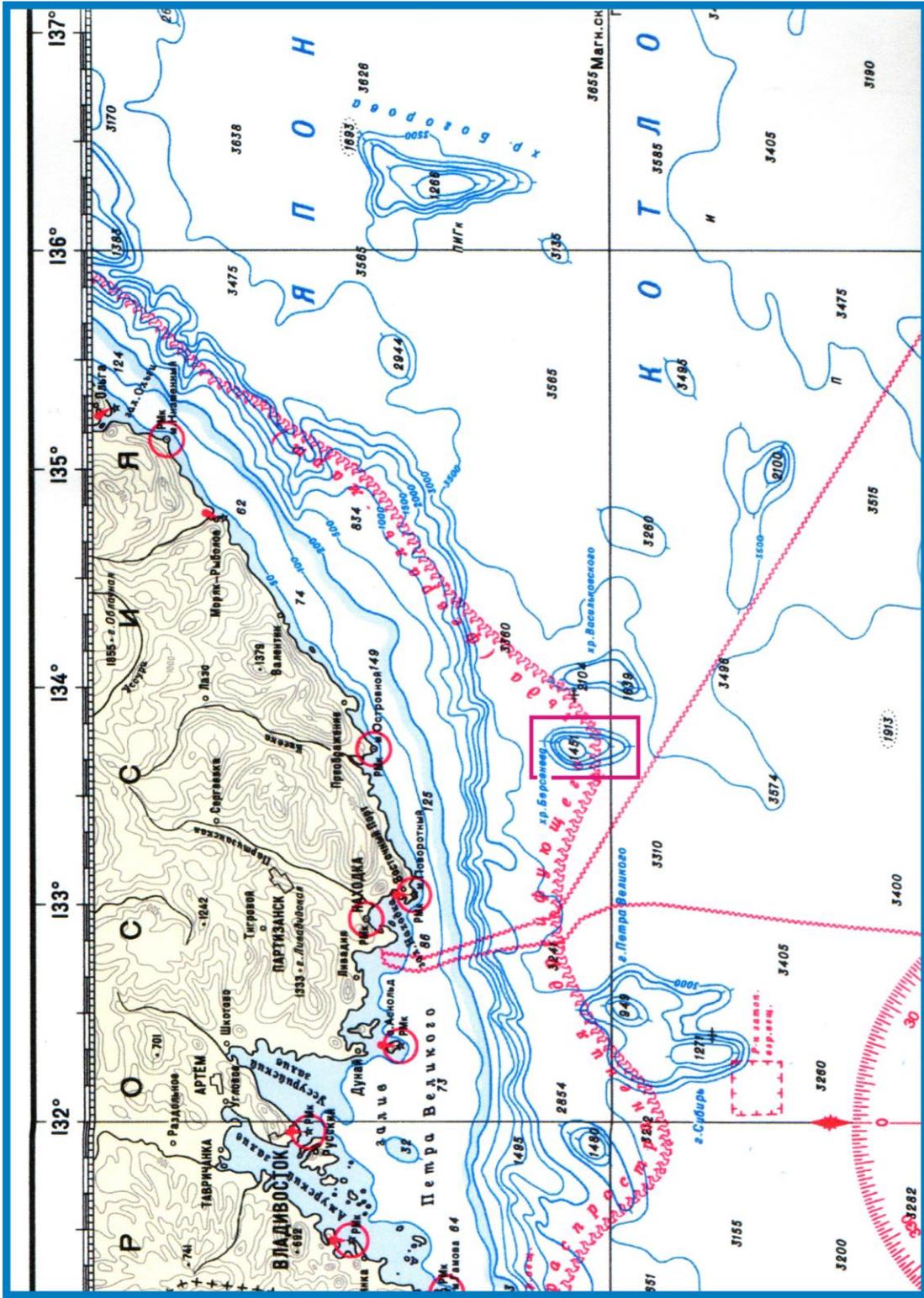
**Материалы региональной научной конференции,
посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева**

Владивосток, 16 сентября 2016 г.

Технический редактор
Наталья Константиновна Вагина

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного *И.А. Прушковской*

Подписано к печати 30.08.16 г.
Печать офсетная. Формат 60х90/16
Бумага офсетная. Уч.-изд. л. 4,9
Тираж 80 экз. Заказ 216
Отпечатано в типографии
ООО «ВАРИАЛ», г. Владивосток



Управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации. 2013 г. Откорректировано 18.06.16.

Фрагмент навигационной карты Японского моря с хребтом Берсенева