

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

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том II

Москва
ГЕОС
2011

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: 2011. – 320 с.

ISBN 975-5-89118-554-8

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

В томе II рассмотрены проблемы изучения нефти и газа на дне морей и океанов, гидротерм, руд, полезных ископаемых океанов и морей.

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

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

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

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

Volume II includes reports devoted to the problems of research of oil and gas in the seas and oceans, hydroterms, ores, mineral resources in the seas and oceans.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

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

ISBN 975-5-89118-554-8

ББК 26.221

© ИО РАН 2011

***НЕФТЬ И ГАЗ НА ДНЕ МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ***

Авилов В.И., Авилова С.Д.

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

Концепция хемолитоавтотрофного образования нефти и газа

Avilov V.I., Avilova S.D.

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

Chemolytoautotrophy Conception of Oil and Gas Generation

Рассматриваем предлагаемую концепцию как сформулированный взгляд, точку зрения на явление нефтегазообразования, на процессы и участвующие в них вещества, необходимые для понимания генезиса нефти и газа. Структура такой сложной концепции должна содержать следующие основные компоненты: эмпирическую базу, включающую установленные научные факты; теоретическую основу с исходными закономерностями и научными обобщениями (известные теории и концепции); систему используемых логических связей и построений; совокупность доказанных утверждений и выводов.

Авторы выдвигают в число главных представление о том, что именно экосистемные взаимодействия наиболее рельефно высвечивают свойства и качества изучаемых явлений и объектов [1]. Экосистемный подход предполагает рассматривать отдельные стороны процессов образования, скопления и преобразования углеводородов (УВ) в экосистемах, то есть во взаимодействии с внешней средой (вмещающими породами, энергетическими, информационными полями и другое).

В число ключевых выдвигается задача по восполнению запасов УВ. Представление о происхождении углеводородов может оказаться весомым в её решении. Все известные гипотезы и концепции нефтегазообразования объединяем в информационную систему, характеризующую сложное природное явление – происхождение УВ. Применяв разработанный в аквагеоэкологии экосистемный анализ, авторы по результатам газобиогеохимических определений выделяют существенные признаки и косвенные показатели проявления жизни в экосистеме.

Использован фактический материал, полученный авторами в многочисленных морских экспедициях и лабораторных экспериментах по моделированию процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Измерен комплекс биологически активных веществ (около 30 компонентов) в водной среде и осадочной толще. Из полученного массива данных обоснованно выделены главенствующие биохимические (содержание АТФ и активность ферментов) и газовые (H_2 , CO_2 , УВГ и др.) показатели жизни и нефтегазопоявлений в экосистемах. По результатам анализа и обобщения собственных данных обнаружено широкое распространение явления хемолитоавтотрофии в природных экосистемах и его взаимосвязь с процессами нефтегазообразования [2].

Выполненные обобщения позволяют дать следующую генеральную схему образования УВ. Исходный материал – необходимые биологически активные вещества (БАВ), поставляются в очаг генерации УВ из недр Земли, что предложено магматической концепцией, выдвинутой в начале прошлого века. Магматические газовые компоненты (с преобладанием H_2 и CO_2 - исходные БАВ) в виде концентрированных газовых потоков поступают в благоприятную локальную экосистему (она может быть на всех этажах осадочной толщи и глубже в зонах с высокими температурой и давлением), находящуюся под достаточно мощным воздействием энергетических полей, и по технологии природной памяти запускается процесс генерации УВ. Аккумуляция углеводородов приводит к появлению залежей нефти и газа.

В эту общую схему вводим важные новые логические связи. В свете современных сведений о глубинном происхождении нефти более категорично заявляем о доминировании магматического источника исходного вещества для образования УВ. Вводим также понятие благоприятной локальной экосистемы для нефтегазообразования, которая может возникать случайным образом (во времени, при меняющихся геотектонических обстановках) в различных точках литосферы. Утверждаем о наличии повсеместно информационной формы существования живой материи [1], несущей в себе технологию (способ) генерации УВ путем упорядочения исходных БАВ. Воздействие информации в экосистеме тут же запускает технологию при возникновении благоприятной ситуации.

Генеральная схема содержит некоторые узловые моменты, требующие объяснения. Узким местом остается технология генерации УВ (нафтотехнология). Она нам до конца не известна, но с высокой степенью вероятности можем судить о её главных свойствах. Природа имеет в своем распоряжении автономный способ образования УВ, для чего использует весь арсенал необходимых средств. Суть нафтотехнологии заключена в упорядочении элементного состава исходного вещества (БАВ) до уровня высокой структурной организации углеводородов.

Детали процесса по понятной причине находятся за пределами видимости и сконструированы исследователями в виде гипотез и концепций. Абиогенная концепция предлагает разнообразные направления и варианты неорганического синтеза УВ. Известна реакция Фишера-Тропша по синтезу УВ из водорода и окислов углерода при температурах 150-300°C на катализаторах. На экспериментальных данных разработана концепция геокатализа в неравновесных системах, где совершаются превращения углеродсодержащих молекул с образованием нефтегазовых УВ. Гипотезы минеральной концепции ограничиваются описанием достигаемой упорядоченности в основном на молекулярном уровне, от которого до вещественного уровня структурной организации (самой нефти как вещества) предстоит сделать большой шаг.

Более продвинутые результаты дает органическая теория нефтегазообразования. Высочайший уровень упорядоченности обеспечивает белковая (углеродная) форма жизни в виде активного живого вещества (микробияльного сообщества). Споры вызывает вопрос о том, как его доставить в зону нефтегазообразования. Ответ предлагает концепция хемолитоавтотрофного цикла образования УВ, разработанная авторами [2 и др.]. На первом этапе нафто-технология обеспечивает, при благоприятном стечении обстоятельств, зарождение и развитие сообщества микроорганизмов преимущественно с хемолитоавтотрофным типом обмена веществ в такой благоприятной экосистеме. Эти микроорганизмы способны использовать неорганические доноры электронов (прежде всего, водород) и получать почти весь углерод путем фиксации CO_2 . Зарождение белковой жизни происходит по программе, заложенной, например, в микробияльном геноме, распространенном в породе в иммобилизованном, пассивном состоянии. Но вероятнее всего программа присутствует в информационной форме жизни в виде некоей матрицы или стуска энергии и др. [1]. Ведь не зря, в опытах по моделированию происхождения жизни часто применяют сильный энергетический импульс – ударное воздействие, импульсный разряд в газовой фазе, действие энергии открытого космоса и т.п.

На последующих этапах нафто-технологии, в результате своей жизнедеятельности хемолитоавтотрофы создают активное живое вещество, производят УВ (как минимум – метан) и воду, их останки обогащают биополимерами материнскую породу, давая начало процессам флюидизации, по флюидодинамической концепции. Процесс отличают характерные черты. Цикличность связана с функционированием микробияльного сообщества и его зависимостью, как неравновесной системы, от геоэкологического состояния внешней среды [3]. Процесс сопровождается двумя встречно направленными конструктивным и деструктивным действиями по упорядочению УВ, что свойственно природе в целом. В результате непосредственно в очаге генерации может достигаться структурная организация УВ не только на молекулярном, но и на вещественном уровне – образуется микронепть.

Исходя из экосистемного анализа, доминирующую роль в образовании УВ отводим хемолитоавтотрофной концепции. В её пользу свидетельствует отмеченная выше корреляционная связь основного состава УВ нефтей и активного живого вещества. Подтверждает данный тезис природный эксперимент в жестких термобарических условиях. В вулканах (природной лаборатории) не течет неорганическая нефть или бензин, но процветают микроорганизмы – термофилы. Подобный вывод приносят наблюдения в глубинных подводных гидротермах, черных курильщиках. Соответственно хемолитоавтотрофы, а они отнесены к термофилам, воспринимают условия в глубинах литосферы, до «вулканических» температур порядка 250-300°C, как благоприятные.

Если в лабораторных экспериментах повышенное давление замедляет процессы неорганического геокатализа, то для микроорганизмов оно не является помехой. Так, в живых клетках ростков растений развивается давление в сотни атмосфер, что помогает пробиться к свету даже через асфальт. Аномально высокое давление создают микробы на километровых глубинах, отвоевывая себе жизненное пространство в грунте и одновременно разуплотняя породу. При этом они заполняют пространство произведенной водой, биополимерами, нефтяными и газовыми УВ, создавая локальную экосистему с УВ-растворами. В экосистеме происходит внутреннее взаимодействие, формирующее состав УВ-растворов, и внешнее воздействие на породу, определяющее параметры первичной миграции.

Главным двигателем внешнего воздействия выделяем избыточное давление внутри экосистемы. Оно порождает рассеянные потоки флюидов во внешнюю среду, запуская процесс первичной миграции. Авторы разработали концепцию концентрирования этих рассеянных потоков в свободную форму, то есть консолидацию компонентов из их рассеянных потоков в виде скопления внутри слоя породы [4 и др.] (Диплом открытия № 412 с приоритетом от 1998 г.). Под избыточным давлением флюиды, распространяясь по породе, образуют в ней, как показали эксперименты, пузырьки, капли, каверны, заполненные компонентом, которые либо создают новые рассеянные потоки, либо прорываются к разуплотнениям в виде трещин, включаясь в процессы вторичной миграции. Каверны схлопываются, затем наполняются и опять схлопываются, то есть работают как циклический перекачивающий насос. Дальнейшая консолидация нефтегазовых УВ в месторождения происходит по хорошо известным схемам нефтегазонакопления.

Предложенная хемолитоавтотрофная концепция объясняет с наибольшей достоверностью механизм образования УВ в недрах планеты. Через хемолитоавтотрофный цикл реализуются неисчерпаемые резервы внутренней энергии Земли и постоянно восполняются запасы углеводов. Концепция соединяет существенные положения двух (органической и минеральной) теорий, многих концепций с позиции достижения высокой структурной организации углеводородных соединений в единое идентифицируемое вещественное образование – газ и нефть. Их уникальные свойства, проявляющиеся на стадии генерации, вписываются в концепцию существования различных форм живой материи. Экосистемный подход наиболее эффективен в исследовании проблемы нефтегазообразования.

Выявлены новые логические связи взаимодействий внутри генерирующей УВ экосистемы, экосистемный анализ приводит к выводу, что процесс образования УВ перманентно протекает на Земле и других планетах. В благоприятных локальных экосистемах в глубинах осадочной толщи периодически зарождаются микробальные виды белковой формы жизни, обеспечивающие упорядоченность БАВ в виде нефти и газа, их залежей. Нефть и газ представляют высоко структурно организованный вид вещественной

формы живой материи. Появление нефти и газа в экосистемах относим к признакам зарождения и существования в них белковой формы жизни.

В экосистеме такие структурные образования должны поддерживаться извне. Следует логичный вывод, что месторождения нефти и газа могут существовать только в условиях постоянной подпитки углеводородами и БАВ, то есть в реальном времени идет перманентное восполнение открытых и эксплуатируемых месторождений. Вопрос может стоять только о скоростях восполнения, и их соотношения с объемом добычи.

Выполненные теоретические построения объяснили известные факты воспроизводства многих нефтегазовых месторождений, внося заметный вклад в решение задачи ТЭК России по восполнению запасов углеводородного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авилов В.И., Авилова С.Д. Информационная система аквагеоэкологии. М.: «Прима-Пресс», 2009. 142 с.
2. Авилов В.И., Авилова С.Д. Хемолитоавтотрофия в сфере проблем нефтегазоносности акваторий // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2002. № 10. С. 7-9.
3. Авилов В.И., Авилова С.Д. Газобиогеохимические исследования в придонной среде акваторий // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 427. №. 6. С. 821-825.
4. Авилов В.И., Авилова С.Д. Экспериментальное исследование рассеянных потоков природных газов // Доклады Академии Наук. 1999. Т. 369. № 5. С. 664-666.

The authors' gasbiogeochemical research at marine environment has allowed finding common conception of oil and gas generation. The chemolytoautotrophy phenomenon produces active living matter in deep gases flux at metagenesis and catagenesis zones directly, being the source for hydrocarbons generation. The phenomenon is widely distributed in the earth bowels.

Астафьев Д.А.

(ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия,
D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru)

Современные проблемы геодинамики и прогноз крупных и уникальных месторождений углеводородов

Astafiev D.A.

(LLC “Gazprom VNIIGAZ” Moscow Region, Russia)

The modern problems of geodynamics and forecasting of major and unique hydrocarbon deposits

В настоящее время осадочные бассейны (ОБ), в том числе и нефтегазные, рассматривают как литосферные образования, обусловленные внутрилитосферными и, возможно, астеносферными процессами. Кроме того, зарождение и эволюция ОБ рассматриваются в отрыве от глобальных общегеодинамических коромантийных процессов, в частности, в отрыве от орогенеза, как завершающей стадии аккреции ослабленной рифто- и бассейногенезом области коромантийной оболочки. Осмысление накопленных геолого-геофизических материалов позволило предложить новую модель рифто-бассейно-орогенеза, являющихся следствием глобальных и глубинных – на всю толщину коромантийной оболочки Земли – геодинамических и магмофлюидодинамических процессов. Предпосылками разработки такой модели явились:

- открытие группировок коромантийных секторов, окруженных поясами апвеллинга-спрединга, объединенных общим поясом или зоной субдукции-дайвинга, представляющих в совокупности реальные земные конвективные ячейки Бенара g-типа;

- картирование методами сейсмической томографии зон увеличенной (в 2-3 раза – до 300 км и более) толщины слоя D” в основании коромантийной оболочки Земли под ОБ, в частности, под ОБ Сибирского кратона;

- установление расслоенности слоя D” и внешней сферы жидкого ядра ниже раздела ядро-мантия, что связано с активными геодинамическими процессами (фазовыми переходами, и латеральными перемещениями вещества слоя D”), а также вещества внешнего ядра Земли под разделом ядро-мантия;

- установление радиальной и субрадиальной столбчатой структуры коромантийной оболочки Земли на фоне планетарной латеральной расслоенности земной коры, литосферы и мантии, являющейся следствием активных геодинамических процессов на разделе ядро-мантия именно во внешних слоях жидкого ядра и слое D”;

Конвективные ячейки Бенара g-типа в виде группировок коромантийных секторов эффективно выполняли и выполняют роль теплоотвода наибольшей доли эндогенной энергии Земли. «Запуск» конвективного процесса, ве-

роятно, произошел уже на этапе разогрева Земли около 4 млрд. лет тому назад в процессе плавления первичного вещества и появления магматического океана. Именно первоначальная мелкаячестая конвенция привела к появлению первичных геосинклиналей с островодужной и междуговой субконтинентальной корой. В это время на поверхности Земли по существу формировались своеобразные гипсометрические диполи в виде островных вулканических дуг и задуговых или междуговых рифтов и надрифтовых депрессий – как бассейны первичной седиментации, которые быстро превращались в орогены, увеличивающие объемы поступления осадочного материала. Задуговые и междуговые ОБ и в настоящее время широко распространены в пределах активных окраин континентов, сохранив первоначальный облик (рис. 1).

В результате аккреции гипсометрических диполей и продолжающегося повторного образования островных дуг, задугового и междугового рифтогенеза, бассейногенеза и орогенеза сформировались первичные микроконтиненты с континентальной корой. Они практически постоянно были окружены поясами дайвинга-субдукции, где продолжали формироваться островные дуги и новые задуговые и междуговые ОБ, которые в процессе неизбежной аккреции наращивали кору континентального типа.

Как известно из материалов ГСЗ, под формирующимися рифтами и надрифтовыми депрессиями поверхность Мохоровичича занимает повышенное гипсометрическое положение. Изучение зависимости амплитуды погружения земной коры и, соответственно, толщины осадочного чехла ОБ от амплитуды подъема поверхности Мохоровичича позволило установить следующую закономерность, а именно, на каждый объем накопившихся пород осадочного чехла в мантию возвращается два объема вещества консолидированной коры в результате её замещения мантийным веществом и подъема поверхности Мохоровичича. Установленная зависимость, по существу, является законом для ОБ, находящихся в данный момент в активной фазе формирования. А затем происходит старение ОБ, обусловленное неизбежной аккрецией деструктированного коромантийного сектора области рифтогенеза и надрифтовой депрессии, латеральное и вертикальное выжимание осадочного чехла, формирование орогенов с последующей денудацией и пенепленизацией. Так происходило и происходит преобразование коромантийной оболочки континентов в объеме земных конвективных ячеек. Этот же процесс справедлив также для молодых геосинклинальных поясов и зон на окраинах океанов – через зрелые геосинклинали к молодым и древним платформам.

Анализ и обобщение накопленных геолого-геофизических материалов по строению, геодинамике ОБ во взаимосвязи глобальной геодинамикой Земли позволил сделать следующие выводы:

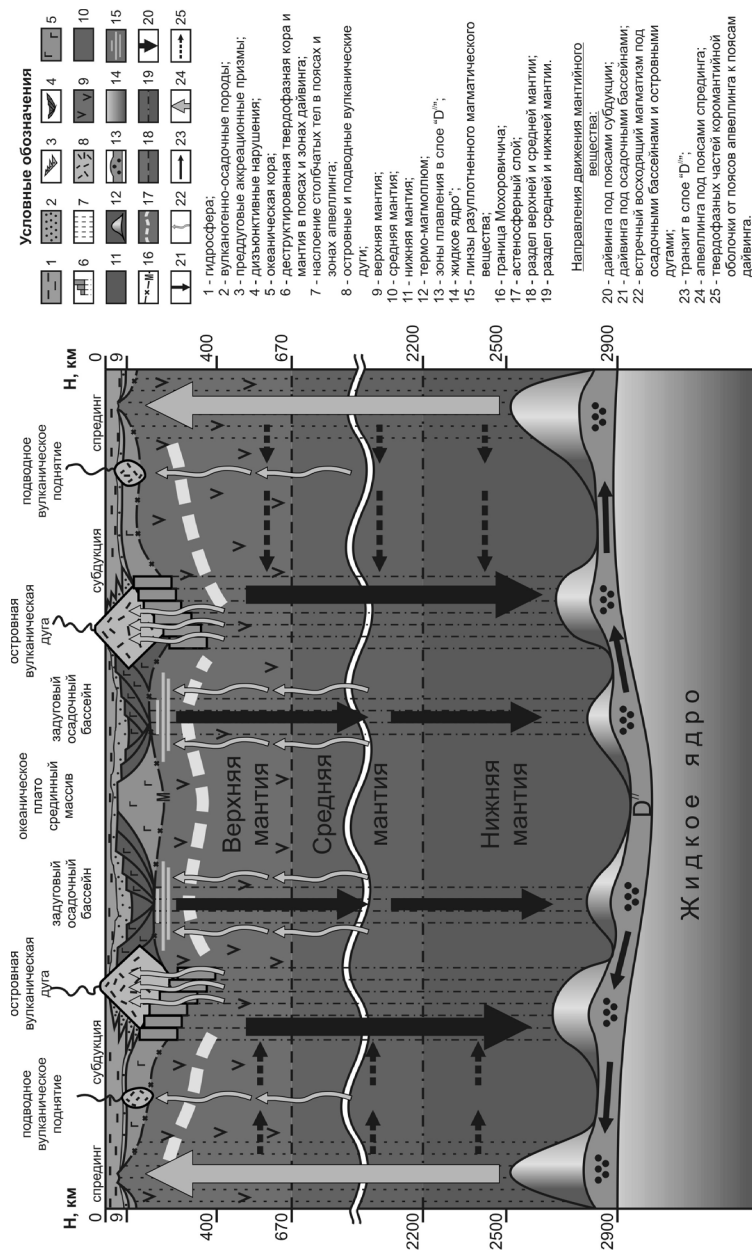


Рис. 1. Модель конвективной ячейки в коромантийной оболочке Земли и формирование осадочных бассейнов в геосинклинальных зонах начального этапа развития

1. Осадочные и нефтегазоносные бассейны являются по своей природе следствием общепланетарной и региональной коромантийной геодинамики в границах группировок коромантийных плит (секторов), образующих конвективные ячейки Бенара g-типа.

2. ОБ формируются в процессе гравитационного неравномерного погружения (дайвинга) вертикальных и субвертикальных столбчатых тел коромантийного вещества, вызванного подплавлением и перераспределением нижнемантийного вещества на разделе внешнее ядро Земли – мантия, в связи с необходимостью и возможностью реализации для планеты Земля конвективного отвода эндогенной энергии.

3. Неравномерный дайвинг вертикальных и субвертикальных столбчатых тел вызывает изменения полей напряжений в мантийной оболочке, декомпрессию и генерацию в микро- и макрозонах бифуркаций на границах столбчатых тел, плавление мантийного вещества, восходящий магматизм, приводящий к неравномерной деструкции области коромантийной оболочки в контурах ОБ, а главное, деструкцию и неравномерное погружение блоков земной коры (рифтогенез), а затем формирование надрифтовой депрессии.

4. Наиболее интенсивно процесс деструкции континентальных коромантийных секторов происходит в современных геосинклинальных и орогенических поясах и областях Во всех случаях деструкция (рифто- и бассейногенез), а затем аккреция. и орогенез коромантийных океанических и континентальных коромантийных секторов сопровождаются встречным восходящим магматизмом с активной дегазацией недр. Под ОБ эти процессы приводят к дифференциации литосферы на погруженные (в рифтах) и менее погруженные (межрифтовые) блоки (столбчатые тела), формирующие тектонический облик (каркас) ОБ. На синрифтовом этапе и последующем этапе надрифтовой депрессии тектонические структуры фундамента и осадочного чехла формируются конседиментационно, а на этапе последующей аккреции – инверсионно. В составе мантийных флюидов в литосферу, в частности, в консолидированную земную кору и осадочный чехол внедряются, среди прочих газов, большие объемы водорода, который гидрирует органическое вещество, способствуя генерации больших объемов газообразных и жидких УВ.

5. Области и пояса дайвинга коромантийного вещества, инициирующие встречный восходящий магматизм, транзитный слой D'' на разделе ядромантия и пояса авеллинга-спрединга образуют планетарную магмофлюидодинамическую систему, которая обеспечивает функционирование конвективных земных ячеек, а, следовательно, весь планетарный тектогенез и в значительной степени (за счет поступления в осадочную толщу глубинного водорода) нафтидогенез. Элементами этой системы с медленным дайвингом и встречным восходящим магматизмом являются континентальные рифтовые системы, осадочные бассейны и орогены. В океанах аналогичными

элементами являются области вулканизма, а также рифтогенеза на океанических плато, например, плато Шатского. Эта же планетарная магмофлюидодинамическая система обеспечивает эффективный отвод эндогенной тепловой энергии, выделяющейся на разделе ядро-мантия, а также циклический процесс формирования и распада Пангей.

6. Для ОБ, находящихся на этапе формирования надрифтовых депрессий, главной закономерностью размещения зон нефтегазонакопления в осадочном чехле как на малых, так и на больших глубинах является приуроченность месторождений УВ к гипсометрически приподнятым междрифтовым, внутририфтовым, междразломным и приразломным блокам – в осадочном чехле это своды, мегавалы, террасы, структурные мысы, а для ОБ, находящихся на начальных этапах «старения», добавляются в качестве зон нефтегазонакопления инверсионные и надвиговые структуры.

7. Дальнейшая эволюция ОБ связана с их постепенным разрушением, которое обусловлено продолжающимся дайвингом столбчатых коромантийных тел. Этот процесс завершается аккрецией деструктурированной области коромантийной оболочки и формированием не только инверсионных и надвиговых структур, но и шарьяжей, вдвигов – то есть структур латерального и вертикального выжимания осадочного чехла, свойственных орогенам. Далее происходит денудация и почти полное (до основания) разрушение ОБ.

Из этих положений вытекают два важных методологических принципа принцип генетического единства (в тектонофизическом смысле) всех ОБ, включая и нефтегазоносные, даже независимо от их индивидуальных параметров; и принцип индивидуальности, отражающий любые индивидуальные характеристики ОБ, такие как возраст, тектоногеодинамическая приуроченность, стратиграфическая полнота осадочного чехла, размеры и геометрия в плане, геотермический режим, гидрогеология и флюидодинамика, онтогенез нефтидов и т.д [1].

В настоящее время, когда достигнут высокий уровень освоения УВ ресурсов богатейших нефтегазоносных бассейнов Земли, крупные месторождения УВ могут быть открыты в быстро формирующихся ОБ палеоген-неогенового возраста. Такие бассейны расположены в пределах активных и пассивных окраин континентов, в поясах современного орогенеза. Яркими примерами таких открытий на больших глубинах в недоизученных ОБ коллизионных поясов, на молодых и древних платформах могут быть месторождения Шах-Дениз в Южнокаспийской впадине; Кашаган, Тенгиз, Карачаганак, Астраханское в Прикаспийской впадине; месторождения Лунское, Чайво, Пильтун-Астохское, Киринское, Южно-Киринское, и Мынгинское на шельфе о-ва Сахалин в Охотоморском бассейне; Русановское, Ленинградское в Карском море, Каменномысское и Северокаменномысское в Обской Губе, а также в акваториях Баренцева моря – Штокмановское, Лудловское, Ледовое; в северной части Каспийского моря – Ракушечное, Имени Ю.

Корчагина, Хвалынское, Центральное. Подобные открытия ожидаются в морях Восточной Арктики, не исключены они и в Российском секторе Чёрного моря. Месторождения УВ, в том числе и на больших глубинах формируются там, где состоялось насыщение осадочной толщи не только органическим веществом, но и глубинным водородом за счет глубинной миграции флюидов сквозь рифты. При этом водород гидрирует органику, восстанавливая и деструктурируя ОБ, синтезируя углеводородные компоненты. Одновременно водород приводит к охрупчиванию горных пород и формированию трещиноватости (Левшунова С.П., 1989). Этот процесс способствует формированию коллекторов в породах переходных комплексов и фундамента.

В целом, глубокие недра ОБ менее благоприятны для формирования скоплений УВ, т.к. на больших глубинах происходит уплотнение пород осадочного чехла и снижение их фильтрационно-емкостных свойств. В возрастном ряду наиболее благоприятны для поисков месторождений УВ на больших глубинах молодые, ныне формирующиеся ОБ, отличающиеся большой скоростью погружения (2-8 мм в год) типа Южно-Каспийского и других бассейнов в пределах современных субдукционных, геосинклинальных поясов и зон. В таких ОБ глубокопогруженные пласты-коллекторы еще не утратили высоких значений пористости (20-25%) и сохраняют высокую проницаемость. Здесь же протекают интенсивные процессы генерации и миграции УВ в ловушки. Наиболее благоприятными условиями для формирования и сохранения крупных и уникальных скоплений УВ, в том числе в глубокопогруженных комплексах, отличаются подсолевые толщи в пределах меж- и внутририфтовых гипсометрически приподнятых блоков, например, Северо-Прикаспийской системы поднятий Прикаспийской впадины, Центрально-Карский мегавал, Преображенский и Юрацкий своды на севере Западной Сибири, имеются все основания ожидать открытий крупных месторождений УВ преимущественно в кайнозойских и мезозойских комплексах пород потенциально газонефтеносных, находящихся в стадии формирования Лаптевоморском, Восточно-Сибирском, Чукотском, бассейнах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Д.А. Генетическое единство и индивидуальные различия в строении осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. № 2. С. 47-51.

The relation between Earth core-mantle boundary depth (and Earth geodynamics in general) and rifting, basin evolution and orogeny have been proved. The global regularity in the location of major oil and gas bearing zones confined to hypsometrically elevated blocks of the inner and outer rift, fracture and inter-fracture zones has been established.

Астахов С.М.

(ООО НПФ «Георазведка», Краснодар, sergey.m.astakhov@rambler.ru)

Построение секвенс-стратиграфической модели седиментации Туапсинского прогиба, как инструмент генетического прогноза литологии в целях бассейнового моделирования
Astakhov S.M.

(Georazvedka Ltd., Krasnodar)

Tuapsinsky basin sequence stratigraphy sedimentation model as a lithology prognosis instrument to achieve basin modeling

Квинтэссенцией всего комплекса проведенных исследований по литологическому моделированию и генетической основой прогноза различных литотипов в недрах Туапсинского прогиба явились построенные секвент-стратиграфический и хроностратиграфический профили. Несогласные напластования секвенций, присутствующие на профилях, послужили основанием для выделения различных парасеквенций системных трактов.

Для построения модели седиментации были использованы фактические данные исследования майкопского комплекса отложений, сейсмостратиграфический анализ сейсмопрофилей, региональные особенности седиментации майкопских отложений, анализ мощностей, данные по эвстатическому изменению уровня Тетиса, теоретические основы геометрии накопления разнофациальных осадочных тел различных системных трактов.

На рис. 1 приведены палео-разрезы комплексов майкопской седиментации на восьми временных отметках.

1. **Конец Эоцена** (рис. 1а). Вал Шатского представлял мелководную зону (до 50-100м) хемогенного карбоната накопления, сочленялся с более глубоким Кавказским трогом, характеризующимся увеличенными мощностями аналогичных отложений. Палеобассейн был значительно шире современных границ вышеназванных геоструктурных элементов. Переход к раннему олигоцену характеризуется довольно резким увеличением уровня мирового океана на 100м.

2. **Начало раннего олигоцена** (рис. 1б). Характеризуется началом прогибания на валу Шатского и ростом Кавказского острова Главного хребта на относительно отдаленных расстояниях от нынешней береговой линии. Это происходит в следствие субдукции Черноморской микроплиты под Скифскую. Аккреционная складчатость вызывает рост складок со стороны Скифской плиты. Прогибание на начальном этапе (в отличие от роста) должно было позволить создать аккумулятивную предтечу шельфа в виде наложенных авандельтовых клиноформ. Прогибание в течение раннего олигоцена некомпенсированное, на фоне постепенного понижения глобального уровня моря на 30-40м. Размывался поднятый палеоберег (эоценовый

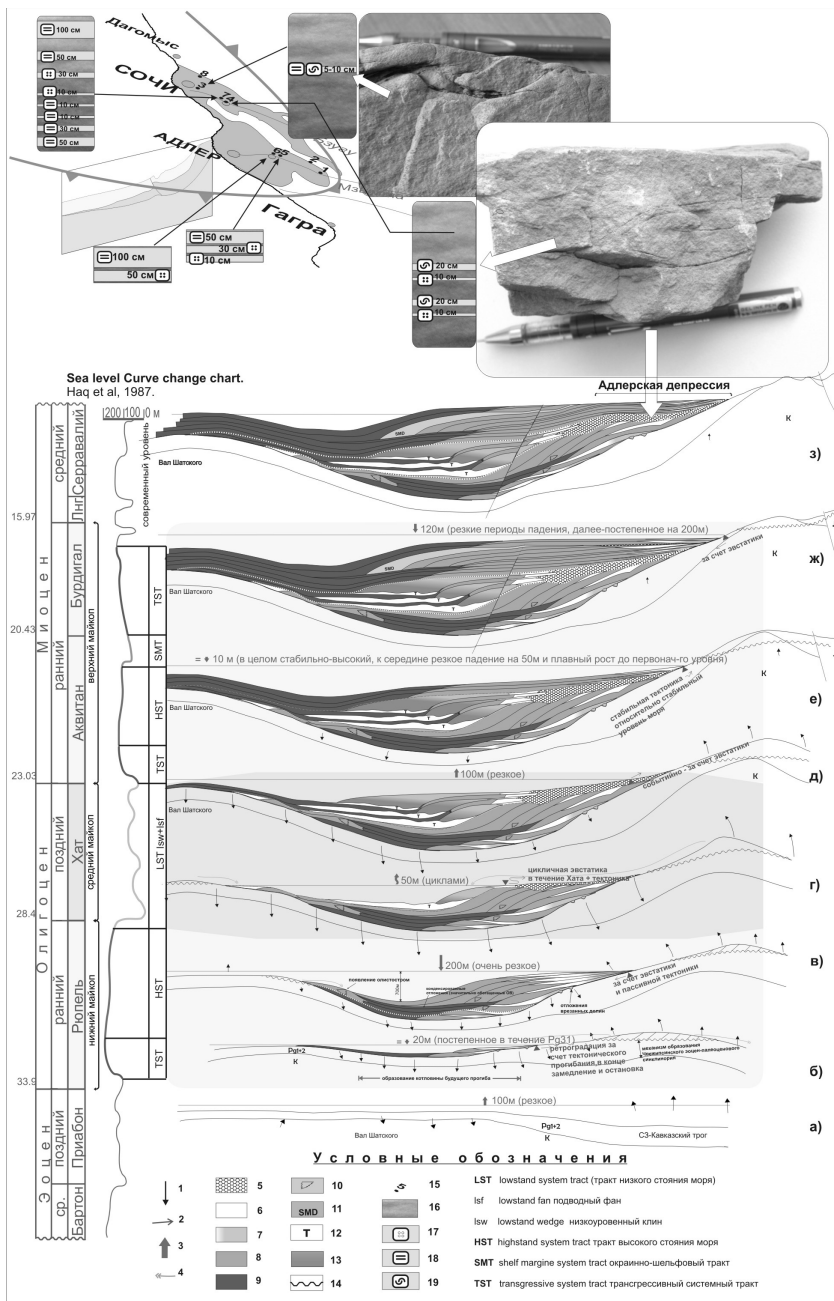


Рис. 1. Секвент-стратиграфическая модель

Условные обозначения к рис.1: 1 – Направление тектонического движения фундамента в последующую стадию, 2 – Направления движения береговой линии в последующую стадию, с указанием определяющего фактора, 3 – Изменение уровня мирового океана в последующую стадию, с указанием характера изменения, 4 – направление сноса обломочного материала, 5 – дельтовые отложения, 6 – шельфовые алевролиты и песчаники, 7 – авандельтовые алевролиты и песчаники, 8 – шельфовые глины, 9 – глины конденсированного разреза, обогащенные ОВ, 10 – олистостромы, оползневые явления на континентальном склоне, 11 – Окраинно-шельфовый тракт, 12 – Подводный фан подножия склона с телами и покровными песчаниками, 13 – Клин нижнего системного тракта, 14 – Эрозионная поверхность, 15 – Места отбора образцов, 16- Неколлекторы и плохо проницаемые породы, 17 – песчаники массивные без слоистости, 18 – Песчаники с горизонтальной слоистостью центральных частей мелководного бассейна, 19 – Песчаники с мутьообразной слоистостью дельтовой природы.

клиф) и принесенный речными системами более древний обломочный материал с острова будущего главного хребта. Пакет парасеквенций ретроградационный.

3. Конец раннего олигоцена (рис. 1в). Ретроградационные парасеквенции трансгрессивного тракта (за счет тектонического прогибания и повышения уровня Тетиса) сменяются на конец раннего олигоцена агградационным характером накопления, за счет периода ослабления, возможно приостановки тектонического прогибания. Уровень моря остается неизменным и за счет обильного речного сноса с Кавказа происходит проградация шельфа в сторону поглубления бассейна. Само существование Чвежипсинского эоцен-палеоценового синклиория говорит о первоначальном прогибании центральных частей Туапсинского прогиба.

4. Начало позднего олигоцена (рис. 1г). Происходит резкое практически мгновенное снижение уровня океана на 200 м. За счет этого предполагается осушение аккумулятивного образования шельфа с развитием речной сети и особым режимом осадконакопления на образовавшемся склоне и подножии. Идет распространение дистрибутивной системы подводных фанов с прослоями песчанистого материала турбидитными потоками разной плотности. Накопление подводной системы фанов происходит у подножия сформированного на момент накопления склона, причем наиболее крупнообломочный материал откладывается в палеодепрессиях неровностей подножия.

5. Конец позднего олигоцена (рис. 1д). В течение позднего олигоцена происходит изменение уровня моря на 50-60 м. Это находит свое отражение в накопленных обособленных сериях толщ турбидитных песчаников и алевролитов в погруженной части бассейна.

6. Начало раннего миоцена (рис. 1е). На начало раннего миоцена обстановки накопления переходят к трансгрессивной фазе. С учетом ослабевающего тектонического прогибания и стабильного уровня моря, пакеты парасеквенций преимущественно тонкодисперсного состава, особенно на

погружении - конденсированные отложения) переходят к агградации. Состояние переходит к траку высокого стояния. Тектоническое прогибание наименьшим образом затрагивает Адлерскую депрессию.

7. Конец раннего миоцена (рис. 1ж). Тектоническая инверсия происходит повсеместно на Валу Шатского и Туапсинском прогибе. Это вызывает уменьшение пространства аккомодации. Снижение уровня моря на границе аквитана и бурдигала

приводит к накоплению комплексов окраинно-шельфового тракта, сменяясь далее трансгрессивными отложениями. Адлерская депрессия, по-видимому, испытывала поднятие, сопровождавшееся размывом верхнемайкопских отложений, что запечатлено на сейсмических разрезах.

8. Начало среднего миоцена (рис. 1з). Заметно увеличенная карбонатность пород тархана говорит об уменьшении глубин. Далее происходит осушение большей части Туапсинского прогиба с врезанием речных систем чокрака в майкоп, а в последствие - эрозия каналами, которая происходила до эоценовых отложений. Майкоп Адлерской депрессии оставался сушей вплоть до понтического времени. Выровненный профиль эрозии депрессии может служить косвенным признаком для утверждения именно речной природы чокракских врезов. Значительное углубление и деформации сжатия майкопского бассейна (со значительным выжиманием пластичных толщ, диапиризмом, линейной складчатостью) со смещением по серии продольных суб-кавказского простирания разломов происходило в послемииоценовое время. Наиболее интенсивные деформации и формирование современной структуры кровли майкопских отложений ТП приходилось на плиоцен-плейстоценовое время (Роданская и Валахская фазы Альпийской складчатости).

Выводы: Прогнутая часть характеризуется развитием отложений разных системных трактов ввиду отсутствий продолжительных эрозионных периодов. Прогнозируется привязка определенных комплексов к конкретным стратиграфическим диапазонам. Так, парасеквенции нижнего системного тракта прогнозируется для позднего Олигоцена. Конденсированные разрезы, характерные для тракта высокого стояния моря, трансгрессивный системный тракт, а также окраинно-шельфовый тракт характерны для раннего Миоцена. Адлерская депрессия – это дельтовые и авандельтовые образования трансгрессивного системного тракта и тракта высокого стояния моря.

Таким образом, проведенные комплексные исследования по оценке углеводородного потенциала Туапсинского прогиба позволили достичь следующих результатов:

- На основе выделения в структуре осадочного чехла Туапсинского прогиба тектонических элементов более низкого порядка, построена детализированная схема тектонического строения;

- Обоснована литолого-фациальная зональность Туапсинского прогиба. На этой основе проведено литологическое моделирование. Построены разрезы псевдо-скважин литолого-фациальных зон.

- Составлена детальная секвент-стратиграфическая схема седиментации Туапсинского прогиба. Построены палео-профили, характеризующие характер осадконакопления в майкопе.

- Проведено бассейновое моделирование осадочного чехла Туапсинского прогиба. Спрогнозированы все основные физические показатели пластов: резервуарные и проводящие свойства пластов-коллекторов и пластов-носителей, генерационные и эмиграционные возможности нефтегазоматеринских толщ, экранирующие свойства пород-покрышек.

- Спрогнозирован фазовый состав флюида возможных залежей Туапсинского прогиба. Прогноз осуществлен как в программной среде Petromod на, так и с инновационным подходом геосинергетической методики.

- На основе методики оценки пофазной заполненности ловушек оценены ресурсы локальных поднятий Туапсинского прогиба. Оценка начальных суммарных ресурсов также верифицирована примененным для Туапсинского прогиба геосинергетическим методом. Общий объем прогнозных ресурсов, составил 2 027 354 тыс. т УВ условного топлива. Основная масса аккумулированных УВ (61%) приходится на фазу эмиграции 23...16.1. Также довольно большим удельным весом (23%) в структуре ресурсов занимает масса аккумулированных УВ в последнюю фазу 5.2...0. Это большинство ловушек Новомихайловской и Лазаревской зоны. В среднем их ресурсы составляют 30-40 млн.т. Как альтернативный подход, использовался геосинергетический метод оценки и моделирования ОПБ (Резников, 2007). Начальные суммарные ресурсы по результатам оценки геосинергетическим методом: $Q_{гн} = 1515.14$ млн.т. У.Т.

The sequence stratigraphy sedimentation model of the Tuapsinsky basin is designed on a basis of chronostratigraphic section, global sea level changes, data from outcrop sampling and seismo-facial analyses. It is exposed in detail the history of the basin development and it is made the prognosis of a presence and a sedimentation setting of the number of specific sedimentary bodies (primarily connected with the sand-riched bodies) in system tracts on various time degrees of the "Maikop" sequences.

Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, oleg_batalin@mail.ru)

Полигиния факторов образования залежей нефти и газа

Batalin O.Yu., Vafina N.G.

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow)

Polygenic Factors of Oil Field Formation

Для объяснения условий образования залежей нефти и газа не достаточно представлений о «пассивном» преобразовании органического вещества в ходе геологически длительного погружения пород. Есть свидетельства об участии в нефтеобразовании эндогенных факторов, являющихся следствием активных геодинамических процессов в глубоких недрах Земли. Установлена устойчивая связь глубинных (мантийных, коровых) сейсмических аномалий и зон размещения крупных углеводородных залежей; выявлены субвертикальные геологические тела, пронизывающие осадочный чехол, с которыми связывают процессы генерации и накопления углеводородов [1]. Имеются данные о поступлении углеводородных флюидов в залежь по каналам притоков, создаются энергонасыщенные «флюидизированные очаги» [2]. Показан механизм формирования углеводородных залежей из восходящих потоков, находящихся на больших глубинах в сверхкритическом состоянии; при достижении меньших глубин они разделяются на жидкую и газовую фазы, образуя соответствующие месторождения [3]. Целью настоящего сообщения является определенная конкретизация представлений относительно роли глубинных тепловых и флюидных потоков в образовании залежей нефти и газа.

Эндогенные факторы формирования нефтегазоносных бассейнов. В связи с развитием тектоники плит стали понятны закономерности образования осадочных бассейнов, с которыми связывают процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов [4]. Тепловой поток из глубин Земли обуславливает обстановку растяжения, формирование рифтовой трещины, что является основным в эволюции осадочных бассейнов. «Проседание» осадочных пород происходит из-за подъема горячей мантии, подплавления нижней части литосферы, что приводит к компенсационному опусканию ее верхней части и, как следствие, заполнению осадками. Скорость погружения осадочных пород может достигать очень высоких значений. Не случайно, что все крупные и сверхкрупные месторождения и нефтегазовые провинции связаны с зонами быстрого опускания пород. Учитывая сказанное, даже с формальных позиций следует признать ведущую роль эндогенных факторов, глубинный тепло- и массоперенос в образовании осадочных и, как следствие, нефтегазовых бассейнов.

Восходящие углеводородные потоки. Наличие мантийного плюма под осадочным бассейном приводит к развитию высокотемпературных гидротерм, функционирование которых непосредственно связано с глубинными

разломами, характерными для рифта. Такого рода гидротермы были обнаружены в зонах спрединга, не только срединно-океанических, но и окраинно-морских.

Перенос тепла высокотемпературными гидротермами имеет принципиальное значение для образования нефти. При их пересечении с пластами, насыщенными ОВ, происходит деструкция, быстрая генерация углеводородных компонентов, в том числе газовых, что создает аномально высокие пластовые давления. Возникают восходящие углеводородные потоки. В условиях повышенных температур и давлений сначала это единый углеводородно-водный поток, находящийся в сверхкритическом состоянии. При его подъеме происходит отделение углеводородов от воды, далее наблюдается сепарация газовой и жидкой углеводородных фаз, формирование газовых и нефтяных залежей [3]. Роль высокотемпературного прогрева органического вещества в водной среде исследовалась В.С.Балицким в лабораторных экспериментах по формированию флюидных включений в кристаллах. Было наглядно продемонстрировано, как при понижении температур и давлений единые углеводородно - водные включения распадаются на водную, газовую и нефтяную фазы.

Локальные зоны высоких температур. Как известно, современное нефтеобразование наблюдается в рифтах Калифорнийского залива, где на входе в морскую воду зафиксированы температуры гидротерм до 360°C . Похожая обстановка (мантийный плюм, толстый слой осадков) имеется на Байкале, где недавно наблюдали нефтепроявления на дне озера.

Характерные для гидротерм зоны локального повышения температур отмечаются в основных нефтяных провинциях. Карты изотерм, построенные для глубинных отложений Татарстана, свидетельствуют о ярко выраженной неоднородности теплового поля (на срезе 12 км перепад температур составляет 60°C), что объясняют вариацией конвективной составляющей, связанной с движением подземных вод [5]. Нефтяные месторождения Татарстана сосредоточены в зоне повышенных тепловых потоков и приурочены к участкам сильной вещественной неоднородности кристаллического фундамента. Степень заполнения ловушек увеличивается при приближении к тектонически ослабленным областям. [6].

В Широтном Приобье, в области вблизи Балыкско-Пимской рифтовой зоны, на глубине 3000 м зафиксированы участки резкого повышения температуры до 150°C , что на 50°C выше фона [7]. Максимум достигается практически в точке, что говорит о вертикальном проникновении нагретых флюидов с больших глубин. Отмечается [8], что тепловые аномалии, циркуляция горячих вод в зонах разломов могут сохраняться над погребенным палеорифтом до 100 млн. лет. На Восточно-Уренгойской площади, Пякхинском и Хальмерпаутинском газоконденсатных месторождениях Западной Сибири ломонтит обнаруживается в осадочных породах на глубине 3000–3200 м в ассоциации с новообразованным эпидотом, хлоритом, гидро-

слюдами. Указанные месторождения находятся в непосредственной близости от Колтогоро-Уренгойского рифта. В удаленных зонах эпидот и гидротермальные минералы не встречаются. Делается вывод [8], что эти минералы имеют гидротермальное происхождение и образуются при температурах от 200⁰С до 280-300⁰С. Данные участки наложены на зоны, испытавшие среднетемпературную пропилитизацию, то есть подвергались воздействию больших температур (от 280-300 до 330⁰С). Указывается, что именно прогрев пород горячими растворами серьезным образом повлиял на нефтеносность баженовской свиты. В этой связи обратим внимание на диссертационную работу Ю.В. Рокосова (2004), где выявлено, что продукты гидротермального разложения сапропелитового сланца баженовской свиты (Западная Сибирь) по составу и молекулярному распределению подобны нафтоидным углеводородам некоторых гидротермально активных зон.

Гидротермы, восходящие потоки и формирование коллекторов. Гидротермальные растворы, формирующиеся в глубинных разломах, постепенно пробивают каналы в практически непроницаемых породах, находящиеся под огромным горным давлением больших глубин. Так в Тюменской СГС выявлены зоны развития коллекторов в сильно измененных базальтах с высокими значениями пористости (до 17-19 %).

Во всем Западно-Сибирском осадочном бассейне в тектонически активных зонах выявлены катагенетические аномалии нефтегазоносных отложений, которые прослеживаются непрерывно по всему юрскому разрезу и затухают под баженовской покрывкой; аномальные зоны характеризуются резким улучшением коллекторских свойств пород и приурочены к зонам надрифтовых желобов [9]. Миграция по ослабленным зонам связывается с деятельностью долгоживущих глубинных разломов. Возникают горизонты децементации и выщелачивания, которые фиксируются на сейсмических профилях в виде зон неопределенности и искажения волновой картины. Формирование интервалов разуплотненных пород объясняется гидродинамической проработанностью полимиктовых песчаников гидротермальными растворами, насыщенными углекислотой. Все высокодебитные залежи располагаются в контуре вертикальных аномалий сейсмической записи. Основная часть «аномальных» скважин располагается в пределах надрифтовых желобов, вблизи глубинных разломов фундамента. На Ямбургском и Западно-Таркосалинском месторождениях такие скважины характеризуются двух-четырекратным увеличением дебита [9]. Особенностью рассматриваемых в [7] доюрских пород Балыкско-Пимской рифтовой зоны является повсеместная трещиноватость, брекчированность и гидротермальная преобразованность, вторичное минералообразование.

Высокотемпературные гидротермы пробивают долгоживущие пути, обеспечивая поступление углеводородов в залежь. Они преобразуют породы за счет термического, химического и гидродинамического воздействия, нарушая слоистое строение осадочных отложений. Когда такого типа гид-

ротермы достигают дневной поверхности, они могут трансформироваться в грязевые вулканы. Выше пластов, в которых происходит деструкция ОВ, гидротермы - многофазные углеводоро-водные системы. Их можно трактовать как “подводящие каналы”. На больших глубинах они воспринимаются как “зоны потери сейсмической устойчивости”.

Гидротермы создают полости и пустоты, “полезную емкость” коллекторов [10]. Гидротермально преобразованные кристаллические породы вполне могут служить резервуаром для углеводородов. В качестве примера можно назвать месторождение Белый Тигр, где выявлена зональность вторичных преобразований гранитов, зоны с образованием вторичных пустот, которые заполняются углеводородами [11].

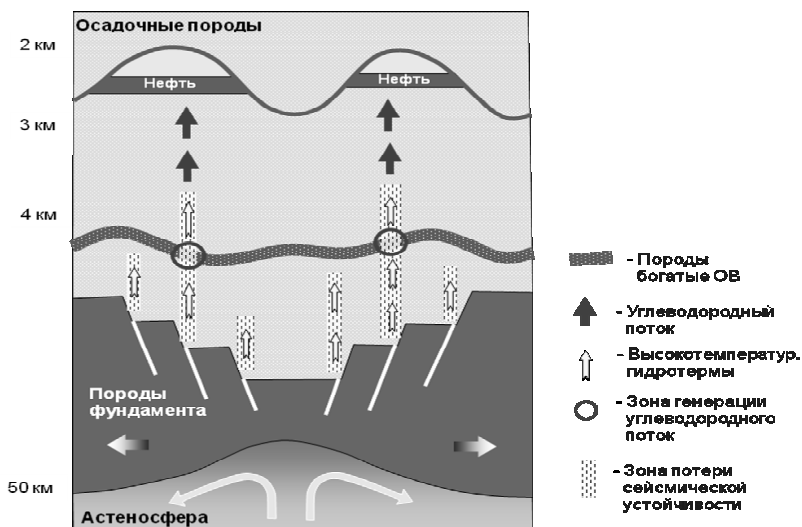


Рис. Схема образования углеводородных потоков и залежей

Принципиальная схема нефтеобразования. Приводимый рисунок является итоговой схемой, поясняющей роль эндогенных факторов в формирования залежей. Принципиально важно наличие мантийного плюма, который является непосредственной причиной образования осадочного бассейна, быстрого опускания пород, накопления большой массы органических осадков. Мантийный плюм «запускает» высокотемпературные гидротермы, которые обеспечивают прогревание органического вещества до температур, необходимых для его деструкции, возникновения восходящих потоков. Перенос углеводородных компонентов осуществляется в сверхкритическом состоянии. Образование нефтяных месторождений происходит за счет конденсации жидкой фазы из восходящего потока на глубинах “нефтяного ок-

на”. В рассматриваемом варианте формирования залежей не возникает проблемы “первичной миграции” – традиционной трудности органической теории образования нефти.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриевский А.Н. Прогноз, поиск и разведка нефти и газа – фундаментальные исследования // Актуальные проблемы прогноза, поисков и освоения углеводородных ресурсов земных недр. ВНИГРИ. 2009. С. 14-35.
2. Валяев Б.М. Аномально высокие и избыточные давления геофлюидов // Доклады АН СССР. 1987. Т. 293. №2. С. 420-423.
3. Баталин О.Ю., Вафина Н.Г. Конденсационная модель образования залежей нефти и газа. М.: Наука, 2008. 248 с.
4. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
5. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Бергеманн М.А. Анализ геотермических карт и перспективы нефтегазоносности глубинных отложений (на примере Республики Татарстан) // Георесурсы. 2008. № 3.
6. Плотникова И.Н. Анализ взаимосвязи нефтеносности осадочного чехла и состава его кристаллического основания (на примере Южно-Татарского свода) // Материалы Междунар. конфер. Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2007. Т. 1. С. 392-395.
7. Беккина С.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрского фундамента в пределах Широкого Приобья. Диссертация на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. Уфа, 2010.
8. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Ахлестина Е.Ф. Минеральные ассоциации продуктов гидротермального изменения – ключ к пониманию возникновения зон разуплотнения и фазовой зональности (на примере Западной Сибири) // Известия Саратовского универ. 2008. Т. 8. Сер. Науки о Земле. Вып. 1.
9. Предтеченская Е.А. Катагенетические преобразования нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. д.г.-м.н. Екатеринбург, 2011.
10. Багдасарова М.В., Роль гидротермальных процессов при формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 9.
11. Дмитриевский А.Н., Киреев Ф.А., Бочко Р.А., Федорова Т.А. О новом типе коллектора в породах кристаллического фундамента // ДАН. 1990. Т. 315. № 1.

A variety of factors in the formation of oil and gas fields are analyzed. The special role of mantle processes, high-temperature fluid is taken into account.

Валяев Б.М.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, valyb@mail.ru)

Распространение и локализация конвенциональных и неконвенциональных ресурсов в недрах палео- и современных осадочных бассейнов

Valyaev B.M.

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow)

Distribution and localization of the conventional and unconventional resources in the sedimentary cover of the paleo- and modern basins

Неконвенциональные ресурсы углеводородов, сосредоточенные в скоплениях тяжелых нефтей и сланцевых газов, уже стали объектами интенсивной разработки и использования (Канада, США и другие страны). Близится к завершению создание технологий для разработки газогидратов на суше и дне Мирового океана. Основные положения современной нефтегазовой геологии были сформулированы во второй половине прошлого столетия на базе материалов по конвенциональным (традиционным) ресурсам и скоплениям углеводородов. Единство источников (генезиса) нефти и газа, участвующих в формировании конвенциональных и неконвенциональных скоплений и ресурсов углеводородов, не вызывает дискуссии. Однако остается недостаточно выясненным, почему осадочные бассейны столь различаются по обогащенности разрезов их отложений разными видами конвенциональных и неконвенциональных ресурсов. На данном этапе эта проблема особенно актуализируется, поскольку конвенциональные ресурсы углеводородов кажутся близкими к исчерпанию, а неконвенциональные остаются пока слабо изученными.

Особенности распространения запасов конвенциональных нефти и газа известны для многих десятков нефтегазоносных бассейнов. Крупнейшие нефтяные и газовые, газонефтяные и газоконденсатные месторождения сосредоточены в интервале глубин от 1,0-1,5 до 4,0-4,5 км, к которому приурочены так называемые главные зоны нефте- и газонакопления. В рамках нефтегазовой геологии этот феномен имеет объяснение и в плане нефтегазообразования (ГФН – Н.Б. Вассоевича), и в плане нефтегазонакопления [1 и мн. др.]. Этот интервал глубин оказывается оптимальным интервалом для формирования скоплений конвенциональных нефти и газа. В сущности, в пределах большей части нефтегазоносных регионов в этом интервале глубин основные параметры, контролирующие аккумуляцию углеводородов в залежи – резервуары, покрышки и ловушки,- приобретают оптимальные значения. Выше и ниже по разрезу условия для формирования скоплений конвенциональных нефти и газа менее благоприятны. Причины хорошо известны: недостаточные или слишком высокие степени катагенеза осадоч-

ных пород, недостаточность или чрезмерная степень дислоцированности отложений и др. Отмеченные изменения свойств осадочного разреза сказываются и на процессах формирования скоплений неконвенциональных нефти и газа, но не столько на масштабах последних, сколько на их специфике. Как оказывается, скопления неконвенциональных нефти и газа широко распространены по разрезу отложений нефтегазоносных регионов как в оптимальном интервале нефтегазонакопления, так и выше и ниже.

В оптимальном интервале для формирования скоплений конвенциональных нефти и газа к неконвенциональным относятся скопления водорастворенных и сланцевых газов, а также сланцевых нефтей. Для этого интервала характерна достаточно тесная ассоциация в распространении нефтегазовых конвенциональных скоплений в первичных терригенных коллекторах со скоплениями над ними неконвенциональной нефти в глинистых покрышках и газа в сланцевых комплексах. Сопряженность их локализации связана с общностью их формирования в единых ореолах вторжения углеводородных флюидов. Для сланцевых нефтей и газов характерна резкая неравномерность насыщения ими даже соседних участков. Аномальные концентрации – сладкие пятна (*sweet spots*) – приурочены к наиболее трещиноватым участкам с проявлениями аномально высоких пластовых давлений и температур. Эти участки характеризуются и повышенными дебитами некоторых скважин, сопоставимых с дебитами скважин залежей конвенциональной нефти в подстилающих коллекторах. Подобного рода аномалии контролируются разрывными нарушениями с каналами подтоков углеводородных флюидов (по материалам многих месторождений США и ряда нефтегазовых месторождений Западной Сибири).

Формирование скоплений конвенциональных газа и газоконденсата в терригенных высокопористых коллекторах в оптимальном интервале нефтегазонакопления сопровождается также латеральным растеканием газа и формированием совмещенных с этими скоплениями скоплений водорастворенных неконвенциональных газов в этих же коллекторах (грандиозные совмещенные скопления свободного и водорастворенного газа в сеноманском комплексе севера Западной Сибири как наиболее яркая иллюстрация этого положения). Водорастворенные газы в дополнение к сланцевым демонстрируют еще одну форму локализации неконвенциональных скоплений, когда газ оказывается связанным не с минерально-органическим комплексом вмещающих пород, а с поровыми водами. При этом механизмы «улавливания» углеводородов при формировании скоплений неконвенциональных водорастворенных и сланцевых газов резко отличаются от более простой аккумуляции газа в обычных залежах. Как и для сланцевой нефти, для формирования скоплений сланцевого и водорастворенного газа ловушки не обязательны; для сланцевых газа и нефти нет необходимости и в первичных резервуарах.

В отличие от конвенциональных, неконвенциональные ресурсы нефти и газа широко распространены не только в оптимальном интервале, но и в приповерхностном интервале (ПИН) нефтегазонакопления. Здесь они представлены сверхгигантскими скоплениями и ресурсами тяжелых нефтей и газогидратов [2, 3 и др.]. Преобладание малоамплитудных ловушек, «недозрелость» емкостных свойств резервуаров и изолирующих качеств покрышек не способствуют формированию в приповерхностном разрезе отложений крупных залежей обычных, традиционных, конвенциональных нефтей и газов. Формирующиеся залежи нефти оказываются обедненными не только газовыми (метаном и его гомологами), но и низкомолекулярными жидкими компонентами. Окисление и биodeградация способствуют дальнейшей трансформации углеводородных флюидов до тяжелых нефтей и битумов, образование скоплений которых может происходить уже и в отсутствии покрышек и ловушек. Трансформация углеводородных флюидов в приповерхностных отложениях сопровождается не только потерей гомологов метана в формирующихся газовых скоплениях, но и облегчением изотопного состава метана как по углероду ($\delta^{13}\text{C}$), так и по водороду (δD).

В приповерхностных условиях для формирования гигантских и грандиозных скоплений тяжелых нефтей и битумов необходимо лишь одно условие – их внешние, глубинные источники. И эти источники под складчатыми обрамлениями нефтегазоносных регионов оказываются удаленными на многие сотни километров в ситуации со склонами докембрийских щитов в Западной Канаде, Восточной Венесуэле, на севере Восточной Сибири (склонах Анабарского щита) и в других регионах [3].

Скопления газогидратов формируются, в сущности, также без надежных классических покрышек и ловушек. Их отсутствие компенсируется возникновением специфических условий улавливания метана в форме клатратов в зоне их стабильности. Более 90% ресурсов газогидратного метана тяготеет к континентальным окраинам Мирового океана, где складываются благоприятные для их скопления не только климатические, но и геодинамические обстановки. В отсутствии выдержанных изолирующих региональных покрышек локализованные вертикальные потоки глубинных углеводородных флюидов достигают зоны стабильности газогидратов в приповерхностных отложениях и даже пронизывают ее насквозь трубообразными каналами (диапиры, грязевые вулканы и др.). Газогидраты накапливаются не только в зоне стабильности газогидратов, но их очаговые скопления возникают и в местах выхода каналов разгрузки углеводородов на морское дно. В распространении тяжелых нефтей и газогидратов с особой отчетливостью проявляется наложенность их формирования по отношению ко всему осадочному выполнению нефтегазоносных регионов. Следует отметить также и значительную пространственную разобщенность газогидратных скоплений по вертикали, а тяжелых нефтей по латерали по отношению к скоплениям конвенциональных нефтей и газа в регионах их распространения. Грандиозные

потоки глубинных углеводородных флюидов не перехватываются в конвенциональных скоплениях ни в оптимальном, ни в приповерхностном интервалах нефтегазонакопления. В ходе дальнейшей дифференциации и трансформации они улавливаются в специфических скоплениях тяжелых нефтей и газогидратов в сопровождении сквозных разгрузок углеводородов (выходы нефти и газа на поверхность на суше и на дне морей и океанов).

Глубинный интервал нефтегазонакопления охватывает не только низы осадочного разреза (под оптимальным интервалом), но и комплексы пород складчатого и кристаллического фундамента нефтегазоносных регионов. Перспективность поисков скоплений углеводородов в фундаменте в последние годы находит обоснование и в рамках обновляющейся парадигмы органического генезиса нефти и газа (В.П. Гаврилов и др.). Но в контексте данной работы анализируются возможные различия обстановок и масштабов накопления конвенциональных и неконвенциональных скоплений и ресурсов на больших глубинах. Очевидно, что конвенциональные скопления на больших глубинах будут формироваться преимущественно во вторичных трещинно-кавернозных и даже вторично-поровых резервуарах.

В такого рода резервуарах в оптимальном интервале нефтегазонакопления уже открыты крупные и гигантские нефтегазовые и газоконденсатные месторождения (достаточно упомянуть газоконденсатные месторождения Прикаспия, сверхгигантское газоконденсатное месторождение Север (Nord) – Южный Парс в Персидском заливе, нефтегазовые залежи в писчем мелу Северного моря или месторождение Белый Тигр на шельфе Южного Вьетнама).

Более благоприятными представляются возможности формирования конвенциональных газовых и газоконденсатных месторождений в карбонатных комплексах (легче подвергающихся выщелачиванию и метасоматозу). Судя по месторождению Белый Тигр и другим, в глубинном и сверхглубинном интервалах нефтегазонакопления скопления углеводородов могут формироваться и в фундаменте нефтегазоносных регионов. Однако нефтяные скопления будут редкостью, поскольку доминировать должны скопления газоконденсата, недифференцированных углеводородных флюидов и газа. Но не потому, что на больших глубинах, согласно построениям органической парадигмы генезиса, при температурах более 150°C завершается генерация жидких углеводородов из органического вещества. И не потому, что, согласно этой же парадигме, при температуре более 200°C прекращается генерация из ОВ и газообразных углеводородов, а нефть в связи с термодинамической неустойчивостью своих компонентов на этих глубинах не сохраняется. Новые результаты бурения сверхглубоких скважин в Мексиканском заливе, результаты последних экспериментов (В.С. Балицкий, С.В. Пантелей, ИЭМ РАН) свидетельствуют о переходе на сверхглубинах к распространению мало- или не дифференцированных и не трансформированных углеводородных флюидов. Только при вторжении этих флюидов в вы-

шележащие горизонты с падением температуры и давления будут происходить последовательная дифференциация и трансформация первичных глубинных углеводородных флюидов с обособлением глубинных битуминозных нефтяных и газовых компонентов. Эта трактовка в полной мере согласуется с построениями по дифференциации глубинных углеводородных флюидов, развиваемыми в работах Р.П. Готтих и Б.И. Писоцкого, О.Ю. Баталина и Н.Г. Вафиной.

Возможности формирования неконвенциональных скоплений газа в сланцевых и низкопроницаемых комплексах в глубинном и сверхглубинном интервалах нефтегазонакопления сохраняются. Сохраняются и возможности локализации скоплений неконвенционального газа в низкопроницаемых плотных (tight) комплексах песчаников и аргиллитов, вплоть до формирования в них аномальных полей концентрации газа (sweet spots). Такие аномальные участки будут совпадать с зонами развития более интенсивных деформаций, трещиноватости, микротрещиноватости, часто послойной. В этих обстановках отчетливо проявляется наложенный по источнику углеводородов характер газонасыщенности пород, а также роль глубинных разрывных нарушений в контроле каналов восходящих перетоков глубинных углеводородных флюидов. Следует отметить также, что для глубинного и сверхглубинного интервалов нефтегазонакопления будет характерной совмещенность («пятнистость») в локализации и распространении конвенциональных и неконвенциональных скоплений углеводородов, проявления сверхвысоких (включая сверхлитостатические) давлений флюидов, связанных с возрастанием доли газообразных компонентов в составе последних.

Выше рассматривались, в основном, глобальные аспекты формирования, локализации и распространения конвенциональных и неконвенциональных скоплений и ресурсов углеводородов. В каждом из нефтегазоносных регионов отмечаются свои региональные особенности, связанные с геодинамическими факторами, контролирующими интенсивность вторжения и состав глубинных углеводородных флюидов. Трансформация и утилизация последних зависит от уровня их вторжения (импрегнации), определяемого соотношением разрывных нарушений (контролирующих каналы восходящих перетоков) с изолирующими покрывками и приемистыми первичными и вторичными резервуарами. Эти же факторы контролируют качественные (состав скоплений), количественные (соотношение масштабов концентрации углеводородов), а также пространственные (разобщенность, ассоциации, совмещенность) особенности формирования, локализации и распространения конвенциональных и неконвенциональных скоплений и ресурсов углеводородов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 11-05-00193.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Раабен В.Ф. Основные типы нефтегазоносных территорий мира. М.: Недра, 1986. 160 с.
2. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности. 2004. № 1-2. С. 5-13.
3. Валяев Б.М. Глобальные неравномерности распространения нетрадиционных ресурсов нефти и газа // Химия нефти и газа: Материалы VII Международной конференции. Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН. 2009. С. 73-75.

Geological conditions of the formation of the conventional and unconventional hydrocarbon accumulations and the resources in the cover of sedimentary basins have been examined. Their distribution in the depths (entrails) of the sedimentary basins are determined by the character of the processes of localization – impregnation, transformation and utilization – of the invading hydrocarbon fluids.

Вахнин М.Г.

(Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, oilkominc@mail.ru)

Перспективы нефтегазоносности западной части Печорского моря на примере о. Колгуев и прилегающих его акваторий

Vakhnin M.G.

(Institute of geology of Komi SC UB RAS, Syktывkar)

Potential oil-gas content of the western part of the Pechora Sea on the example of Kolguev Island and adjacent aquatories

Одним из наиболее доступных и перспективных шельфов России, богатых ресурсами углеводородов, является шельф Печорского моря. Он относится к северной части Тимано-Печорского бассейна (ТП НГБ) и является составной частью Тимано-Североуральского региона – территории с консолидированным в позднедокембрийскую эпоху тектогенеза складчато-метаморфическим фундаментом [1], ограниченной на суше Тиманским и Уральским кряжами, а на севере – в акватории, граничащей с субширотным глубинным разломом, который проходит севернее острова Колгуев. В акваториальной части Тимано-Печорского бассейна выделяются Коргинский вал, Малоземельско-Колгуевская моноклиналь, Печоро-Колвинский авлакоген, Печороморский выступ, Хорейверская впадина, Варандей-Адзвинская структурная зона и Коратихинская впадина.

Для подводного продолжения ТП НГБ характерны такие же особенности в размещении месторождений, что и для континентальной части бассейна, исследованной значительно полнее [2]. На акваториальном продолжении Тимано-Печорского бассейна известны следующие месторождения: Приразломное, Северо-Гуляевское, Поморское, Варандей-море и Медын-море.

В западной части современного морского продолжения ТП НГБ расположен о. Колгуев, достаточно изученный сейсморазведочными работами МОГТ (1,3 км/км²) и бурением (более 70 скважин, большая часть которых сконцентрирована в районе месторождений). Однако значительная неоднородность изученности относится к акватории Печорского моря. Морские сейсмические исследования в районе о. Колгуев имели лишь каркасно-поисковый характер, а единственная морская скважина Аквамариновая -1 в прибрежной зоне от острова достигла только кровли верхнего карбона [3]. Поэтому информация о геологическом строении острова, нефтегазоносности и неотектонической активности может стать основанием для оценки перспектив нефтегазоносности прилегающих к нему акваторий.

Достаточно полно охарактеризованный и комплексно изученный разрез о. Колгуев можно рассматривать в качестве ключевого при создании модели строения верхнего палеозоя Печорского моря, необходимой для целей прогноза углеводородного потенциала этого региона [4]. На терри-

тории острова открыты два месторождения углеводородов: Песчаноозерское и Тарское.

Расположенное на восточной окраине о-ва Колгуев Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение приурочено к одноименному поднятию. Месторождение характеризуется сложным строением. Залежи углеводородов расположены в литологически ограниченных линзах различной конфигурации в песчаниках чаркобожской свиты нижнего триаса, которые имеют открытую пористость до 24 %. Месторождение можно отнести к структурно-литологическому типу. Залежи газа, газоконденсата и нефти имеют небольшие размеры и незначительные запасы. Состав нефтей легкий и приближается по свойству к конденсатам.

Тарское нефтяное месторождение находится в 30 км юго-западнее Песчаноозерского и связано с антиклинальной складкой. Две залежи нефти расположены в песчаниках чаркобожской свиты нижнего триаса. Песчаники характеризуются хорошими коллекторскими свойствами. По составу нефти близки песчаноозерским, однако обладают большей плотностью.

Остров Колгуев приурочен к Малоземельско-Колгуевскому нефтегазодонному району ТП НГБ и отделен от материковой части Поморским прогибом, к которому приурочен одноименный пролив. Амплитуда прогиба достигает 80-100 м. Морфологически по допозднеплиоценовой поверхности он выражен достаточно отчетливо [5]. Рельеф острова изменяется от 0 до 173 м, он ассиметричен, более высокие отметки отмечаются на севере острова. Рельеф характеризуется выраженной ярусностью, элементы ярусов сохранились на отметках до 130 -150 метров. Эти данные свидетельствуют о том, что здесь не было покровного континентального оледенения. Мощности рыхлых (антропогеновых) осадков доходит от 150 метров и более. Учитывая округлые очертания острова, радиальный рисунок гидросети, а также рельеф, можно считать, что остров образовался в результате неотектонических процессов. Если бы он был тектонически стабильным в течение неоген-антропогенового времени, то остров, сложенный рыхлыми осадками, был бы размыт морем [5]. Учитывая большую мощность антропогеновых отложений, можно предположить, что южная часть острова в недавнем прошлом испытывала активное погружение, вероятно, по зоне новейшего нарушения [6]. Современное опускание в районе поселка Бугрино достигает 12,6 мм/год [7].

Окончательное формирование Колгуевского купола как новейшей морфоструктуры приходится на поздний плейстоцен-голоцен. В позднечетвертичное время на фоне общего воздымания острова наметилось ассиметричное поднятие его центральной, северной и северо-восточной частей [5]. Причиной этому, возможно, служит влияние положительной Тиманской морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Север Восточно-Европейской платформы [8]. Роза-Диаграмма распределения простирающих линеаментов показывает доминирующие распределение линеаментов в

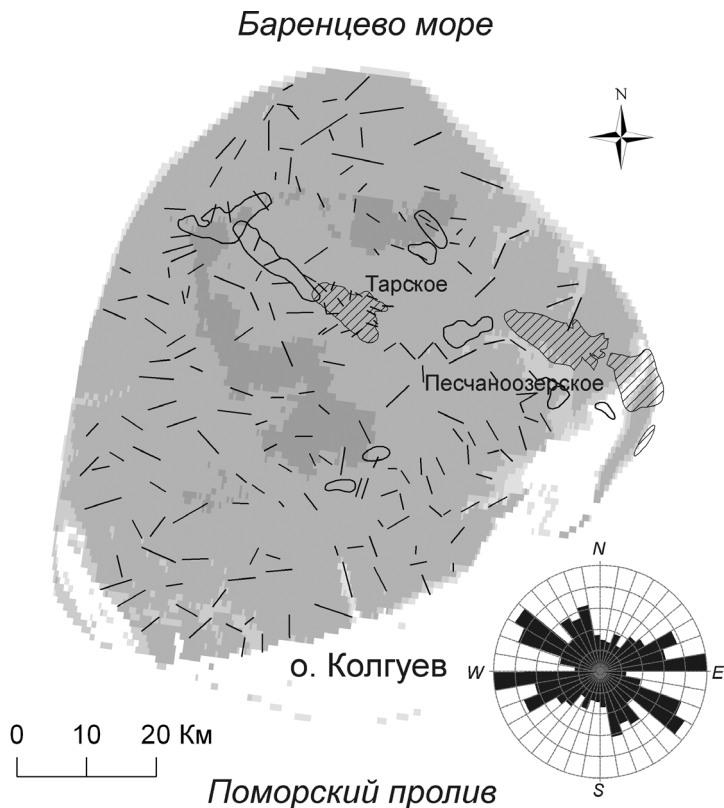


Рис. Распределение линеаментов о-ва. Колгуев с розой-диаграммой прости-
раний

северо-западном и субширотном направлении, которые указывают на век-
тор неотектонических напряжений (рис.).

Процесс нефтегазонакопления в ходе формирования месторождений, как
правило, проходит несколько этапов. На начальной стадии зонами нефтега-
зонакопления являются районы, имеющие палеоструктурные формы, спо-
собствующие накоплению углеводородов из зон нефтегазогенерации. Далее
важным фактором является переформирование зон нефтегазонакопления
вследствие изменения геологических и тектонических условий, одним из
которых могут быть неотектонические процессы. Данные процессы могли
оказать определенную роль в формировании скоплений углеводородов в
пределах о. Колгуев и прилегающих его акваторий.

Учет данных факторов при проведении геологоразведочных работ на нефть и газ будет способствовать более успешным поискам месторождений углеводородов в западной части морского продолжения ТП НГБ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фундамент Тимано-Печорского бассейна // Л.Т. Белякова, В.И. Богацкий, Б.П. Богданов и др. Киров, 2008. 288 с.
2. Дедеев В. А., Малышев Н. А., Юдин В. В. Тектоника платформенного чехла Печорской плиты // Тектоника платформенных областей. Тр. Ин-та геолог. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1988. Вып. 788. С. 137–150.
3. Прищепа О.М., Богацкий В.И., Чумакова О.В., Орлова Л.А. Перспективы нефтегазоносности Малоземельско-Колгуевской нефтегазоносной области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4). http://www.ngtp.ru/6/45_2009.pdf.
4. Шишлов С.В. Секвенс-стратиграфия верхнего палеозоя острова Колгуев. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008 (3) // www.ngtp.ru
5. Ференс-Сороцкий А.А. Геоморфология и новейшая тектоника острова Колгуев // Геоморфология. 1982. № 2. С. 90–95.
6. Ференс-Сороцкий А.А., Сафронов П.Н. Основные морфоструктуры Печорской синеклизы и их соотношение со структурами осадочного чехла, фундамента и геофизическими полями (в связи с нефтегазоносностью) // Новейшая тектоника нефтегазоносных областей севера Русской плиты. Тр. ВНИГРИ. Вып. 339. Л.: Недра, 1973. С. 47.
7. Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С., Горелов С.К. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР // Геоморфология. 1972. № 1. С. 3.
8. Зыков Д.С. Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 253–257.

The Pechora Sea shelf is very promising for oil and gas. To evaluate oil and gas content of the western part of the Pechora Sea it is possible to use the geological structure of Kolguev Island. Neotectonic processes could also greatly affect the redistribution of hydrocarbons in the western part of the Pechora Sea.

Верховская З.И.¹, Доманов М.М.¹, Марина М.М.¹, Берлин Ю.М.¹, Обжиров А.И.², Дергачёв А.Н.², Николаева Н.А.²

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, marina@ocean.ru;

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, Владивосток)

Состав органического вещества донных осадков северо-восточной части акватории о. Сахалин

Verhovskaya Z.I.¹, Domanov M.M.¹, Marina M.M.¹, Berlin Yu.M.¹, Obzhirov A.I.², Dergachev A.N.², Nikolaeva N.A.²

¹P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, ²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern branch of RAS, Vladivostok)

The composition of organic matter of the bottom sediments of the north-eastern offshore part of the Sakhalin Island

Объектом исследований служили 59 образцов донных осадков, взятых на семи станциях в северо-восточной части акватории о. Сахалин. Литологический состав осадков достаточно однороден и представлен алевроито-пелитовыми и пелито-алевритовыми илами. Некоторые образцы содержат обломки раковин и карбонатные конкреции. Все осадки газонасыщенные с разной степенью запаха сероводорода. Осадки двух южных полигонов характеризуются небольшим выходом газа, а осадки, отобранные на пяти различных структурах, отличаются присутствием газогидратов или наличием газового просачивания.

Проведены детальные химико-битуминологические исследования представленных образцов осадков. На экспресс-анализаторе АН-7529 определялось содержание органического углерода ($C_{\text{орг.}}$). Концентрации $C_{\text{орг.}}$ варьируют в пределах 0,66–1,45%. Минимальные значения (0,66–0,84%) характеризуют осадки двух южных полигонов, а повышенные концентрации (1,35–1,45%) отмечены в осадках с интенсивным запахом сероводорода и газовыми проявлениями.

На ультразвуковой бане «Ультразвст-1» при комнатной температуре была проведена хлороформенная экстракция высушенных при 60°C образцов осадков, в результате которой были выделены битумоиды (ХБА). Данный метод позволяет провести экстракцию в более мягком режиме и с меньшими потерями углеводородов (УВ) при значительном сокращении продолжительности экстрагирования, что чрезвычайно важно при большом количестве образцов. Методом жидкостной хроматографии из ХБА были выделены четыре основные группы: углеводороды, бензолные смолы, спирто-бензолные смолы, асфальтены, определено количественное содержание выделенных групп. Для более полной характеристики ХБА, полученных из осадков станции, расположенной в непосредственной близости от центра газовых эманаций, было проведено ИК-спектроскопическое изучение с помощью инфракрасного спектрофотометра Specord 75 JR. Количественный и

качественный состав индивидуальных высокомолекулярных УВ ($C_{13} - C_{35}$) для всех осадков определяли на газожидкостном хроматографе GC 121 - 2 (Франция) с микропроцессором JCR - 1b.

ХБА осадков характеризуется близкими значениями 0,013–0,032% для 5 станций на структурах, и 0,010–0,060% для 2 станций южного полигона. Содержания различных групп ХБА значительно меняются с глубиной отбора осадков. Во всех исследованных пробах преобладают бензольные и спирто-бензольные смолы. Концентрация бензольных смол меняется от 4,8% до 27,6 %, а спирто-бензольных – от 47,1% до 80,6%. Такие изменения содержания смол свидетельствуют о разной степени преобразованности органического вещества (ОВ). Концентрации асфальтенов в составе ХБА не высокие, и изменяются в пределах 1,9%–11,1%. Углеводороды в осадках составляют 7,1%–32,4%, причём максимальные значения приурочены к станции, на которой отмечено присутствие газогидратов. Таким образом, групповой состав ХБА позволяет оценить долевое участие разных компонентов в составе ОВ осадков. Наиболее информативной группой в составе ОВ являются УВ, важнейшую роль среди которых играют алканы нормального строения (*n*-алканы). Они представлены широким спектром от *n*-C11 до *n*-C35, а также основными изопреноидами – пристаном (iC19) и фитаном (iC20). Распределение *n* -алканов характеризуется бимодальностью – наличием двух узких концентрационных максимумов в областях $C_{16} - C_{18}$ и $C_{25} - C_{27}$. Для всех проанализированных насыщенных фракций хлороформенных битумоидов характерно преобладание *n* -алканов с нечетным числом атомов углерода в молекуле над четными *n*-алканами, индекс нечётности во всех пробах значительно превышает 1 (1,30–1,77), при этом наибольшие значения относятся к высокомолекулярным УВ $C_{25} - C_{29}$, что является характерным для гумусового типа ОВ. В то же время, преобладание суммы относительно низкомолекулярных УВ $C_{13} - C_{24}$ над суммой УВ $C_{25} - C_{35}$ свидетельствует о присутствии сапропелевого типа ОВ. Таким образом, можно сказать, что изученные осадки содержат смешанное сапропелево-гумусовое ОВ. Отношение пристан/фитан близкое к 1 (0,85–0,99) характерно для станций с газонасыщенными осадками, на станциях же, где отмечено небольшое просачивание газа, отношение iC19/iC20 несколько превышает 1 (1,02–1,14), что свидетельствует о преимущественно морском генезисе ОВ, диагенетическое преобразование которого происходило в восстановительных условиях.

Анализ спектров ХБА в отобранной колонке осадков показал, что в его углеводородном составе присутствуют парафиновые, ароматические и нафтеновые структуры. Количество последних резко преобладает (42,8–77,8%). Максимальное количество парафинов достигает 35,7%, во всех интервалах колонки осадков отмечено приблизительно равное содержание нормальных и изо-структур, за исключением самых нижних горизонтов колонки (240–260 см), где преобладают изоструктурные парафины. Максимум ароматиче-

ских структур (31,9%) также отмечен в нижней части колонки (210–220 см). Основная часть ароматических УВ представлена одноядерными замещёнными структурами (49,1–100%), причем верхние горизонты (0–10 см и 70–80 см) и нижние (240–260 см) содержат их наибольшее количество (80,5–100%). Максимальное количество конденсированных структур (48,8%) определены в среднем интервале колонки (140–150 см), а максимум длинно-цепочечных полиядерных ароматических структур (36,69%) в интервале 210–220 см. О генетическом типе исходного ОВ в разных интервалах колонки можно судить по величине спектральных коэффициентов, полученных для исследованных образцов битумоидов осадков. Сапропелевое ОВ содержит в большей степени парафиновые (алифатические) и нафтеновые (алициклические) структуры, и в меньшей степени ароматику. Для гумусового ОВ характерно преобладание ароматических структур. Таким образом, рассчитанные коэффициенты по полученным данным спектрального анализа подтверждают, что ОВ исследованных осадков следует отнести к смешанному сапропелево-гумусовому типу.

Are executed chemical-bituminological researches of 59 samples of the sediments which have been selected in a northeast part of water area of an island Sakhalin. The received results allow to tell that the studied deposits contain mixed sapropelic-humic organic matter (OM).

Забанбарк А.

**Перспективы нефтегазоносности турбидитовых отложений
в Североморском бассейне**

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

Zabanbark A.

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

**Prospects of oil and gas bearing turbidites
in the North Sea basin**

Северное море является сравнительно неглубокой шельфовой акваторией окраинного типа со средними глубинами воды 50-100 м. Занимая обширную площадь (около 4000 тыс. км²) и будучи вполне технически доступным для проведения морского поисково-разведочного бурения, оно тем не менее до конца 50-х годов прошлого столетия не расценивалось достаточно высоко с точки зрения перспектив нефтегазоносности и соответственно рентабельности поисков промышленных скоплений углеводородов. Положение резко изменилось после открытия в 1959 г. супергигантского газового месторождения Слохтерн (Гронинген) в прибрежной части Нидерландов, запасы которого были оценены в 1,9 трлн. м³. Акватория Северного моря с согласия ООН была поделена на секторы между Великобританией (51%), Норвегией (23%), Нидерландами (10%), Данией (9%) и ФРГ (7% от общей площади моря), в пределах которых начались активные геолого-геофизические, поисково-разведочные и буровые работы.

Североморский бассейн занимает синеклизу Северного моря – обширную впадину почти изометрической формы, устье которой открывается в Северную Атлантику. С запада и северо-запада бассейн ограничен участками континентальной коры докембрийской, каледонской и герцинской консолидации, выступающими ныне, в качестве эпиплатформенных орогенных сооружений. Это Лондон-Брабантское поднятие и Арденский массив на юго-западе и юге и выступы Балтийского щита на востоке и северо-востоке. Североморскую впадину можно рассматривать как древний авлакоген, трансформировавшийся в раннем мезозое в сложную систему континентальных рифтов и грабенов. Лишь после раскрытия Северной Атлантики в раннем кайнозое основная система рифтов, в которую входят рифты Западно-Датский, Центральный и Вайкинг, получили выход к океану. Начиная с этого этапа, впадина стала развиваться как единое целое, поэтому в настоящее время Североморский бассейн может быть определен как бассейн, связанный с материковой окраиной, точнее, окраиной континентальных рифтов. Мощность осадочного чехла бассейна 10–12 км.

Генерация нефти и газа в осадочном чехле Североморского бассейна, очевидно, связана с четырьмя основными продуцирующими толщами: верхнекаменноугольной (вестфальской) угленосной, цехштейновой подсо-

леносной, юрско-нижнемеловой (битуминозные сланцы лотарингия, тоара, киммериджа и вельда) и кайнозойской сланцевой. Ротлигендесовые и возможно, карбонатные цехштейновые и терригенные нижнетриасовые отложения аккумулировали газ, сформировавшийся при газификации углей верхнего карбона. Следовательно, поиски нефти и газа в названных отложениях наиболее перспективны в южной половине Североморского седиментационного бассейна, где развиты угленосные отложения верхнего карбона. Юрские отложения аккумулировали нефть, видимо образующуюся в подсолевых депрессионных фациях Цехштейна. Эти же фации вполне могли поставлять углеводороды в карбонатные коллекторы, распространенные вдоль всей внутренней части прибортовой зоны цехштейнового бассейна, а так же в залегающие выше нижнетриасовые песчаники. Предполагается, что главной продуцирующей толщей для нефтяных и газоконденсатных залежей в палеоген-неогеновых образованиях являются обогащенные S_{org} нижнетретичные сланцы наиболее погруженной осевой части кайнозойского седиментационного бассейна.

Отдельно хочется остановиться на турбидитовых отложениях, которые залегают в грабеновых системах Североморского бассейна и на атлантической континентальной окраине Западно-Шетландских островов. Эти образования обладают высокой продуктивностью, залежи, представленные турбидитовыми породами, распространены в грабеновых системах Северного моря в территориальных водах Великобритании, Норвегии и небольшим языком протягиваются в Данию. Турбидиты встречаются в широком стратиграфическом диапазоне от юрского, мелового до палеогенового возраста. Турбидиты представлены глубоководными песчаниками с мощной толщей коллекторов. Аномалии, выявленные при сейсмических исследованиях (“flat spots”, AVO), четко выделяют как структурные, так и стратиграфические залежи в этих отложениях. Общие доказанные запасы УВ в турбидитовых отложениях составляют порядка 19–21 млрд.неф. эквивалентов, с учетом открытий на западе Шетландских островов. За последнее время в Северном море западнее Шетландских островов, при глубине моря от 200 и более было открыто четырнадцать гигантских месторождений нефти и газа такие как: Клер, Логган, Торридон (Тормор), Лаксфорд, Фуаневен, Шехалион, Аллиджин, Суилвен, Виктори, Луаял, Торнадо, СВ Мюлл и др. Для крупных месторождений, коллектора которых состоят из турбидитовых отложений характерно большие площади залежей 13–350 км², в среднем 100 км², большая мощность продуктивной толщи 20–230 м, в среднем 200 м. Следующим фактором, определяющим наличие крупных запасов УВ в турбидитовых отложениях является прекрасная пористость коллекторов 12–35%, в среднем 25% и проницаемость от 100 мД до 4 Дарси, в среднем 3 Дарси. Удельный вес нефти имеет очень большой разброс от вязких нефтей с удельным весом 0.940 г/см³, до светлых и легких 0.770 г/см³. Основные доказанные запасы УВ в турбидитовых коллекторах сосредоточены в палеогеновых породах.

Из таблицы видно, что около 30% запасов сосредоточены в мезозое, а остальные 70% в палеогеновых образованиях.

Возраст	Запасы УВ, в млрд.н.э.	% соотношение
Еоцен	2.9	15
Палеоцен	11.1	56
Ранний мел	1.8	9
Нижняя юра	4.1	20

Залежи здесь чисто структурного типа – 25%, стратиграфические – 10%, комбинированного типа (структурные + стратиграфические) – 65%.

Регулярные открытия в Мировом океане крупных запасов углеводородов в турбидитовых отложениях означает, что эти образования находятся в настоящее время в зрелой стадии, поэтому необходимо целенаправленное глобальное поисково-разведочные работы на нефть и газ на эти породы. Анализ многочисленных гигантских месторождений на континентальных окраинах Мирового океана в последнее десятилетие показывает, что практически все запасы углеводородов в этих месторождения залегают в турбидитовых образованиях. Эти заверения уже подтверждаются гигантскими открытиями на окраинах Бразилии и Западной Африки, в Атлантике, Северо-Западной Австралии, в Индийском океане и т.д. Извлекаемые запасы нефти Североморского бассейна на начало 2011 г. в целом оцениваются около 2-2.5 млрд. т, газа – около 5–6 трлн. м³, потенциальные запасы нефти – 5–6 млрд. т, газа – в 7–8 трлн. м³. Извлекаемые запасы сосредоточены, примерно, в 280 месторождениях нефти, газа и газоконденсата. Из них 25% относятся к категории гигантов. Доказанные запасы одного месторождения-гиганта в среднем составляют 245 млн. т. Распределение этих запасов по возрасту таково: 43% – в палеозойских породах, 30,5% – в мезозойских и 26,5% - в палеоген-неогеновых, в то время как в других нефтегазоносных бассейнах мира все доказанные запасы месторождений-гигантов сосредоточены в мезозойских (65%), а в палеозойских (35%) отложениях. В бассейне Северного моря 86% доказанных запасов месторождений-гигантов приурочено к песчаникам и 14% – к известнякам, в других же бассейнах мы вновь наблюдаем обратную картину – соответственно 83% и 17%. Открытые к настоящему моменту доказанные запасы нефти Североморского бассейна составляют не менее 4%–6% от мировых запасов, а добыча – 5% мировой добычи на это время.

По разнообразию встречающихся типов отложений и диапазону продуктивности месторождений Североморский бассейн не знает аналогов. Залежи углеводородов открыты здесь в угленосных, дельтовых, прибрежно-шельфовых, терригенных, турбидитовых и даже относительно глубоководных карбонатных отложениях. Хотя в Северноморском бассейне открыто более 280 месторождений УВ однако перспективы нефтегазоносности бассей-

на еще очень велики. Почти все месторождения в бассейне открыты на границах секторов (по политическим соображениям в том числе). Практически огромная территория шельфа Североморского бассейна далеко не освоена. Основные газовые месторождения находятся на юге бассейна, 86% добытого газа приходится на нижнепермские эоловые песчаные дюны (ротлигендес) и только 10% на триасовые речные песчаники. Однако перспективы газоносности связываются не только с южной частью бассейна, но также северо-западными, северными и северо-восточными областями бассейна с глубокозалегающими отложениями палеозоя (ордовик, девон и карбон). Исследования множества пробуренных скважин в этом районе, привело к выводу, что зрелость газоматеринских пород в регионе увеличивается с запада на восток и поисково-разведочные работы на газ должны быть здесь успешными, поскольку перспективы открытия газовых месторождений велики. Только в последние 5 лет в этом регионе открыты десятки газовых месторождений как Сигнус, Эрскин, Хейра, Тира и др.

Открытия крупных запасов УВ на СЗ бассейна, в районе Шетландских островов, в турбидитовых отложениях, заставило пересмотреть политику поисков на нефть и газ на известные традиционные продуктивные образования и перенаправить на поиски высоко перспективных турбидитовых отложений, которые встречаются в бассейне в широком стратиграфическом диапазоне от юрского, мелового до палеогенового возраста.

In the North Sea basin turbidites occur at the graben like systems and on the continental margin of the Western part of the Shetland Islands. They occur in a large stratigraphic diapason from Jurassic, Cretaceous till Paleocene. They are high productive. Total proven reserve of hydrocarbons in the turbidite deposits estimated about 19-21 billion oil equivalent. Last time at the Western Shetland Isl. region of the North Sea basin more than 14 fields of hydrocarbon are discovered.

**Земская Т.И., Шубенкова О.В., Максименко С.Ю.,
Погодаева Т.В., Захаренко А.С.**

(Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, tzema@lin.irk.ru)

**Структура желеобразных бактериальных матов в районе
приповерхностного залегания газогидратов структуры
Санкт-Петербург (Средний Байкал)**

**Zemskaya T.I., Shubenkova O.V., Maksimenko S.Y.,
Pogodaeva T.V., Zakharenko A.S.**

(Limnological Institute of SB RAS, Irkutsk)

**Structure of jellylike biofilms in the area of subsurface
deposition of methane hydrates of the structure St.Peterburg
(Middle Baikal)**

В районе приповерхностного залегания гидратов метана в Среднем Байкале (структура Санкт-Петербург) при спусках ГОА «Мир» в 2010 г. на поверхности дна были обнаружены необычные желеобразные шарики диаметром 2-5 см.

С помощью световой и сканирующей микроскопии в них было выявлено морфологически разнообразное микробное сообщество, состоящее из нитчатых форм, палочек различной длины, а также единичных и агрегированных кокков. На минеральной среде, содержащей органические источники (дрожжевой экстракт и сахарозу) была получена накопительная культура, образующая на поверхности среды пленку. С помощью FISH метода в ней были детектированы эуриархеоты и эубактерии, принадлежащие к классам *Gammaproteobacteria* и *Betaproteobacteria*.

Химический анализ воды, отжатой из желеобразных шариков показал высокие концентрации ионов Cl^- (41.8 мг/л) и Br^- (7.75 мг/л), значительно превышающие их содержание в придонной воде этого же района (0.5 и 0.2 мг/л, соответственно). Также зафиксировано высокое содержание ацетат-ионов (51.7 мг/л) и ионов железа (5.54 мг/л).

Из данных образований была выделена суммарная ДНК. Анализ структуры фрагментов гена 16S рРНК свидетельствует, что бактериальное сообщество представлено четырьмя филотипами, относящимися к *Gammaproteobacteria*, *Betaproteobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Bacteroidetes*. Процент сходства с ближайшими гомологами из международного банка последовательностей составляет 95-100% для всех полученных последовательностей. Сравнение фрагментов гена 16S рРНК архей выявило наличие четырех сиквенса-типов (49 клонов), сходных с некультивируемыми Euryarchaeota, выделенными из альпийского озера Llebretha (99%).

Суммарная ДНК была тестирована на наличие функциональных генов – мембрансвязанной *pmoA* и растворимой метанмонооксидаз (*mmoX*) и мета-

нол-дегидрогеназы (ген *mxaF*). Анализ структуры гена *pmoA* свидетельствует о наличии метанотрофов I типа, имеющих наибольшее сходство с видом *Methylobacter psychrophilus* (63 клона), а также с некультивируемыми последовательностями Gammaproteobacteria (29 клонов). Последовательности гена *mxaF*, кодирующего субъединицу метанолдегидрогеназы, показали близкое сходство с видами *Rhodanobacter sp.* и *Methylovulum miyakonense*. Нами не получено положительного сигнала с праймерами на метил-коэнзим редуктазу (ген *mcrA*), характерную для метаногенных и метанотрофных архей. Также не было получено положительного сигнала с праймерами на наличие генов *DsrAB* и *nifH*, обеспечивающих сульфатредукцию и нитрогеназную активность. В суммарной ДНК были детектированы представители ANAMMOX группы, широко распространены в анаэробных водных системах. Филогенетический анализ свидетельствует о наличии широко спектра последовательностей, относящихся к *Pirellula*, *Planctomyces*, *Acidobacteria*, *Lentisphaerae*, *Verrucomicrobia*, ANAMMOX-группе. Наибольшее количество исследуемых клонов имело сходство с некультивируемыми *Verrucomicrobia* (88-99%), некоторые из которых участвуют в окислении метана при анаэробных условиях.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что желеобразные бактериальные маты в районе приповерхностного залегания гидратов метана состоят как из аэробных, так и анаэробных бактерий, которые обладают ферментными системами, обеспечивающими окисление метана.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН 27, Программы Президиума РАН 21.9, гранта РФФИ № 10-05-00681 и гранта Президента РФ МК-1901.2010.5.

The morphological and phylogenetic diversity of microbial community in jellylike biofilms from area of subsurface deposition of methane hydrates of the structure St.Peterburg (Middle Baikal) was investigated using scanning and fluorescent microscopy and molecular-biological methods.

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

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)

**Обработка и интерпретация морских магнитных данных
при работах на месторождениях углеводородов**

Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Filin A.M., Shishkina N.A.

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

**Processing and interpretation of the marine magnetic data over
gas and oil deposits**

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

В общем виде задача градиентометрии (интегрирования поля) удачно сформулирована Ю.М. Петуховым и Р.Б. Семеvским [1], где приводятся необходимые выкладки и показано, что она надежно решается привлечением соответствующих технических средств, позволяющих точно восстанавливать траектории движения датчиков магнитометров. Для случая, когда траектория движения известна лишь приближенно, нами предложены два простых и эффективных способа улучшить качество дифференциальной съемки в ее типичной реализации. Во-первых, предложен новый способ восстановления поля путем соответствующей частотной фильтрации разностного канала. Второй способ модернизации дифференциальных магнитных съемок на акваториях состоит в исключении из разностного канала неучтенного вертикального градиента в схеме с двумя датчиками, буксируемыми на разной глубине.

Увязка системы профилей для площадных съемок занимает центральное место в комплексе обработки морских дифференциальных магнитных измерений – иногда с ее помощью удавалось снизить оценку среднеквадратической погрешности полигонов с первых десятков до долей нТл. Более того, в районах, где съемки проводились в разные месяцы и даже годы, мы не испытывали никаких затруднений при добавлении наших новых или чужих, порой не совсем кондиционных, старых данных из различных баз данных. Этого удалось достичь благодаря выбору адекватной модели ошибок восстановленных полей и использованию дополнительной информации о характере поля на площади измерений. При решении системы уравнений увязки галсов интерактивно применяется регуляризованный алгоритм с контролем качества выходных параметров, что позволяет гибко адаптиро-

вать его к различиям во входных данных и отбраковывать заведомо неприемлимые варианты.

Для интерпретации высокоточных площадных съемок в 2010 г. был разработан и внедрен в практику новый оригинальный пакет компьютерных программ для решения обратной задачи магнитометрии, позволяющий исследовать тонкую пространственную структуру аномального магнитного поля, проводить пространственно-частотный анализ и рассчитывать верхние и нижние кромки магнитных тел, даже в случае низкоамплитудных аномалий. В разработанном алгоритме "Magdepth3D" оценивание глубин до верхних и нижних кромок ведется как стохастическим способом (по спектру поля), так и детерминистским (алгоритм т.н. "эйлеровской деконволюции"). В силу того, что первый способ работает в частотной, а другой – в пространственной области, оба они взаимно дополняют и контролируют друг друга. Двумерный вариант программы включает также новый оригинальный способ оценивания геометрических параметров простых модельных источников по модулю аналитического сигнала аномалий. Сканирование поля по площади и профилю ведется в скользящем окне, в котором автоматически находятся и проверяются на достоверность решения. Кроме того, для изолированных аномалий осуществляется подбор простых моделей источников методом нелинейной оптимизацией с целью настройки сканирующих алгоритмов и проверки геологических моделей. Накопленный опыт расчетов, в том числе и на моделях, показал, что наиболее уверенно геометрические параметры залегания аномалообразующих объектов определяются вблизи краев и центров протяженных объектов и центров точечных. Поэтому, перед сканированием площади (профиля в 2D случае), мы ограничиваем область поиска решений точками вблизи максимумов модуля аналитического сигнала и максимумов горизонтального градиента, которые хорошо отмечают в плане центры магнитных масс и границы блоков соответственно. Таким образом, сужая в пространстве область поиска границ аномальных объектов, удастся существенно повысить эффективность алгоритма в целом. Рассчитанные описанным способом положения верхних и нижних кромок магнитных объектов ограничивают в пространстве область распределения аномальных магнитных масс. Теперь для нахождения количественной характеристики изменчивости геологической среды – аномальной эффективной намагниченности, могут использоваться хорошо проработанные алгоритмы решения линейной обратной задачи. В программе "Magdepth3D" для этой цели использован основанный на 2D FFT быстрый и надежный алгоритм Р. Паркера и С. Хэстиса [2], а в ее 2D аналоге – наш оригинальный алгоритм IRWI (Iterative ReWeighting Inversion) в модификации для многослойных моделей. Полученные распределения намагниченности позволяют перейти к обоснованным и содержательным геолого-геофизическим моделям источников наблюдаемых магнитных аномалий.

На базе предложенной модификации дифференциальной магнитной съемки были проведены высокоточные площадные геомагнитные измерения в окраинных и внутренних морях России, показавшие его высокую эффективность при изучении геологического строения акваторий и поисков месторождений нефти и газа.

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

Иллюстрацией этому могут быть работы на участке Ялама-Самур (Центральный Каспий), где использование предложенной авторами методики позволило выделить палеограницы шельфовой террасы и выделить область, соответствующую области аккумуляции терригенно-осадочного материала. На участке Центральное была выделена область отрицательного поля величиной всего 2-3 нТл, которая, возможно, связана с нижними горизонтами осадочного чехла. Корреляция контура этой аномалии со структурами, выделяемыми по гравиметрии и электроразведки, может служить основанием для рассмотрения выделяемой структуры на нефтеперспективность. Проведенное ОАО «ЛУКОЙЛом» бурение в 2008 г. на выбранной площадке подтвердило наличие нефти на этом участке

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

Кроме того, на обеих площадках и трассах в поле от источников, залегающих глубже 200 м, четко и однозначно выделяются фрагменты кольцевых структур, возможно связанных именно с зонами вторичного образования магнитных минералов развивающихся на контакте УВ и вмещающих осадочных пород.

Расчёт глубин верхних и нижних кромок, и расчёт намагниченности и мощности магнитоактивного слоя показал значительное увеличение мощности магнитоактивного слоя в пределах выделяемых в поле кольцевых структур. Анализ радиально осредненного спектра поля указывает на приуроченность верхних кромок источников поля к нескольким горизонтам, возможно, связанным с литологическими неоднородностями осадочной

толщи. Расчётные глубины верхних кромок магнитных тел, уверенно коррелируют с горизонтом – 34-40 м, выделенным на кривой каротажа магнитной восприимчивости, что может служить критерием, подтверждающим правильность методики расчёта глубин верхних кромок.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петухов Ю.М., Семевский Р.Б. Решение задачи магнитной съемки путем интегрировании компонент градиента магнитного поля Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49. № 1. С. 46–48.
2. Parker R., Huestis S. The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography // J. of Geoph. Res. 1974. V. 79. P. 1587–1593.

The possibilities of marine magnetic surveys over oil and gas deposits are considered. Influence of deposits on the anomalous magnetic fields appears as weak (micromagnetic) anomalies, which looks as areas of high-frequency magnetic fields against a smooth low-frequency field. A special technique of processing of the magnetic data based on spatial-frequency analysis allows performing the separation and analysis of these anomalies. The technique is tested on the perspective areas of the Northern and Central Caspian.

Карнаух В.Н.

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

Сейсмические доказательства присутствия газа в голоценовых отложениях Амурского залива (Японское море)

Karnaukh V.N.

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

Seismic evidence of shallow gas in the Holocene sediments of the Amurskiy Bay (Japan Sea)

Амурский залив располагается в северной части залива Петра Великого (Японское море). Южная часть депрессии залива заполнена кайнозойскими отложениями мощностью более 2500 м, залегающими на верхнепермских вулканогенно-осадочных породах и прорывающих их гранитоидах [1]. В северо-восточной части залива кайнозойские образования подстилаются угленосными осадочными отложениями мелового и триасового возраста мощностью свыше 3000 м.

В 2009–2011 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН на площади залива были выполнены высокоразрешающие сейсмоакустические исследования с использованием высокочастотного профилографа “GeoPulse Subbottom Profilier”. При проведении работ использовался сигнал с частотой 3.5 КГц.

На карте акустического фундамента (АФ) залива выделяются две депрессии, разделенные валообразным поднятием. Первая депрессия расположена между полуостровами Песчаный и Муравьев-Амурский, простирается в меридиональном направлении и характеризуется грубо симметричной в поперечном сечении формой. Днище депрессии находится на глубине 40–60 м (при вычислении принята скорость звука в осадках 1600 м/с). Депрессия заполнена осадками мощностью 20–30 м. Вторая депрессия располагается в юго-западной части залива и характеризуется ассиметричной формой. Область максимальных значений глубины АФ во второй депрессии (30–40 м) отмечается рядом с основанием ее восточного борта. Мощность осадков здесь составляет 5–15 м. Другая область повышенных значения мощности отложений – до 15 м, наблюдается в северной части депрессии, рядом с полуостровом Песчаный. Валообразное поднятие простирается от полуострова Песчаный до о. Русский. Его вершина располагается на глубине 20–25 м. От о. Русский поднятие отделено узкой долиной с глубинами АФ 30–35 м и заполненной осадками мощностью около 10 м.

В 1970-х гг. в северной части залива напротив мыса Грозный была пробурена скважина 2В глубиной 43.5 м [2]. Сопоставление разреза скважины и сейсмического профиля показывает, что поверхность акустического фундамента соответствует кровле песков, отложенных 10200 лет назад. В осадках

идентифицированы границы с возрастом 2300, 5200, 8200 и 9900 лет.

Примечательной особенностью строения северной части залива является наличие в осадочном чехле акустических аномалий различного вида: “покров”, “колонна”, “мутность” и “столбы” (Рис. 1).

Акустический “покров” выражается в виде интервала неупорядоченных отражений, которые делают неразборчивым расположенную ниже них часть сейсмической записи. Верхняя кромка аномалии ровная и субгоризонтальная, иногда наклонная, повторяя наклон слоев осадочного чехла, и часто характеризуется наличием высокоинтенсивных отражений. Борта аномалии имеют крутую субвертикальную кромку. Размер аномалий от 200–300 м до 1000 м. Аномалии данного типа встречаются в основании или в средней части осадочного разреза.

Акустические “колонны” выглядят как узкие, шириной первые десятки метров, прозрачные и полупрозрачные вертикальные зоны, нарушающие структуру записи. Верхняя кромка аномалии представлена высокоинтенсивным отражением. Часто “колонны” группируются вместе по 5–10 аномалий. В поперечнике эти группы имеют размер до 400 м. Данный тип аномалии распространен в нижней части осадочного разреза, на глубине 14–18 м от поверхности морского дна.

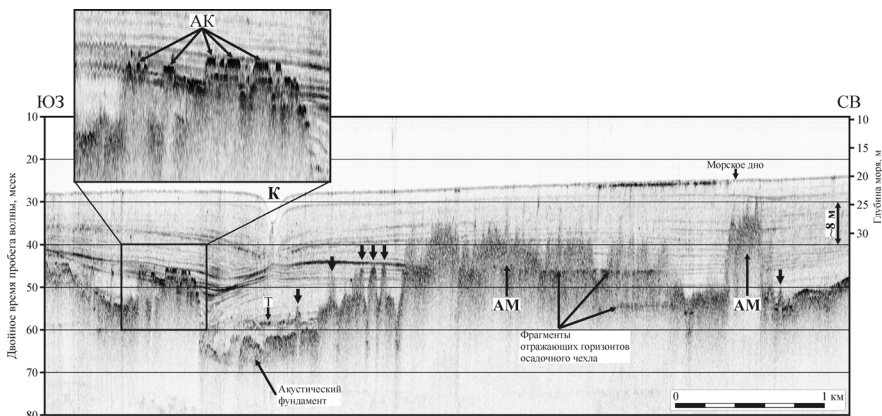


Рис. 1. Пример сейсмоакустического профиля, иллюстрирующий облик аномалий типа акустические “колонна” (АК), “мутность” (АМ) и “столбов” в Амурском заливе. Вертикальными стрелками направленными вниз обозначено положение акустических “столбов”.

К – канал. Т – расположение слоя илов пелитовых с торфом.

Акустическая “мутность” характеризуется присутствием интервала хаотических отражений, среди которых иногда частично распознаются отражающие горизонты. Характерной чертой аномалии данного типа является

неровная верхняя кромка, контуры которой нечеткие. Края аномалий пологие и изредка рядом с ними наблюдаются горизонты высокоинтенсивных отражений. Акустическая “мутность” проявляется на глубинах 1–10 м ниже дна, а в поперечнике она составляет несколько километров. Частным случаем аномалии данного типа являются “столбы”, которые характеризуются конусообразной формой и начинаются проследиваться непосредственно из АФ. Диаметр основания “столбов” около 70 м, высота достигает 16 м. Глубина, на которой располагаются вершины “столбов”, составляет 2–10 м ниже дна.

Аномалии, подобные выделенными нами, широко распространены в осадках шельфа Мирового океана, а их образование связано с присутствием газа [4–6]. Верхние кромки аномалий, выделенных на площади Амурского залива, можно разделить на два типа. Первый тип представлен высокоинтенсивным отражающим горизонтом, часто параллельным первичной слоистости осадочного чехла. Это наблюдается у аномалий типа “покрова” и “колонна” и свидетельствует о том, что имеет место значительный объем поступления газа – более 5% [5], накопление которого контролируется стратиграфией чехла. Верхняя кромка второго типа характеризуется нечеткими, размытыми контурами, что характерно для аномалий типа “мутность”. Внутри аномалий частично сохранены черты исходной слоистости. Это предполагает, что рассеяние акустической энергии на содержащихся в осадке газовых пузырьках меньше, чем в районах развития акустического “покрова” и объясняется существенно меньшим (<1%) содержанием газа.

Нами проведено картирование выделенных аномалий и на рис. 2 представлена карта их площадного распространения. Установлено, что на акватории залива выделяются две обширных области акустической “мутности” северо-восточного простираения, параллельных западному берегу полуострова Муравьев-Амурский. Между ними распространена аномалия типа “покрова”. Суммарная площадь, занятая газонасыщенными осадками составляет примерно 18 км². Кроме того, к северу и западу от этого места выделены многочисленные локальные проявления аномалий типа “мутности” и “покрова”, при резком преобладании последних. Также широко распространены одиночные аномалии типа “колонн” (около 70 ед.) и “столбов” (около 40 ед.). В итоге, район, где обнаружены внедрения газа в осадки, достигает 12 км в длину и 6.5 км в ширину.

Во многих случаях оказывается возможным установить пространственную связь ряда аномалий типа “покров”, “столб” и, иногда, “мутность” с положением источника газа. Как правило, это породы АФ. В строении последнего, как известно, принимают участие угленосные осадочные отложения мелового и триасового возраста [1]. Анализ карты АФ показывает, что практически вся область газонасыщенных осадков располагается в части залива, с глубинами АФ более 38 м (Рис. 2). Важно отметить,

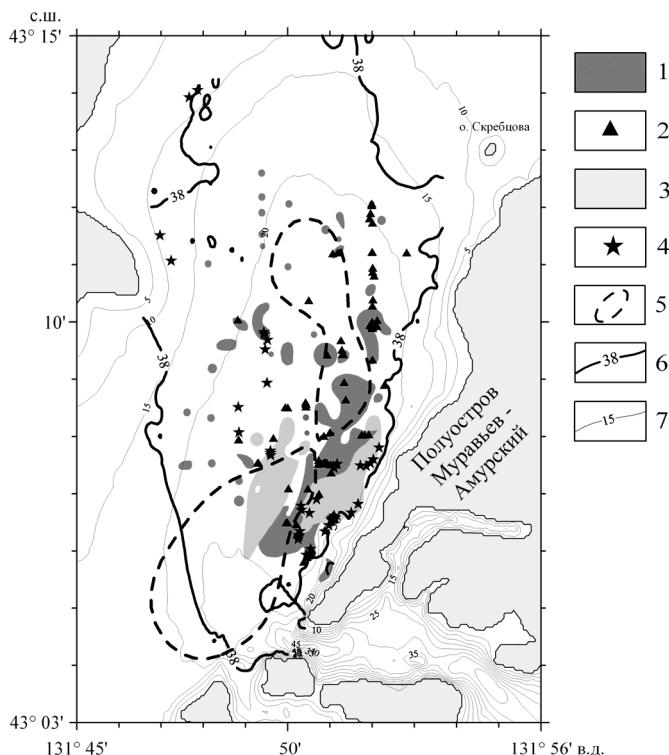


Рис. 2. Карта распространения акустических аномалий, связанных с присутствием газа в осадках северной части Амурского залива.

Акустические 1 – “покров”; 2 – “колонна”; 3 – “мутность”; 4 – “столбы”; 5 – зона гипоксии (содержание кислорода менее $63 \mu\text{M}$ [3]); 6 – изогипса поверхности акустического фундамента равная 38 м; 7 – изобаты, м.

что район газовых внедрений в заливе неоднороден. Наблюдается общее увеличение количества и размера аномалий в южном направлении. Формирование этой части залива можно объяснить эрозионной деятельностью водотоков протореки Раздольная в позднем плейстоцене, в результате которого произошло обнажение угленосных пластов. Последующая дегазация углей, вероятно, служит основной причиной поступления газа из недр, его скоплению в осадках и способствует формированию большей части газовых аномалий. Аномалии типа “колонна”, как правило, располагаются поблизости от “покрова” или непосредственно над ним. Возможны два варианта их образования. Первой причиной может быть разрушения “покрова” вследствие достижения критического содержания газа, миграция его вверх по разрезу и частичная консервация в небольших полостях под слоями-

покрышками. Также важно отметить, что “колонны” часто встречаются в основании слоя осадков, отложенным в период 9900–8200 лет назад. Известно, что нижняя часть этого слоя сложена илами пелитовыми с торфом [2]. Поэтому, возможен второй вариант – а именно, участие газообразных продуктов разложения торфа в образовании локальных аномалий скопления газа.

В 2005–2007 гг. в Амурском заливе были обнаружены область с низким содержанием кислорода в придонном слое воды (зона гипоксии) [3]. Был сделан вывод, что появление этой аномалии обусловлено сочетанием факторов антропогенного характера в сочетании с особенностями гидродинамики вод залива. Сопоставление контуров зоны гипоксии и мест скопления газа в донных осадках залива показывает, что имеется уверенная пространственная связь между этими явлениями (Рис. 2). Т.е. примерно половина площади зоны приходится на места развития газонасыщенных осадков. Данное наблюдение дает основание предположить, что природа гипоксии имеет более сложный характер, и на ее формирование может оказывать воздействие газ, поступающего из недр залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И. Объяснительная записка к листу К-52-ХІІ геологической карты СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 76 с.
2. Васильев Б.И., Репечка М.А., Караулова Л.П. О скорости осадконакопления голоценовых отложений в северо-западной и центральной частях Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 124–128.
3. Тищенко П.Я., Сергеев А.Ф., Лобанов В.Б. и др. Гипоксия придонных вод Амурского залива // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 115–125.
4. Fleisher P., Orsi T.H., Richardson M.D., Anderson A.L. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview // Geo-Marine Letters. 2001. Vol. 21. № 2. P. 103–122.
5. Gregory A.R. Fluid saturation effects on dynamic classic properties of sedimentary rocks // Geophysics. 1976. Vol. 41. P. 895–913.
6. Judd A.G., Hovland M. The evidence of shallow gas in marine sediments // Continental Shelf Research. 1992. Vol. 12. № 10. P. 1081–1095.

High-resolution seismic investigation were carried out to study the part of the Amurskiy Bay. Analysis of profiles revealed acoustic anomalies associated with shallow gas such as acoustic blanking, turbidity and other within the sediments of Bay. The Cretaceous and Triassic sediments with coal layers and peaty sediments in the base of Holocene strata are the possible the gas source origin.

Конюхов А.И.

(Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, konyukhov@geol.msu.ru)

Нефтематеринские отложения

на мезо-кайнозойских окраинах материков

Konyukhov A.I.

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

Source Rocks on the Mesozoic and Cenozoic Continental Margins

Нефтематеринские отложения залегают в бассейнах современных континентальных окраин на разных уровнях разреза. В его основании нередко находятся очень древние, позднепротерозойские или раннепалеозойские образования этого типа, накапливавшиеся на ранней, рифтовой стадии развития осадочного бассейна. Другие, приуроченные к средней его части, формировались уже в условиях окраины континента. Третьи распространены в кровле разреза и отвечают стадии развития передового прогиба на коллизии этапе развития бассейна. Хотя возраст нефтематеринских отложений меняется в широких пределах, основной вклад в генерацию УВ несомненно внесли мезозойские и раннекайнозойские образования. В первую половину мезозоя сапропелевые осадки не получили широкого распространения, так как условия, благоприятствовавшие их аккумуляции, существовали только в рифтовых прогибах и окраинных морях в периферической части суперматерика Пангея. В разрезах триаса известно лишь несколько свит, которые можно рассматривать в качестве нефтематеринских. Это черные глины Коккатеа Шейл в бассейне Перт в Западной Австралии, средне-триасовые глины и алевролиты в западной части Баренцевоморского бассейна с высоким содержанием ОВ водорослевого типа (C_{org} до 12%), а также верхнетриасовые отложения свиты Шаблик в бассейне арктического склона Аляски. Последние представлены известняками и песчаниками, которые в верхней части разреза сменяются черными глинами и фосфоритами с содержанием C_{org} от 0,5 до 6,5%.

Ингрессия моря в конце плинсбахского и начале тоарского веков сопровождалась накоплением в Западной Европе тонкослоистых глин свиты Посидония, обогащенных водорослевыми остатками (Tasmanites) с содержанием C_{org} от 3 до 15%. Близкие по возрасту и облику отложения описаны в Западно-Сибирском бассейне в составе джангодского горизонта тюменской свиты. Это черные, тонко отмученные глины с содержанием C_{org} до 13,8%. В целом, однако, на протяжении первой половины мезозойской эры во многих регионах преобладало накопление угля и гумусовой органики.

Напротив, поздний мезозой был отмечен широчайшим распространением осадков, обогащенных сапропелевым типом ОВ. При этом наибольших масштабов их аккумуляция достигла в конце поздней юры – начале раннего

мела. Это темноцветные глины и горючие сланцы, известные во многих бассейнах Евразии, Северной и Южной Америке и даже Австралии, где их рассматривают в качестве нефтематеринских отложений. Среди них следует упомянуть баженовскую свиту Западной Сибири, свиту Кимериджских глин в Североморском и свиту Спекк в Баренцевоморском бассейнах, а также титонские глины Мексиканского залива. В одних регионах (Северное и Баренцевое моря) продуцентами ОВ были разнообразные водоросли: динофлагелляты, *Pila*, *Tasmanites* и *Pediastrum*, в других (Западно-Сибирский бассейн, восточные районы Русской плиты) – радиолярии, в третьих (Мексиканский залив) – радиолярии и кальпионеллиды. Расчеты показывают, что на протяжении кимериджского, волжского и рязанского веков, т.е. за неполные 15 млн лет, в морских осадках были аккумулированы огромные массы органического углерода, не менее 11-12,5 трлн т.

В неокме процессы аккумуляции высокоуглеродистых осадков переместились в южное полушарие. Их главной ареной стали рифтовые прогибы, образовавшиеся в полосе расколов на границе южно-американского и африканского, а также австралийского и индостанского сегментов Гондваны. В нижней части разреза нефтегазоносных бассейнов Западной Африки повсеместно выделяются толщи озерных осадков с высоким содержанием ОВ сапропелевого типа. В бассейне Габона они представлены известковыми глинами неокма ($C_{\text{орг}}$ до 7,8%), в Нижнеконголезском бассейне – черными мергелями, в Кабинде – глинами свиты Букомази ($C_{\text{орг}}$ в среднем около 6%). Наконец, в бассейне Кванза на юге Анголы близкие по составу осадки свиты Макулунга накапливались в барреме ($C_{\text{орг}}$ от 0,1 до 9,9%). При этом основным продуцентом ОВ были зеленые водоросли *Chlorobiaceae*. В низах разреза осадочных бассейнов на окраине Бразилии также широко развиты озерные отложения, обогащенные ОВ и выделяемые, как свита Лагоа Фея.

Основным центром аккумуляции “hot shale” в Лавразии был Канадский бассейн, располагавшийся в районе моря Бофорта близ западной периферии Канадского щита. Раннемеловой рифтинг сопровождался здесь раскрытием океанской коры. В бассейне арктического склона Аляски “hot shale” представлены маломощной пачкой глин, обогащенных ОВ и характеризующихся высоким уровнем гамма-излучения.

В бассейне Персидского залива к потенциально нефтематеринским условно относят глины и известняки, залегающие в низах свиты Гарау. Основным ареалом распространения этой толщи является внутренний борт Месопотамского прогиба, где в базальной части разреза свиты залегают черные карбонатные глины с прослоями серых тонкослоистых известняков (мощность 305 м). В целом за отрезок времени, включающий неокм и апт, а это около 27 млн лет, в бассейнах континентальных окраин в составе нефтематеринских свит было накоплено не менее 3,5 - 4 трлн т $C_{\text{орг}}$ сапропелевой природы. Однако в сравнении с предыдущим временным интервалом раннемеловая эпоха, если исключить из рассмотрения ее начальную (берри-

ас) и конечную (альб) фазы, не была столь же благоприятной для формирования нефтематеринских свит. В эту эпоху они аккумуляровались в основном в зонах активного рифтинга.

Зато следующий отрезок времени, включающий альб, сенноман и первую половину турона, оказался одним из наиболее значимых для формирования нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов. Отложения этого возраста, в высокой степени обогащенные сапропелевым ОВ, распространены в бассейнах окраины Южной Америки в Тихом океане и Карибском море. Среди них наиболее известны породы свиты Ла Луна, которые, как полагают исследователи, генерировали большую часть нефти (до 98%) в Маракайбском, Оринокском, Средне- и Верхнемагдаленском и других бассейнах. Содержание $C_{орг}$ в этих отложениях, накапливавшихся в конце альба и сеномане, колеблется от 2 до 16% (в среднем 4,5%), а количество УВ (C_{15+}), извлекаемых из керогена, достигает 2.500 частей на млн, что свидетельствует о высоком нефтегенерационном потенциале. В соседнем с Маракайбским Оринокском бассейне основным продуцентом нефтяных УВ считаются карбонатные глины и битуминозные известняки Сан Антонио, которые являются региональным эквивалентом свиты Ла Луна. Содержание $C_{орг}$ в битуминозных известняках, накапливавшихся на шельфе в аноксических условиях, достигает 8%, а их генерационный потенциал составляет 700 мг УВ/г $C_{орг}$. В бразильских бассейнах Сантос и Кампос сеноман и турон были отмечены накоплением мергелей и известковых глин с высокими концентрациями ОВ. Они рассматриваются в качестве материнских для залежей нефти в альбских известняках и песчаниках верхнего мела.

Основной толщей, генерировавшей УВ нефтяного ряда в бассейне Персидского залива, считаются породы свиты Каждуми. В пределах Главного нефтяного поля Ирана, включающего несколько гигантских месторождений, она представлена черными битуминозными глинами с прослоями темных глинистых известняков. Мощность мергелей Каждуми колеблется от 210 до 300 м, а содержание $C_{орг}$ меняется в пределах от 3 до 6%. В соседнем Оманском бассейне возрастным аналогом Каждуми являются известняки свиты Натих (Вазия), а в районе ОАЭ – карбонатно-глинистые породы свиты Шилаиф. Речь идет о карбонатной толще с прослоями битуминозных глинистых известняков и песчаников мощностью от 344 до 450 м.

Представленные данные свидетельствуют о том, что альб-туронский интервал мела был временем широкомасштабной аккумуляции сапропелевого ОВ. Именно с ним связано формирование нефтематеринских толщ, поставлявших УВ в большинство гигантских месторождений Ближнего Востока, Венесуэлы и Колумбии. Отличительной особенностью этого интервала было накопление ОВ преимущественно в шельфовых осадках карбонатных платформ, располагавшихся в низких широтах, главным образом на континентальных окраинах океана Тетис.

Длительный отрезок времени, включавший сенон, маастрихт и палеоцен, не был отмечен масштабной аккумуляцией высокоуглеродистых осадков. Напротив, с эоценом связано широкое распространение отложений, содержащих в конденсированной форме сапропелевый материал. Горючие сланцы, черные глины и другие богатые ОВ осадки накапливались в это время в различных климатических и тектонических обстановках и сыграли немаловажную роль в качестве нефтематеринских образований. Особое место занимают горючие сланцы – тонкослоистые отложения с содержанием $C_{орг}$ от 20 до 50%. Пик их аккумуляции приходится на ранний эоцен. Крупнейший бассейн, где происходило накопление этих и других, богатых ОВ осадков, находится в межгорной впадине Юинта в районе Скалистых гор, где в эоцене находился крупный озерный водоем. Нефтематеринские породы в разрезе свиты Грин Ривер представлены карбонатными глинами и горючими сланцами. В составе ОВ доминируют остатки водорослей и бактерий.

Таким образом, в мезо-кайнозойской истории Земли выделяются три основные эпохи, с которыми связано формирование осадков, содержащих огромные массы ОВ сапропелевой природы: кимеридж-берриасовая, альб-туронская и эоценовая. Все они отмечены глобальными трансгрессиями морских вод и разделены интервалами времени длительностью 47-50 млн лет. Примерно такой же отрезок времени отделяет кимеридж-берриасовый максимум от более ранней эпохи, включающей плинсбах и тоар, в течение которой на фоне трансгрессии морских вод в Лавразийском поясе происходило накопление осадков с высоким содержанием сапропелевого ОВ.

Source rocks in the petroliferous basins on the modern and ancient continental margins in the World Ocean have various ages. But there were three epochs, in which most important of them accumulated. These are Kimmeridge-Berrias, Alb-Turon and early-middle Eocene. Those epochs were separated by the long time intervals of about 47-50 million years, during which the conditions for the formation of source rocks had not been such favourable.

Круглякова Р.П., Кругляков В.В., Шевцова Н.Т.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Роснедра, Геленджик; kruglyakova@ymg.ru)

Естественные выходы нефти и газа на дне

Турецкого континентального склона Черного моря

Kruglyakova R., Kruglyakov V., Shevtsova N.

(State Scientific Centre of Russian Federation. Federal State Unitary Geological Enterprise "Yuzhmorgeologiya", Rosnedra, Gelendzhik)

Natural oil and gas seeps on the Turkish continental slope by the Black Sea floor

Газо-геохимические исследования донных осадков Турецкого континентального склона Черного моря выполнены нами по контрактным работам с НК Бритиш Петролеум (BP) в 1992 году на НИС "Геленджик". Выполнен отбор осадков с опробованием трех интервалов. Глубина опробования составила от 0,8 до 5,6 м. Район работ охватывает акваторию от траверза Самсуна до Ризе. Отбор выполнен на поднятии Архангельского, вале Андрусова, в Гиресунской впадине, на конусах выноса рек Харшит и Ризе, в Восточно-Черноморской впадине. В осадках вала Андрусова измерено тепловое поле (Артеменко В.И.). Проанализировано 1500 проб осадков. Осадки, в целом, характеризуются высокой газонасыщенностью, углеводородные газы (УВГ), как правило, на 99,9 % представлены метаном (до $168 \text{ см}^3/\text{кг}$). Наиболее газонасыщены осадки, расположенные в западной части Восточно-Черноморской впадины и вала Андрусова. Осадки представлены глинистыми и алевро-глинистыми илами древнечерноморского (?) возраста. Высокая газонасыщенность осадков неоднократно наблюдалась визуально. При подъеме их на борт судна и извлечении из вкладыша отмечалось сильное разбухание с формированием многочисленных каверн, сопровождающееся разжижением осадка и его разрушением. Помимо УВГ осадок содержит неуглеводородные газы: азот, углекислый газ, по характерному резкому запаху отмечены сероводород. На некоторых станциях обнаружены как газообразные гомологи метана: этан, пропан, изо- и н-бутан, так и парообразные - пентаны, гексаны. Суммарное содержание гомологов на 4-5 порядков ниже, чем содержание метана, и изменяется от 0,10 до $167,7 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$, в среднем составляет от $0,10 \times 10^{-3}$ до $0,70 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$ (фоновые значения). Аномально высокое их содержание отмечается в осадках, расположенных в Гиресунской впадине, на вале Архангельского. Содержание гомологов метана тяжелее пропана в изученных осадках встречается редко, поэтому наличие их в осадках, особенно бутанов, пентанов, гексанов является признаком миграционной, термогенной их природы. Такие осадки, можно рассматривать как аномальные, указывающие на возможную миграцию УВГ из глубинных источников, из потенциальных залежей углеводородов. На исследованном участке станции такие станции составляют около 10 % от всего количества

осадков. Наиболее уверенная термогенная аномалия приурочена к грязевому вулкану ГИР, обнаруженному сейсмоакустическими работами в Гиресунской впадине, и на траверсе Ризе и Харшит.

По компонентному составу гомологов метана: по соотношению изо- и н-бутана, составу пентанов на площади можно выделить два типа УВГ.

Первый тип характеризуется повышенным в два и более раз содержанием н-бутана относительно содержания изо-бутана. В составе УВ-газов в значительных количествах обнаружены парообразные гомологи метана - пентаны, гексаны. В составе пентанов отмечается 4 изомера при максимальном содержании самого легкого изопентана и высоком содержании н-пентана. Углеводородная газовая смесь содержит 5 изомеров гексана. Этот тип УВГ широко распространен на площади. Наиболее четко выраженная картина УВГ получена в осадке станции ДР10-А2, отобранной драгированием на континентальном склоне в восточной части полигона. Поднятый драгой каменный материал содержал гальку, глыбы уплотненной глины, которые были "запачканы" окисленной черной смолистой нефтью; уплотненный черный песок, полностью пропитанный нефтью. Газохроматографический анализ образца ДР10-А2 на борту судна показал наличие в значительных количествах не только метана, но весь спектр его гомологов (C_2 - C_6) и непредельных углеводородов. Наличие последних свидетельствует о биодеградации нефти. В Гиресунской впадине (ст. ГИР 037) на континентальном склоне на грязевом вулкане ГИР поднят белый кусок мономинерального гидрата длиной 5-7 см на глубине 2,85 м от поверхности дна. Газ, полученный в процессе разложения газогидрата, и газ вмещающего газогидрат осадка по соотношению изо- и н-бутанов, по составу C_5 и C_6 также относится к первому типу УВГ.

Второй тип характеризуется повышенным содержанием в два и более раз изо-бутана относительно н-бутана, высоким содержанием тяжелых гомологов - пентанов, гексанов. Отличается от I типа преобладанием в составе пентанов н-пентана, а не изомеров. Этот тип УВГ менее распространен на площади. Наиболее четко состав этого типа отмечен на станциях, расположенных на траверсе Харшит (станции СИТ 12А, СИТ 18).

Вероятно, соотношение изо- и н-бутана (изо- C_4 /н- C_4) зависит от фазового состояния залежей. При прочих равных условиях оно имеет максимальные значения в газовых залежах. Минимальные - в нефтяных залежах. По этим признакам образцы драги ДР10 А2 и станции ГИР-037 приурочены, вероятно, к нефтяным выходам (сипам) на дне моря.

На континентальном склоне Турции установлена серия нефтепроявлений, приуроченная к Синопскому прогибу на траверсе Ризе, газо- и нефтепроявления приурочены к валу Архангельского и к Трабзонскому выступу. Грязевые вулканы обнаружены в Гиресунской впадине на континентальном склоне Турции. На Турецком шельфе вблизи города Ризе давно известны выходы нефти на поверхность моря. Эти выходы были

обнаружены с борта НИС «Геленджик» в виде огромного нефтяного пятна, флуоресцирующего на солнце (образец ДР10-А2, глубина моря 1001 м).

В процессе изысканий трассы газопровода "Голубой поток" на НИС "Геленджик" (1997-1998 г.г.) в Турецком секторе на переуглубленном шельфе и верхней части континентального склона, в пределах конуса выноса реки Ешим Ирмак (на траверсе г. Самсуна) обнаружены широкие поля развития газовых грифонов. Единичные грифоны отмечаются в Восточно-Черноморской впадине вдоль трассы газопровода на глубине порядка 2000 м. Здесь видны отдельные темные пятна округлой формы – газовые грифоны (rockmark – по зарубежной терминологии), которые местами образуют цепочки (рис. 1). На профилограмме этого же участка дна им соответствуют воронки, которые являются подводящими каналами для газов. Диаметр воронок около 45÷50 м, редко до 200 м.

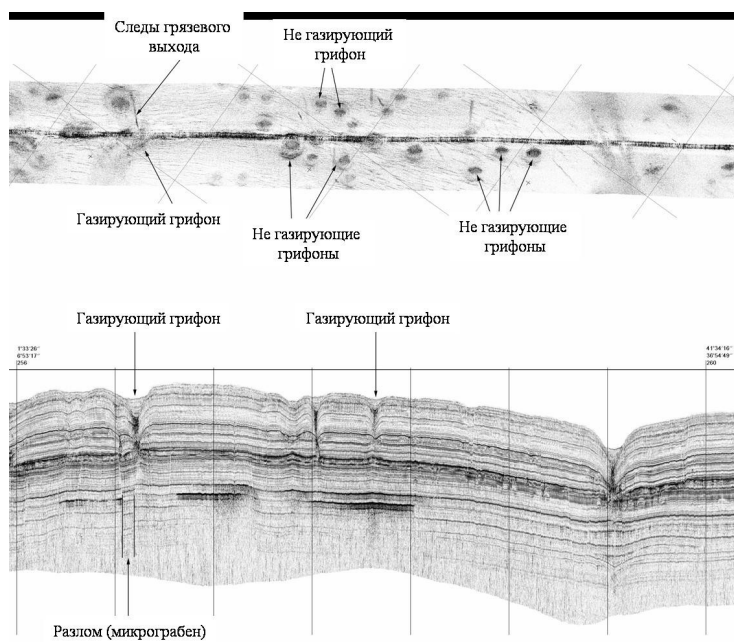


Рис. 1. Сонограмма и профилограмма подводных газовых выходов на Понтийском переуглубленном шельфе Черного моря (МАК-1М)

На трассе газопровода «Голубой поток» на континентальном склоне Турции обнаружен грязевый вулкан (рис. 2). Здесь видны подводящие каналы газового потока и газонасыщенные осадки, диаметр «трубы» около 125 м. По этой картине можно представить масштабы поступления газов из глубин в экосистему Черного моря.

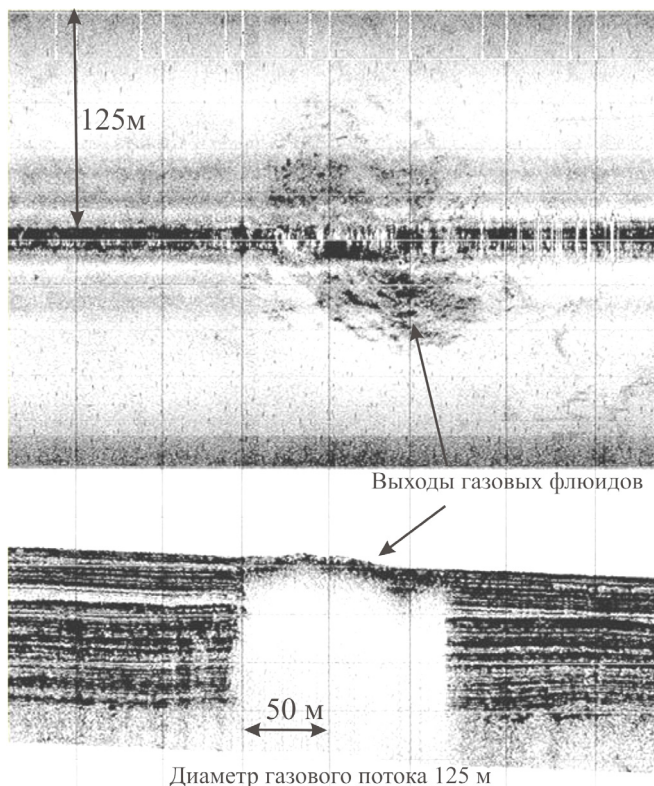


Рис. 2. Сонограмма и профилограмма грязевого вулкана на континентальном склоне по трассе «Голубой поток (МАК-1М)

Позже в 2005 году по программе METRO немецкими исследователями под руководством профессора Бременского университета Г. Бохмана на НИС «Посейдон» были выполнены работы на полигоне Самсун на шельфе и континентальном склоне Турции. В процессе этих исследований здесь обнаружены многочисленные газовые выходы (rockmark) газогидраты и подводные вулканы в южной части Восточно-Черноморской впадины, Синопском прогибе.

On the Turkish continental slope of the Black Sea the seismoacoustic methods find out numerous gas seeps. The bottom deposits are gas-saturated with the high content of methane (up to $168 \text{ cm}^3/\text{kg}$). The deposits of mud volcanoes are characterized as abnormal because of their high content of gomologues. On mud volcano GIR gas hydrate was found out. On a surface of the Black Sea the seep of oil are discovered.

Левашов С.П.¹, Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²

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

Применение оперативных дистанционных и мобильных геоэлектрических методов при нефтегазопроисловых работах в морских акваториях

Levashov S.P.¹, Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²

⁽¹⁾Management and marketing Center of the Institute of Geological Sciences, Kyiv, Ukraine, ⁽²⁾Institute of Geophysics of Ukrainian National Academy of Science, Kyiv)

Application of operative remote sensing and mobile geoelectric methods for oil-and-gas prospecting within offshores

В настоящее время идет интенсивное освоение нефтегазового потенциала шельфа и глубоководных частей морей и Мирового океана. Не секрет, что финансовые и временные затраты на разведку и добычу нефти и газа в акваториях морей существенно возрастают по сравнению с аналогичными работами на суше в связи с необходимостью использования специализированных морских судов. Еще более крупные ресурсы затрачиваются на освоение арктических и антарктических районов.

Уже практически десять лет авторы работают над продвижением в практику проведения геофизических исследований инновационной технологии оперативных геофизических исследований (в том числе и «прямых» поисков и разведки скоплений нефти и газа). Основными компонентами технологии являются нетрадиционные геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) (экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ) [1]. Практическое применение как технологии в целом, так и отдельных ее методов дает возможность оперативно и с приемлемыми финансовыми затратами получать новую (или же дополнительную) но, главное, независимую информацию о перспективах нефтегазоносности изучаемых объектов, площадей, территорий и месторождений. Возможность проведения площадной съемки методом СКИП в движении (с автомобиля и (или) летательного аппарата) позволяет оперативно обследовать поисковые площади крупных размеров в сжатые сроки. Апробирована также методика проведения поисковых работ с использованием этих методов и в морских акваториях.

На протяжении всего времени практического применения методов СКИП и ВЭРЗ авторы стремились повысить эффективность (и, в первую очередь, оперативность) решения конкретных практических задач, как за счет совершенствования методических и технических особенностей технологии СКИП-ВЭРЗ непосредственно, так и путем комплексирования этих

методов с другими геофизическими методами. В последнее время изучаются перспективы расширения возможностей технологии СКИП-ВЭРЗ за счет включения в ее состав нового метода специальной обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), с помощью которого могут быть обнаружены и закартированы аномальные зоны типа «залежь нефти», «залежь газа», «залежь газогидратов», и т.д. На настоящий момент этот метод уже прошел практическую апробацию на более чем 70 отдельных объектах, участках и площадях (как нефтегазоносных, так и рудных). Некоторые практические результаты выполненной экспериментальной апробации в 2009-2010 гг. оригинальной технологии обработки и интерпретации данных ДЗЗ с целью «прямых» поисков и разведки месторождений углеводородов (УВ) представлены в [2].

Проведенные эксперименты показали также, что закартированные методом специальной обработки данных ДЗЗ аномальные зоны типа «залежь» достаточно уверенно коррелируются с геоэлектрическими аномальными зонами, закартированными съемкой методом СКИП. Следовательно, аномальные зоны типа «залежь», закартированные наземными методами СКИП и ВЭРЗ могут быть оперативно доисследованы «спутниковым» методом, и наоборот.

Однако, обнаружение и картирование как геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ, так и методом специальной обработки данных ДЗЗ аномалий типа «залежь УВ» не гарантирует получение притоков флюидов (и, тем более, в промышленных объемах) из скважин, пробуренных в произвольных точках этих аномалий. В случае же наличия в пределах закартированных аномалий типа «залежь» аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефть», «газ», «газоконденсат» с повышенными пластовыми давлениями вероятность получения притоков флюидов существенно возрастает. В связи с этим, проблеме предварительной оценки пластовых давлений авторы уделили более пристальное внимание [3].

Вполне понятно, что мобильные и оперативные геофизические технологии могут определенным образом содействовать повышению эффективности и информативности морских нефтегазопроисловых работ. Понимая это, авторы также активно проводили апробацию мобильных геоэлектрических и «спутникового» методов в морских акваториях в различных регионах земного шара. В докладе приводятся и анализируются некоторые результаты обработки данных ДЗЗ, в том числе и с использованием методики оценки средних значений пластовых давлений флюидов, в океанических и морских акваториях.

В частности, апробация технологии проведена в следующих регионах:

- 1) арктический шельф России, Печорское море, район структуры Медынская-море 1;
- 2) лицензионный участок на шельфе в юго-восточной Азии;
- 3) северо-западный шельф Каспийского моря и район месторождения Тенгиз;
- 4) фрагмент шельфа о. Сахалин;
- 5) район нефтяного месторождения Туле-

нево (Болгария); 6) лицензионный участок на шельфе в Средиземном море; 7) акватории в районе Антарктического полуострова; 8) район расположения аварийной скважины в Мексиканском заливе; 9) лицензионные блоки Urumaco I, Urumaco II, Cardon III, Cardon IV на шельфе Венесуэлы; 10) фрагменты прикерченского шельфа Черного моря; 11) северная часть шельфа Азовского моря. Результаты проведенных экспериментов позволяют констатировать следующее.

Технология обработки и дешифрирования (интерпретации) данных ДЗЗ позволяет оперативно обнаруживать и картировать в первом приближении аномальные зоны типа «залежь нефти» и (или) «залежь газа», которые в большинстве случаев могут быть обусловлены месторождениями УВ. Результаты обработки и дешифрирования – это новая (дополнительная) и, главным образом, независимая информация, которая может быть полезной и востребованной на любом этапе геологоразведочного процесса на нефть и газ как в пределах суши, так и в морских и океанических акваториях и внутренних водоемах. Главная характеристическая особенность этой независимой информации – оперативность ее получения.

Аномалии типа «залежь УВ», выделяемые в результате обработки и дешифрирования данных ДЗЗ, в зависимости от масштаба обработки можно считать локальными и региональными критериями нефтегазоносности. Более того, эта новая и независимая информация во многих случаях может быть «прямым индикатором нефтегазоносности». Ее следует использовать при принятии обоснованных решений о целесообразности проведения на изучаемых площадях дополнительных исследований и бурения, а также для ранжирования обследованных в рекогносцировочном режиме объектов по показателю очередности проведения детальных работ и бурения.

Методика обработки данных ДЗЗ позволяет выделять и картировать аномальные зоны типа «залежь УВ» для различных (в том числе и нулевых) значений среднего пластового давления. Традиционно, при нулевых значениях среднего пластового давления в результате обработки фиксируется максимальная площадь аномальных зон типа «залежь УВ». Площадь аномальных зон для повышенных значений среднего пластового давления всегда меньше (во многих случаях существенно меньше) площади аномалий при нулевых значениях давления. Зоны повышенных пластовых давлений в пределах закартированных аномалий фиксируют области, в пределах которых вероятность получения промышленных притоков УВ намного выше. Отсутствие таких областей на участках выделенных и закартированных аномальных зон свидетельствует о нецелесообразности проведения дальнейших поисковых работ на таких участках в первую очередь. В принципе, применение методики оценки относительных значений средних пластовых давлений позволяет еще более существенно сузить области (участки) проведения детальных поисковых работ первоочередного характера и задания разведочных скважин.

Результаты применения метода дешифрирования данных ДЗЗ в целом подтверждают вывод Сапрыкиной А. Ю. (2002), «что значительная часть скоплений УВ сосредоточена не в своде, а на склонах и периклинальных окончаниях поднятий в тектонически экранированных ловушках».

Морфология и структура аномальных зон с повышенными значениями пластового давления в целом свидетельствуют о практической возможности их формирования согласно геосолитонной теории нефтегазообразования. Они также во многих случаях подчеркивают малоразмерность и слабую контрастность перспективных поисковых объектов.

Технологии обработки и интерпретации (дешифрирования) спутниковых данных в настоящее время активно применяется в комплексе с наземными геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ, что дает возможность существенным образом повысить эффективность и информативность последних. Отработаны методические вопросы проведения исследований методами СКИП и ВЭРЗ с борта судна в морских акваториях. Существенный эффект может быть также получен от комплексирования этой технологии с другими геофизическими методами и, в первую очередь, – высокоразрешающей 3D-сейсморазведкой.

Оценка перспектив нефтегазоносности по результатам обработки и интерпретации данных ДЗЗ может найти применение при рекогносцировочных обследованиях труднодоступных и удаленных регионов, в том числе и Арктического и Антарктического шельфов. Методика рекогносцировочных исследований практически отработана и используется для получения оперативной информации о перспективах нефтегазоносности тех и иных площадей в Украине и других странах. Средние и крупные месторождения УВ могут быть обнаружены и закартированы при их наличии на участках обследования в рекогносцировочном режиме. Оперативная оценка перспектив нефтегазоносности лицензионных блоков и площадей с помощью технологии обработки и интерпретации данных ДЗЗ будет способствовать существенному снижению как финансовых рисков, так материальных и временных затрат при проведении поисковых работ на нефть и газ.

Апробация технологии в различных регионах показывает также, что при обработке и интерпретации спутниковых данных более крупного масштаба (1:10000 и крупнее) и разрешения могут также быть обнаружены и закартированы аномальные объекты небольших размеров (100-300 м).

В [3] охарактеризованы отличия методов СКИП и ВЭРЗ от классических электрических (электромагнитных) методов, а также отмечается их вклад в становление новой парадигмы геофизических исследований, суть которой состоит в «прямых» поисках конкретного физического вещества: газа, нефти, газогидратов, воды, и т.д. Начальным этапом в становлении этой парадигмы можно считать первые исследования и разработки по «прямым» методам поисков нефти и газа. В это же время в геолого-геофизическую терминологию было введено известное и широко используемое в настоящее

время (в том числе и авторами) выражение – аномалия типа «залежь» (АТЗ). В связи с этим целесообразно отметить, что определенный вклад в становление «вещественной парадигмы» геофизических исследований вносит также и оригинальный метод обработки и интерпретации данных ДЗЗ [2, 4], практическая апробация которого проводится авторами начиная с 2010 г. Этот метод также ориентирован на обнаружение и картирование по спутниковым данным аномалий типа «залежь нефти», «залежь газа», «водоносный горизонт», и т.д. Совместное использование метода обработки и интерпретации данных ДЗЗ и технологии СКИП-ВЭРЗ на различных этапах геолого-геофизических исследований позволяет существенным образом оптимизировать и ускорить поисковые этапы геофизических работ.

Технология обработки и интерпретации (дешифрирования) данных ДЗЗ может успешно использоваться на различных этапах нефтегазопроисловых и научно-исследовательских работ в морских акваториях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Возможности и перспективы применения геоэлектрических методов при поисках и разведке месторождений углеводородов // Сб. материалов Междунар. научно-практической конференции «Актуальные проблемы прогнозирования, поисков, разведки и добычи нефти и газа в России и странах СНГ. Геология, экология, экономика» / Белонин М.Д. (ред.). СПб.: Недра, 2006. С. 505-520.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22-43.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оперативное решение практических задач приповерхностной геофизики: от применения неклассических геоэлектрических методов до новой парадигмы геофизических исследований // Геоинформатика. 2011. № 1. С. 22-31.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19-35.

The results to experimental approbation within offshore of technology of the remote sensing (RS) data processing and interpretation for the "direct" prospecting and exploration the hydrocarbon (HC) deposits are analyzed. Technology allows to find and map operatively the anomalous zones of "oil deposit" and (or) "gas deposit" type, which are conditioned by the HC deposits of different sizes and under different (including zero) values of reservoir pressure of fluids. Zones with raised reservoir pressure within mapped anomalies fix the areas, within which the probability of receiving of payable inflow of HC are substantially above.

Литвинова А.В.¹, Ломтев В.Л.²

¹ ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, litvinova@dmng.ru,

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск)

Новое в строении подводной окраины Северного Сахалина

Litvinova A.V.¹, Lomtev V.L.²

(«Dal'morneftegeofizika», Yuzhno-Sakhalinsk, ²Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

New data on the structure of the underwater surrounding of the Northern Sakhalin

По данным МОГТ, промера и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) 2000 и 2004 гг. ниже рассматриваются новые черты строения подводной окраины Северного Сахалина (рис. 1, 2).

Трехбратская мегантиклиналь (ТМА) и мегадайка (ТМД). Выступ позднемелового фундамента на шельфе СВ Сахалина, ограничивающий с востока Северо-Сахалинский кайнозойский осадочный и нефтегазоносный бассейны (краевое поднятие). Его также называют Шмидтовским или Восточно-Одоптинским поднятием

[1-3]. Выступ маркируют линейные положительные аномалии магнитного (рис. 1) и гравитационного полей, поэтому в [4] здесь был выделен Восточно-Сахалинский глубинный разлом протяженностью 360 км. Предполагалось, что он имеет восточное падение и насыщен телами ультрабазитов.

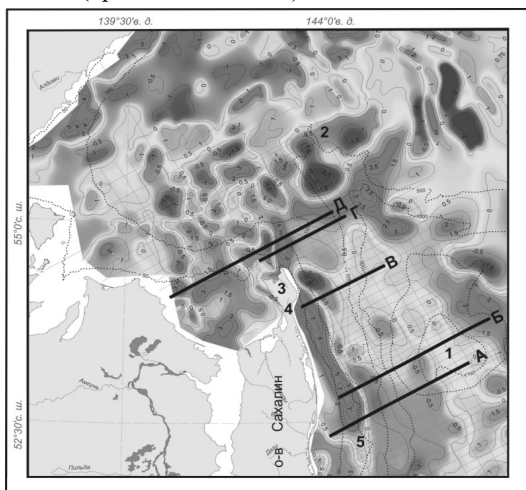


Рис. 1. Карта магнитных аномалий (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) и батиметрии с профилями МОГТ 2000 и 2004 гг. (профили А-Д выделены):

1 – впадина Дерюгина, 2 – каньон Ионы, 3 – п-ов Шмидта, 4 – Охинский перешеек, 5 – ТМД. Изодинамы в нанотеслах ($n \cdot 10^2$ нТл), изобаты в метрах.

Вместе с тем сейсмопрофили А-Д на рис. 2 четко фиксируют постседиментационный подъем фундамента (ТМА) и кайнозойского чехла. В последнем возникли одна или нескольких сквозных антиклиналей, своды которых абрадированы. С учетом позднечетвертичного возраста шельфа ТМА

датируется ранним-средним плейстоценом [3,5]. Положительные гравиманитные аномалии указывают на ее интрузивную природу (ТМД), с которой возможно связана термогенерация углеводородов [3,5].

Осадочная (внешний шельф – склон) призма. Завершает проградационный разрез Северного Сахалина мористее ТМА в зоне выделяемого здесь Восточно-Сахалинского прогиба (рис. 1,2 [6,7]). Призму слагают выносы Амура, в верхах - и продукты абразии шельфа. Геологами ДМНГ относится к помырскому комплексу, который в [1] датируют средним плиоценом (3-2 млн. лет). Призма опознается по конседиментационному раздуву осадков (до 2 км) на восточном крыле ТМА и клиноформам наращивания с угловым несогласием в подошве мористее. Несогласие коррелятно ТМД, т.к. на ее южном погружении переходит в согласие (см. разрезы МОГТ на с. 175-177 в [1]). Т.о. шельф СВ Сахалина слагают разные по возрасту осадки: нутовские к западу от ТМА и помырские восточнее. В первых картированы фации авандельты Амура и почти все нефтегазоносные структуры тектонической и/или глинисто-диапировой природы [5], во вторых - подводные фаны [6], не влияющие однако на явно тектоническую спрямленность склона в плане (рис. 1). В его строении выделим асимметричную мегарябь в основании на профилях **А,Б**, связанную с придонным (контурным) течением, отсутствие нормальных сбросов, характерных для рифтограбенов (впадина Дерюгина [2,8]), пологий подъем слоев к востоку в основании и на прилегающем ложе. Последнее не согласуется с моделью их накопления в [6] и сходно со строением турбидитов в глубоководных желобах Пацифики. Согласно [9] оно вызвано опусканием дна под нагрузкой аллохтонной тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма», а здесь – фронтального (Восточно-Сахалинского [4]) взбросо-надвига Сахалина вероятно западного падения [3].

Газ и газогидраты. На профилях МОГТ и НСП газоносность чехла определяют по газовым окнам, столбам, грязевулканам и газогидратам. Последние фиксирует контрастная, параллельная дну отражающая граница BSR (bottom-simulating reflector) на глубине до 300-600 м [3,10]. В исследуемом районе газ (в основном метан) обнаружен в осадках и воде по результатам исследований д.г.-м.н. А.И. Обжирова и его сотрудников (ТОИ ДВО РАН [10 и др.]). Ими также были подняты грунтовыми трубками с подводного склона Сахалина и придонные газогидраты.

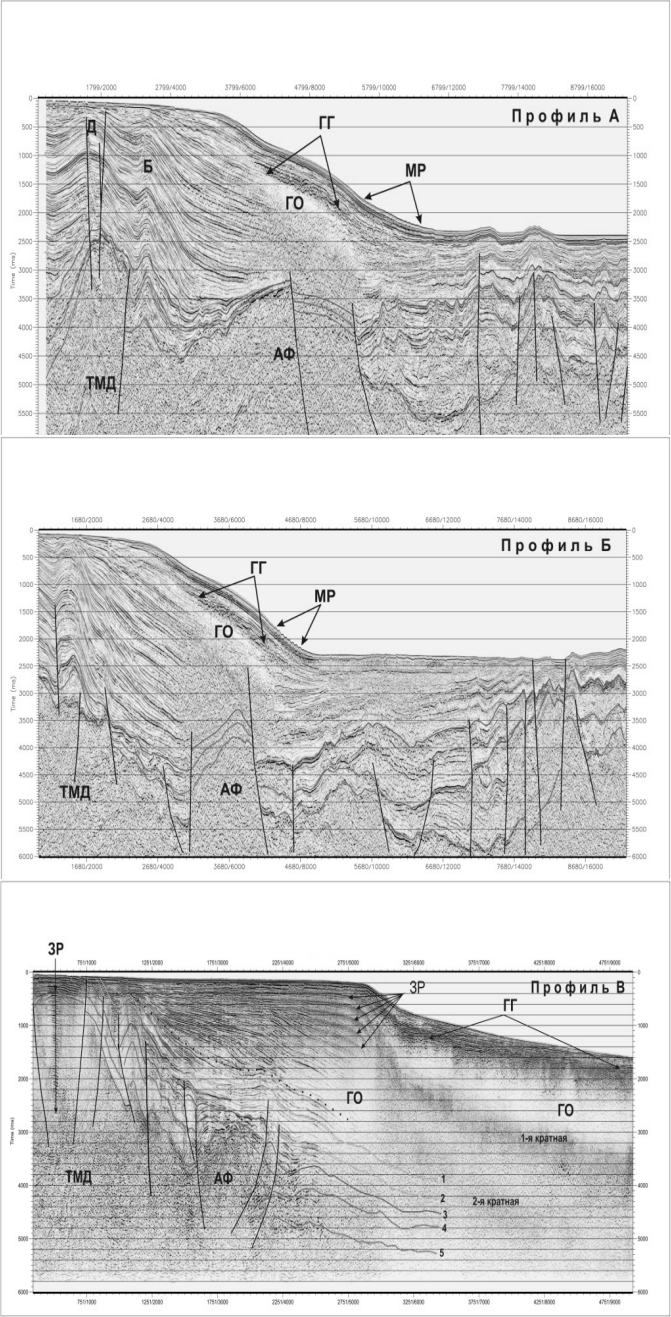
Вместе с тем распространение последних независимо подтверждают профили МОГТ ДМНГ на рис. 2. Так, на сейсмопрофилях **В-Д** тонкий (до 10 м) слой придонных газогидратов у края шельфа формирует зону реверберации. С шельфа они прослежены на склон, где драпированы осадками, имеют увеличенную мощность и весьма неровную подошву. Под газогидратами местами формируется крупное газовое окно, фиксирующее их экранирующие свойства (флюидоупор). В последнем случае на него наложены «размытые» 1- и 2- кратные отражения от их кровли (профиль **В**). Метан со-

гласно [10] биогенный. Его источником являются молодые выносы Амура, точнее разлагающаяся в них органика. Осушение шельфа Сахалина в позднем плейстоцене позволяет предполагать, что придонные газогидраты возможно реликт вечной мерзлоты. На профилях В-Д они не прослежены к ТМД, чему вероятно препятствует повышенный теплоток от нее.

Из изложенного можно заключить, что в геологическом строении подводной окраины Северного Сахалина как восточного фланга Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна обнаружены новые черты (молодые ТМА и ТМД, придонные газогидраты, в том числе на шельфе и др.) и связанные с ними проблемы региональной, магматической и осадочной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.
2. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 159 с.
3. Lomtev V.L., Litvinova A.V. New data on the structure of the offshore margin of the Northern Sakhalin // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2. P. 83-94 (<http://gt.crust.irk.ru>).
4. Маргулис С.Л., Мудрецов В.Б., Сапожников Б.Г., Федотов Г.П., Хведчук И.И. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря // *Советская геология*. 1979. №7. С. 61-71.
5. Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Агеев В.Н., Жигулев В.В. Проблемы геологии шельфа Северо-Восточного Сахалина // *Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты*. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 79-80.
6. Мишаков Г.С., Бабавева Н.И., Ковальчук В.С. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина // *Советская геология*. 1985. №7. С. 56-78.
7. Лопатнев Ю.В., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Слуднев Ю.Г. Сейсмостратиграфическая модель Северо-Сахалинского осадочного бассейна // *Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 111-116.
8. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
9. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
10. Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Обжиров А.И. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) // *Тихоокеанская геология*. 2009. Т. 28. №3. С. 38-52.



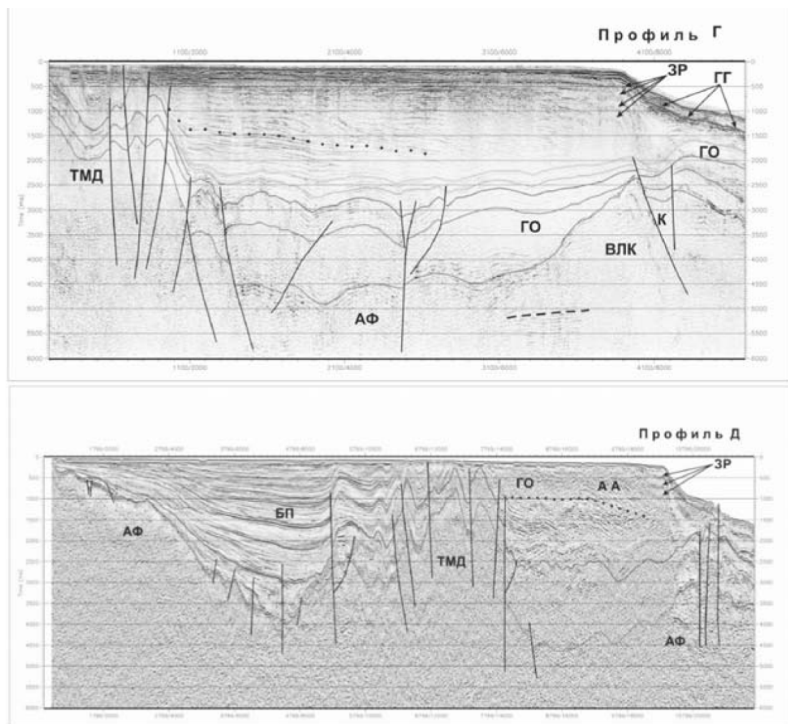


Рис. 2. Профили МОГТ А-Д. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный м-б равен 12,5 м между точками CDP. АФ–акустический фундамент, ТМД–Трехбратская мегадайка, ГГ–газогидраты, ГО–газовое окно, МР–мегарябь, Д,Б–Дагинская и Баутинская складки, ЗР–зона реверберации, влк. – вулкан с кратером (К), БП–Байкальский прогиб, АА–авандельта Амура; границы сейсмокомплексов (1-5 и цвет) на профиле В и др. (цвет): 5 – кровля АФ, 4 – кровля палеогена, 3 – кровля нижнего–среднего миоцена, 2 – кровля среднего–верхнего миоцена, 1 – кровля верхнего миоцена–нижнего плиоцена. Черные квадраты – несогласие в подошве призмы, черные линии – разломы.

New data of “Dal’morneftegeofizika” Ltd on the structure of the underwater surrounding of the Northern Sakhalin are presented.

**Ломакина А.В., Павлова О.Н., Горшков А.Г.,
Лихошвай А.В., Земская Т.И.**

(Учреждение Российской академии наук Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, Иркутск, lomakina@lin.irk.ru)

Микробные сообщества районов естественных нефтепроявлений оз. Байкал: биоразнообразие, функциональные гены, роль в процессе деградации нефти

**Lomakina A.V., Pavlova O.N., Gorshkov A.G., Likhoshvay A.V.,
Zemskaya T.I.**

(Limnological Institute SB RAS, Irkutsk)

Microbial communities of natural oil seeps Lake Baikal: diversity, functional genes, role in process oxidation of oil

В настоящее время в пределах Мирового океана установлено около 70 нефтегазоносных или потенциально нефтегазоносных бассейнов. Для большинства морских экосистем загрязнение нефтью является результатом как естественного, так и антропогенного влияния (около 0,1% всей образующейся нефти в год) [1], в отличие от пресноводных озер, для которых наличие нефти в экосистеме, в основном, является результатом ее природного выхода. К числу таких древних озер, относятся оз. Танганьика, расположенное в тектонической впадине Восточноафриканской зоны разломов и оз. Байкал, расположенное на юге Восточной Сибири (Россия).

В настоящее время, в оз. Байкал выявлены два района, где происходит разгрузка нефти: устье р. Большая Зеленовская [2] и м. Горевой Утес [3]. Несмотря на то, что ежегодно, из донных осадков этих двух районов, в воды оз. Байкал поступает от 2 до 4 т. нефти в год [4], загрязнение вод озера углеводородами в районах нефтепроявлений происходит на ограниченном пространстве, что свидетельствует о наличии интенсивных механизмов очищения, в том числе и биологических.

В результате проведенного мониторинга поверхностных и глубинных вод в районе глубоководного выхода нефти у м. Горевой Утес (2005–2009 гг.) установлено, что численность углеводородокисляющих микроорганизмов в данном районе в от 3 до 12 раз выше, чем в воде фоновых районов оз. Байкал. Отмечено, что в поверхностных слоях воды доминируют микроорганизмы, окисляющие *n*-алканы, в то время как в придонных слоях – бактерии, окисляющие нефть. В активных битумных постройках, через которые продолжает поступать нефть, углеводородокисляющие микроорганизмы (УВОМ) имеют максимальные значения численности, которые на порядок выше, чем в прилегающих донных осадках и образцах поверхностного слоя кернов. Подобное распределение микробного сообщества связано, очевидно, с процессом депарафинизации нефти на участках ее разгрузки. Установ-

лено, что на границе раздела фаз дно-вода происходит фракционирование нефти, в результате которого тяжелые фракции нефти отделяются с образованием битумных построек на дне озера, в то время как легкая фракция нефти, обогащенная нормальными углеводородами, достигает поверхности озера [5]. Из образующихся нефтяных пленок часть низкомолекулярных гомологов теряется при выветривании, большая часть подвергается интенсивной биodeградации в водной толще и поверхностном слое воды, способствуя тем самым развитию микроорганизмов, окисляющих *n*-алканы, о чем свидетельствует увеличение их численности.

В донных осадках аэробные углеводородокисляющие микроорганизмы и органотрофы выявлены лишь в поверхностном слое, что обусловлено не только более благоприятными экологическими условиями для их развития, но и с присутствием в нем как углеводородов нефти, так и органических компонентов озера [6]. С глубиной или при насыщении осадков нефтью происходит смена микробного сообщества: численность аэробных УВОМ падает, значительно возрастает количество микроорганизмов анаэробно окисляющих нефть. Максимальные значения углеводородокисляющих микроорганизмов выявлены в битумных постройках, численность которых на порядок превышает значения в прилегающих донных осадках и придонных пробах, что объясняется тем, что нефть, поступающая через “активные” постройки обогащает их *n*-алканами, что подтверждено прямым измерением их концентрации в диапазоне от 1.8 до 77 %.

Скорость биodeградации нефти в природных экосистемах зависит не только от численности УВОМ, но и от структуры микробного сообщества, от его способности быстро реагировать на поступление органических веществ, особенно если для их деградации требуется индукция специфических ферментов [7; 8].

Нами обнаружены в ДНК культивируемых аэробных микроорганизмов, выделенных из водной толщи и донных осадков двух районов нефтепроявлений на оз. Байкал широкого спектра *alk* генов (*alkB* и *alkM*), ответственных за синтез ферментов алкангидроксилаз, обеспечивающих окисление *n*-алканов [9].

Активность сообщества байкальских микроорганизмов в процессе деградации *n*-алканов нефти оценивали в условиях лабораторного эксперимента, путем их культивирования в байкальской воде, в которую добавляли нефть в количествах от 1.3 до 7.2 мг/100 мл. Пробы воды отбирали с водной поверхности в районе нефтепроявлений у м. Горевой Утес – в зоне нефтяного пятна и за его пределами, на фоновой станции Баргузинский залив (около 15 км от нефтепроявления). Модельный эксперимент проводили при 4°C в течении 60 суток.

В результате проведенного эксперимента установлено, что при культивировании микробного сообщества, сложившегося в зоне нефтяных пятен, при температуре 4°C за 60 суток эксперимента деградация *n*-алканов дости-

гала 90%. Снижение количества *n*-алканов при удалении от участков водной поверхности с нефтяными пятнами может свидетельствовать об активных процессах биodeградации поступающей нефти. Сопоставимая активность была отмечена для микробного сообщества, образовавшегося в районе крушения танкера “Prestige” (северо-восточное побережье Испании) – за 60 суток эксперимента при температуре 25°C конверсия *n*-алканов достигала 81% [1].

В районе м. Горевой Утес исследовано разнообразие природного микробного сообщества в трех горизонтах донных осадков (окисленного и восстановленных) по данным анализа фрагмента гена 16S рРНК. В библиотеке клонов домена *Bacteria* были обнаружены нуклеотидные последовательности представителей таксонов *Bacteroidetes*, *Proteobacteria* (классы α -, β -, γ -, δ -), *Verrucomicrobia*, *Nitrospirae*, *Chloroflexi*, *Planctomycetes*, *Acidobacteria*, *Chlorobi* и *Actinobacteria*. Филогенетический анализ показал, что ближайшие байкальским некультивируемым бактериям гомологи участвуют в окислении нефти и ее производных [10; 11; 12]. В библиотеке архейных клонов обнаружены нуклеотидные последовательности царств *Euryarchaeota* и *Crenarchaeota*. Среди царства *Euryarchaeota* детектированы представители порядков *Methanomicrobialis*, *Methanosarcinales*.

Работа выполнена при поддержке проекта № 21.9. программы Президиума РАН; междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 27; фонда РФФИ, грант № 10-05-00681; гранта Президента РФ МК-1901.2010.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vila J., Nieto J.M., Mertens J. et al. Microbial community structure of a heavy fuel oil-degrading marine consortium: linking microbial dynamics with polycyclic aromatic hydrocarbon utilization // FEMS Microbiol. Ecol. 2010. V. 73. № 2. P. 349–362.
2. Рязанов В.Д. Месторождения озокерита и нефти в Прибайкалье // Материалы по геол. и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневосточного ун-та. 1928. № 19. С. 24–32.
3. Хлыстов О.М., Горшков А.Г., Егоров А.В и др. Нефть в озере мирового наследия // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 5. С. 656–659.
4. Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.И. и др. Нефтегазонасность отложений озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1346–1356.
5. Горшков А.Г., Хлыстов О.М., Земская Т.И., Москвин В.И. Фракционирование нефти на глубоководных участках нефтепроявлений озера Байкал // Успехи органической геохимии. Матер. всеросс. науч. конф. Новосибирск, 2010а. С. 116–119.
6. Горшков А.Г., Маринайте И.И., Земская Т.И., Ходжер Т.В. Современный уровень нефтепродуктов в воде озера Байкал и его притоков // Химия в интересах устойчивого развития. 2010б. Т.18. С. 711–718.

7. Baughman G.L., Paris D.F., Steen W.C. Quantitative expression of biotransformation rate. In *Biotransformation and fate of chemicals in the aquatic environment* / Ed. Maki A.W., Dickson K.L., Cairns J. American Society for Microbiology, Washington, D.C., 1980. P. 105–111.
8. Das N., Chandran P. Microbial degradation of petroleum hydrocarbon contaminants: an overview // *Biotechnology Research International*. 2010. V. 2011. P. 1–13.
9. Павлова О.Н., Ломакина А.В., Лихошвай А.В. и др., Микробные сообщества естественных выходов нефти на озере Байкал // *Успехи наук о жизни*. 2010. № 2. С. 169–172.
10. Alfreider A., Vogt C., Babel W. et al. Microbial diversity in an in situ reactor system treating monochlorobenzene contaminated groundwater as revealed by 16S ribosomal DNA analysis // *Syst. Appl. Microbiol.* – 2002. V. 25 (2). P. 232–240.
11. Kasai Y., Takahata Y., Hoaki T., Watanabe K. Physiological and molecular characterization of a microbial community established in unsaturated, petroleum contaminated soil // *Environ. Microbiol.* 2005. V. 7(6). P. 806–818.
12. Kleinsteuber S., Schleinitz K. M., Breitfeld J. et al. Molecular characterization of bacterial communities mineralizing benzene under sulfate-reducing conditions // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2008. V. 66(1). P. 143–157.

On Lake Baikal two natural oil seeps were found: the mouth of Bolshaya Zelenovskaya River and cape Gorevoi Utes. Bacteria closely related to Baikal clones take part in oxidation of oil and other hydrocarbons.

Ломтев В.Л.

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

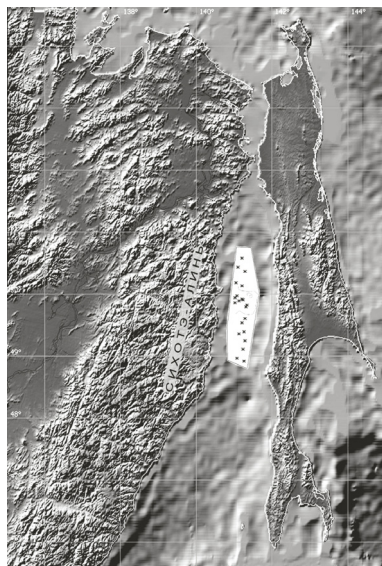
Зона газоносности и строение западного борта Северо-Татарского трога (Японское море)

Lomtev V.L.

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

Gas field and the structure of the western slope of the North-Tatrsky trough (Japan Sea)

Геологическое строение дна Татарского пролива (четвертичный тектонический трог или остаточный прогиб [1-3]) и особенно его северной, мелководной части (Северо-Татарский трог), изучается более 50 лет [1-7]. К 1988 г. на его сахалинском шельфе пробурено 11 скважин и 2 на о-ве Моне-



рон, открыта Изильметьевская залежь газа, выделен Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. Столь скромные итоги поисковых работ связаны с отсутствием коллекторов в депоцентре неогенового краевого бассейна (прогиба), дальним (> 50 км от Сихотэ-Алиня – главной области сноса) транзитом терригенных осадков по пологому (до 1 м/км) дну [1], удревнению (до олигоцена) трога и смежного Камышевого инверсионного моноклиниярия Сахалина как области сноса, хотя встречные клиноформы в верхах дерюгинского, позднеплиоцен-четвертичного сейсмокомплекса надежно фиксируют их молодой, заведомо четвертичный, возраст (коррелятная толща [1,6]).

Рис. 1. Карта аномалий типа «залежь» и структур прорыва флюидов на западном борту Северо-Татарского трога. Топооснова карты см. <http://tsun.ssec.ru/tsu> (Новосибирск)

Выбор термина «трог» [1-3,6] вместо более распространенного «рифт» [4 и др.] вытекает из разного тектонического строения бортов, включая известную широтную асимметрию по осадочному неогену, абразийный сахалинский и аккумулятивный материковый шельфы. На первом особо выде-

лим диагональные полуантиклинали СЗ простираения, обычно сопряженные с надвигами и взбросами восточного падения (ретроразломы), входящими в мегадууплекс Западно-Сахалинского вдольберегового разлома. В капитальной сводке [4] вместо переноса нефтегазопроисковых работ на коллектора приматериковой зоны регионального выклинивания отложений неогена и палеогена (сергеевский комплекс) на западном, борту Северо-Татарского трога по прежнему рекомендуют сахалинский шельф. При интерпретации в [4] данных МОГТ, грави- и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) не были отмечены, особенно в полосе протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1), многочисленные газовые окна и вертикальные столбы или т.н. факелы (газопроявления), аномалии типа «залежь» (АТЗ), молодые, растущие структуры прорыва флюидов, сходные по строению с грязевулканами, часто завышенная (>2 с) для зоны выклинивания мощность отложений палеогена и заглубление кровли акустического фундамента, сложенного породами мела с выходом за пределы сейсмозаписи [1-3,6,7]. Впервые газопроявления и АТЗ на профилях МОГТ ДМНГ обнаружены в 1987 г. на погребенном Сюркумском выступе [7]. В тектоническом плане он представляет собой широкий (40х40 км) структурный нос площадью 1600 км². Согласно [1,6] в миоцене - верхах палеогена здесь формировалась прибрежная банка (рис. 2).

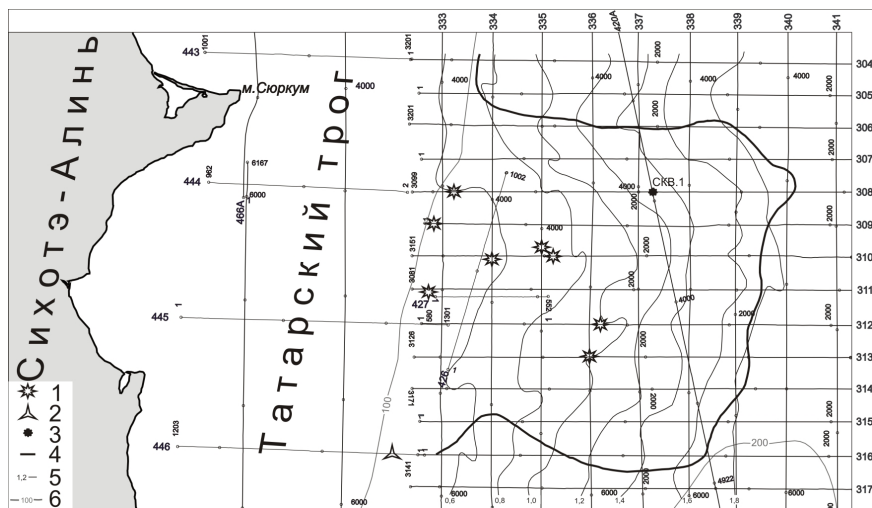


Рис. 2. Карта погребенного Сюркумского выступа с профилями МОГТ [3,7]:
1 – аномалии типа «залежь» (АТЗ), 2 – структура прорыва флюидов, 3 – скв. 1,
4 – контур выступа, 5 – изохроны кровли выступа в секундах двойного пробега,
6 – изобаты в метрах.

Газовые окна, столбы, конусы (факелы) или т.н. газопроявления известны в сейсморазведке МОВ более 50 лет и на профилях МОГТ и НСП выделяются по перерыву или заметному ослаблению сейсмозаписи, связанному с избыточной (~5-30%) газонасыщенностью осадочного разреза [8]. На западном борту Северо-Татарского трога они распространены широко, особенно в полосе на рис. 1. Они обнаружены в отложениях палеогена, неогена и квартера, местами достигая дна [1-3,6,7]. Основным источником газа видимо являются отложения палеогена значительной (>4-5 км), хотя и не установленной, мощности [2].

Аномалии типа «залежь» (АТЗ) вызваны заметным снижением скорости распространения продольных волн в продуктивных, особенно газовых, пластах (до 30% [3,8]). Для центра залежи, например, Чайвинской (шельф СВ Сахалина) характерен ложный симметричный провал отражающих границ, включая низы покрывки, а на ее периферии – их ложное выполаживание (трапеция или минигайот). Поперечники АТЗ и залежей в Северо-Сахалинском нефтегазоносном бассейне по В.Э. Кононову соотносятся как 1:3 [8]. Известны и другие признаки залежей углеводородов на профилях МОГТ [3]. На западном борту Северо-Татарского трога картированы около двух десятков АТЗ обеих типов (рис. 1). Их диаметр достигает 0,8-2,5 км. Вместе с газопроявлениями и структурами прорыва флюидов они образуют меридиональную полосу протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1). Она намечает депоцентр погребенного и частью инверсированного палеогенового краевого прогиба складчатого Сихотэ-Алиня [3].

Структуры прорыва флюидов на западе Татарского пролива впервые описаны в [1,6]. Это вертикальные, сложно построенные зоны перерыва отражающих границ в кайнозойском осадочном чехле, сходные по строению и вероятно генезису с грязевулканами, в том числе сахалинскими [3]. Их образование обычно связывают с крупными надвигами или взбросо-надвигами и их зонами аномально высокого пластового давления, газоводонасыщения и разуплотнения глинистого разреза (сопочная брекчия) в лежащем крыле [8]. Следовательно, структуры прорыва флюидов позволяют наметить положение фронтального, вероятно преднеогенового, надвига Сихотэ-Алиня на внутреннем материковом шельфе. Разлом четко выделяется в аномальном гравитационном поле [4], имеет западное падение и является региональным экраном по-крайней мере для углеводородов и сопочной брекчии в палеогеновой части разреза [3].

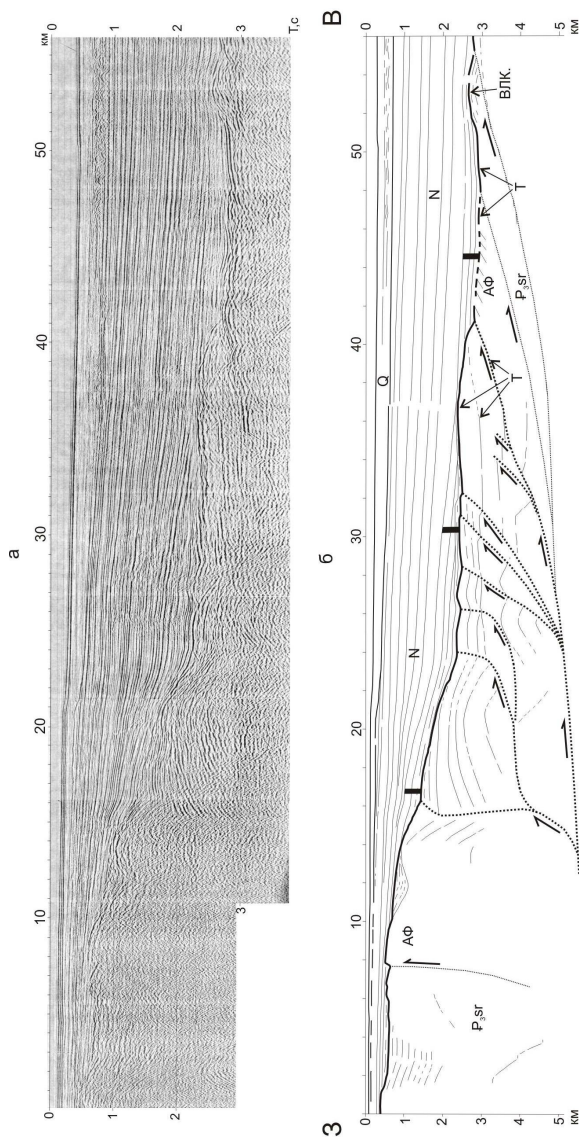


Рис. 3. Временной (а) и глубинный (б) разрезы МОГТ 452, объект 14/86 [2]. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, горизонтальный масштаб – в км из расчета 40 гидроточек ОГТ = 1 км профиля. АФ – акустический фундамент, Т – траппы, влк. – вулкан, Q – четвертичные осадки, N - неогеновый чехол, P_{3sr} – сергеевский комплекс. Крупные точки - разломы аллохтона, мелкие точки – мористее него, а стрелки указывают направление смещения по ним. Черные колонки выделяют подошвенную пачку неогена, залегающую почти горизонтально во время накопления.

нального выклинивания), близкая по размерам Северо-Сахалинскому кайнозойскому нефтегазонасыщенному бассейну (рис. 1). Крупнейшей структурной ловушкой углеводородов является погребенный Сюркумский выступ мористее одноименного мыса (рис. 2). Газонасыщенность отложений палеогена на западном борту трого определяет их акустическую прозрачность (кроме верхней контрастной пачки [3,6]). Лишь на юге мористее Совгавани на не-

Итак, на западном борту Северотатарского трого по данным МОГТ открыта газо- и возможно нефтеперспективная зона в отложениях палеогена (депоцентр краевого прогиба Сихотэ-Алиня) и неогена (зона регио-

скольких профилях обнаружены его контрастность и раздвиг мощности (клин совгаванского палеогена, рис. 3). Здесь, при повторной интерпретации профиля МОГТ 452 (объект 14/86) удалось наметить складчато-надвиговое строение этого клина, связанное с преднеогеновой активной окраиной Сихотэ-Алиня, переслаивание и/или замещение осадочных отложений эффузивами олигоцена - раннего миоцена [2, 3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.
2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н. К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. №3. С. 58-69.
3. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газоносности западного борта Татарского трога (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2008. №6. С. 63-71.
4. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
5. Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Г. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн // Тихоокеанская геология. 1987. №6. С. 45-49.
6. Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Карпей Т.И. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86) / Южно-Сахалинск: «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.
7. Ломтев В.Л., Савицкий В.О., Васильева Л.К., Кругляк В.Ф. Геолого-геофизическое обоснование на бурение Сюркумской параметрической скважины №1. Южно-Сахалинск: «Дальморнефтегеофизика», 1987. 6 с.
8. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазописковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 107-119.

The first map of “gas field” type anomalies and breakout fluid structures, similar to mud volcanoes, prepare at western side of North-Tatarsky trough & oil-gas basin (Japan Sea) by reinterpretation of CDP data. Also the map of barred Syrkum high (greatest anticlinal trap of gas and oil?) and new model of western side as preNeogene active margin of fold Sikhote-Alin with thrusts and trapps are presented.

Ломтев В.Л.

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

К газоносности мезокайнозойского чехла ложа СЗ Пацифики

Lomtev V.L.

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

To the gas content of MesoCenozoic cover of the NW Pacific floor

В докладе обсуждаются признаки газоносности мезокайнозойского осадочно-траппового чехла ложа СЗ Пацифики на профилях высокочастотного (120-150 Гц) НСП МОВ 5 рейса НИС «Проф. Гагаринский»-1989 [1,2]. К ним относятся три АТЗ (аномалии типа «залежь» [3]) и газопроявления (газовые окна, столбы и «нити»), фиксируемые по перерыву или заметному ослаблению интенсивности отражающих границ на рис. 1-3).

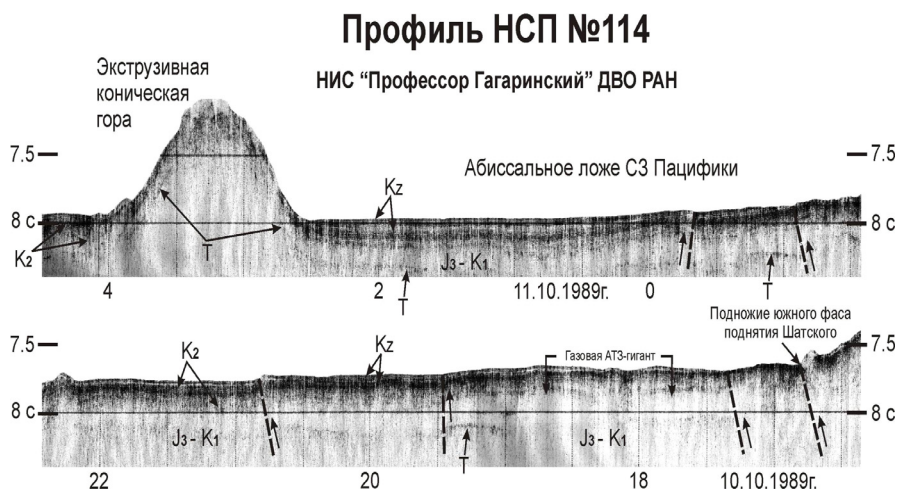


Рис. 1. Фрагмент профиля НСП №114 (рейс 5 НИС «Проф. Гагаринский»-1989). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, вертикальные линии - получасовые марки времени здесь и на рис. 2,3. Подписаны двухчасовые марки времени. Пунктиром выделены сместители разломов, стрелки – предполагаемые смещения по ним. Координаты для пикета (ПК) 18.00 - 30° 13,79 с.ш., 158° 55,22 в.д. ПК 03.00 – 28° 51,84 с.ш., 158° 48,59 в.д. ГКК – 179 – 187°. Стратиграфия по [4,5], положение см. [6].

АТЗ. Две первые мелкие АТЗ шириной до 1,5 км в слое 2 обнаружены на профиле МОГТ 1 в котловине Тускарора, разделяющей краевой вал Зенкевича (Хоккайдо) и поднятие Шатского [2]. Гагаринская АТЗ-гигант шириной 14 км (рис. 1) открыта у подножья южного субширотного фаса поднятия Шатского в депоцентре платформенного позднемезозойского карбонатного бассейна позднего Тетиса [5]. Согласно [2,3] опознается по ложному симметричному провалу и разрыву отражающих границ в опаковом слое. По расчетам В.Н. Агеева в ее контуре на 29% снижается скорость распространения продольных волн, что вызвано крупной залежью газа в малоамплитудной структурной ловушке, сложенной карбонатами поздней юры - раннего мела (коллектор). Если поперечники АТЗ и залежи соотносятся как 1:3 аналогично Северо-Сахалинскому нефтегазоносному бассейну (по В.Э. Кононову [2]), то ширина Гагаринской залежи может составить 42 км. Ее приуроченность к субширотному и вероятно разломному ограничению южного блока поднятия Шатского с утолщенной (33 км) корой [7] позволяет предполагать жильный тип газового гиганта и его значительную (400-500 км) протяженность. Региональной покрывкой залежи являются опаковый, кремнисто-глинистый слой и пестрые кайнозойские алевропелиты мощностью 250 и 50 м соответственно. Литологию коллектора с надбазальтовой мощностью 400 м можно определить, проследив разрез на 200 км до молодой экструзивной конической горы высотой около 1 км, склоны которой он слагает. Судя по рис. 1 последние не нарушены оползнями или сбросами, что позволяет предполагать здесь известняки, частью вероятно закарстованные, а не карбонатные илы, вскрытые неподалеку в скв. 576, 577 и др. [4,6].

Газопроявления. Обусловлены миграцией газа с некоторым (~5-30%) газонасыщением траппов и чехла [2]. В проходе на рис. 1 газовые окна на расстоянии 200 км выделяются в тонких (до 100 м) кровельных мезозойских траппах, обычно контрастных на профилях НСП [2-7].

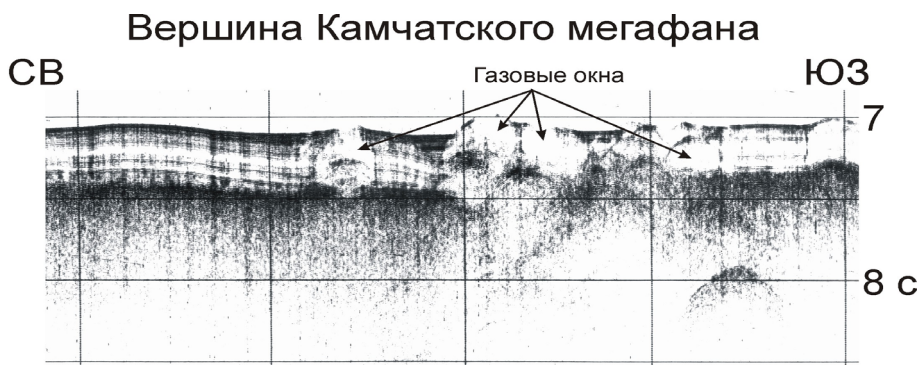


Рис. 2. Фрагмент профиля НСП с типичными газовыми окнами и нитями (слева) в северной части Камчатского мегафана. Его положение см. [6].

Камчатский мегафан

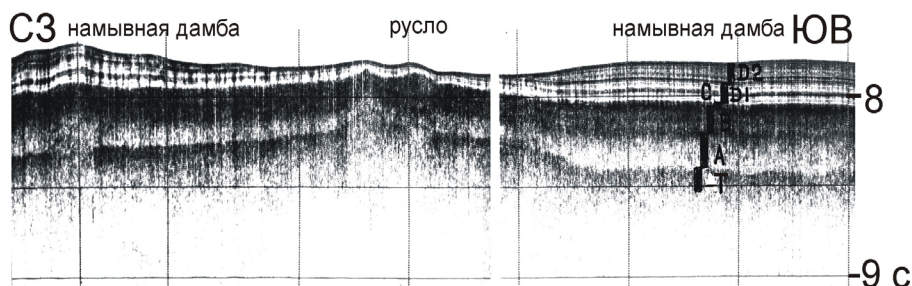


Рис. 3. Фрагмент профиля НСП через главное русло Камчатского контурного мегафана на востоке котловины Тускарора. Стратиграфия по [1,4,5]: **Т** – кровельные траппы поздней юры – раннего мела, **А** – прозрачная карбонатная толща позднего Тетиса (поздняя юра – ранний мел), **В** – опаловый горизонт пестрых кремней и глин конца раннего – позднего мела, **С** – лессы позднего мела – палеогена, **D1,2** – контрастные турбидиты и контуристы среднего миоцена – плейстоцена. Положение профиля см. [6].

В котловине Тускарора газовые окна распространены широко, но, в основном, в контрастных турбидитах и контуристах (толща **D1,2**) севера Камчатского мегафана близ скв. 583 и разлома Хоккайдо (рис. 2). Южнее, а также на пологом западном склоне поднятия Шатского на профилях НСП преобладают узкие (десятки-сотни метров) вертикальные газовые столбы и «нити» (рис. 3). С учетом географии газопроявлений источником углеводородов является осадочные толщи раннего Тетиса (палеозой – рифей?) в слое 4 мощностью более 3 км (нефтегазоматеринский комплекс, см. рис. 4). Данный вывод связан с отсутствием АТЗ и газопроявлений в верхней части автохтона мощностью несколько километров на временном разрезе МОГТ 1 в [6]. Термогенерация углеводородов в слое 4 вероятно вызвана теплом трения срыва. Одновременно ее сопровождает «холодная» гранитизация фаций раннего Тетиса и образование ядер протыкания многочисленных «экструзивных» куполов (протрузии), слагающих конические горы, холмы и редкие гайоты [1].

СЗ

ЮВ



Рис. 4. Глубинный разрез МОГТ 1 на СЗ плите Пацифики близ профиля ГСЗ 1-0 и разлома Тускарора в интерпретации автора [1]. М – деколлемент в основании плиты (аллохтон или слои 1-4), слой 5 – автохтон. Наклонные отражения в слое 4 – чешуйчатые надвиги и смещения по ним (стрелки).

С учетом данных донных сейсмографов на вале Зенкевича [8] приходим к выводу, что дивергентный срыв океанической коры и внедрение протрузий в неоген-четвертичное время сопровождались мелкофокусной (коровой) сейсмичностью [1].

Итак, открытие АТЗ, включая Гагаринский газовый гигант, и многочисленных газопроявлений на профилях МОГТ и высокочастотного НСП МОВ на ложе СЗ Пацифики ставят новые проблемы перед морской геологией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. №4. С. 93-105.
2. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисловых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107-119.
3. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Недра, 1988. 168 с.
4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Струк-

тура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21-41.

5. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Там же, с. 5-20.

6. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

7. Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky rise from seismic refraction measurements // Journal of Geophysical Researches. 1980. V. 35. P. 171-182.

8. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

Gas presence signs into MesoCenozoic sedimentary-trapp cover of NW Pacific floor (Tuskarora basin, gap to Mapmaker basin and western slope of Shatsky rise) found from single- and multichannel, seismic data. Among them there are speed “field” anomalies, gas windows, columns and “threads”. Source of gas & oil are possibly Earley Tethys facies in the Layer 4 of allochthonous oceanic crust.

Меленевский В.Н.¹, Бобров В.А.², Леонова Г.А.²

(¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, vmelenevsky@yandex.ru; ²Институт геологии и минералогии В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, bobr@igm.nsc.ru, leonova@igm.nsc.ru)

Применение пиролитических методов для исследования органического вещества современных осадков

Melenevskii V.N.¹, Bobrov V.A.², Leonova G.A.²

(¹A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk; ²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk)

Application of pyrolytic methods for the investigation of organic matter of recent sediments

В последние годы для исследования эволюции и трансформации органического вещества (ОВ) современных осадков (почвы, торф, озерные и морские илы) получают распространение пиролитические методы. В основном, они используются в двух вариантах – в первом, называемом Рок-Эвал, исследуется кинетика суммарного выделения углеводородов при программируемом нагреве образца в инертной атмосфере, во втором – флеш пиролизе (ФП) анализируется молекулярный состав продуктов быстрого разложения ОВ при высокой температуре ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$).

В диагенезе происходит преобразование биополимеров ОВ (белков, жиров, углеводов, лигнина и др., синтезируемых животными и растениями) в геополимер – комплекс, называемый керогеном, который составляет основную часть органического материала древних осадков. С момента отложения в осадок ОВ растительного и животного происхождения в нем протекает большое количество биохимических и химических реакций. Бактериальная переработка ОВ в диагенезе – ключевой вопрос его преобразования в процессе перехода в фоссилизированное состояние. ОВ современных осадков (почвы, торф, илы) является гетерогенным образованием, поскольку оно представлено смесью из липидов, остатков отмерших организмов, растительности и химических продуктов их разложения.

Традиционные методы анализа современных осадков, включающие в себя предварительную пробоподготовку (декарбонатизация, экстракция, очистка и т.д.), ввиду специфичности объекта весьма трудоемки и длительны. Метод пиролиза в варианте Рок-Эвал (RE pyrolysis) исходно предназначен для диагностики нефтематеринских пород. Однако простота и надежность этого метода предопределило его использование для анализа незрелого ОВ осадков [1, 2]. Это основано на том, что пиролиз ОВ в режиме непрерывного возрастания температуры образца может быть представлен в виде сложного процесса, состоящего из ряда последовательных стадий, включающих десорбцию высокомолекулярных компонентов ОВ и последующего разложения его составляющих. Отдельные компоненты ОВ могут различаться

химической природой и термостабильностью, что приведет к различию в температурных интервалах их выделения. В результате пирограмма (экспериментальная зависимость скорости выделения УВ от температуры) анализируемого образца может быть аппроксимирована суммой из «простых» пирограмм отдельных компонентов ОВ. В качестве иллюстрации на рис. 1а приведены пирограммы биомассы некоторых источников осадочного ОВ (планктон, водоросли, лигнин и др. и одного из продуктов их диагенетической переработки – гуминовых кислот).

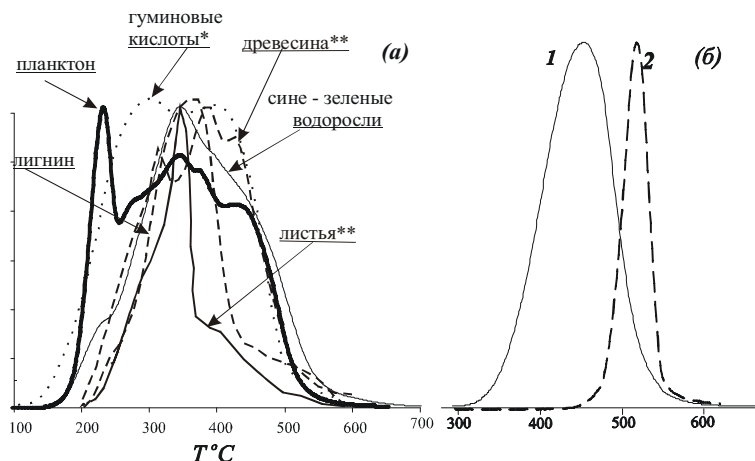


Рис. 1. Пирограммы: а – планктон (Белое море), сине-зеленые водоросли (Новосибирское водохранилище), * – взято из работы [3], ** – из работы [4]; б: 1 – незрелый кероген (стадия катагенетической преобразованности ПК), 2 – алифатическая макромолекула полиэтилена (в качестве образца использован эталон “Polyethylene” к пиролизатору Pyroprobe 5000, CDS Analytical Inc.).

Ввиду относительного простого состава исходных биогеоценозов в качестве объекта для исследования трансформации ОВ на начальных этапах диагенеза были выбраны сапропели озера Белое, расположенного на юге Западной Сибири (Колыванский район Новосибирской области, $55^{\circ} 23' \text{ с.ш.}$; $82^{\circ} 41' \text{ в.д.}$). Наибольшее количество ОВ ($44 \div 66\%$) в изученном разрезе найдено в интервале $60 \div 128 \text{ см}$ [5]. Результаты исследования пиролитическим методом макрофитов и органогенных осадков (сапропели) озера Белое приведены на рис.2 и в таблице 1.

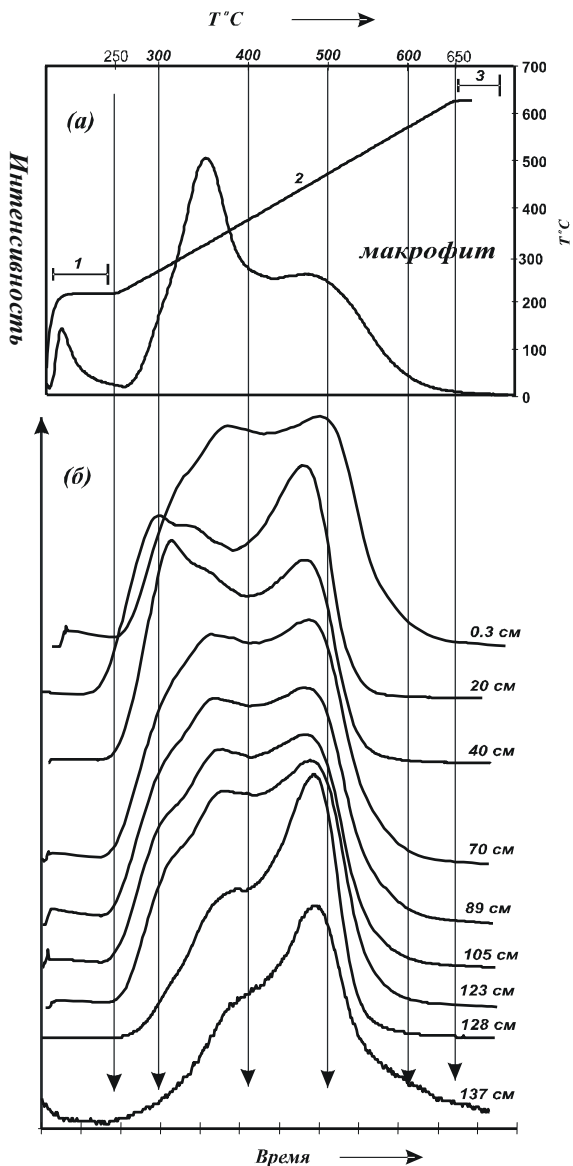


Рис. 2. Пирограммы: а – макрофитов, б – образцов донных осадков;
 Условные обозначения: 1 — начальная и 3 — конечная изотермы прогрева образца, соответствующие температурам 250 и 650°С, 2 — участок нагрева образца со скоростью 25°С /мин, цифры на пирограммах соответствуют глубинам проанализированных образцов.

Таблица 1. Пиролитическая характеристика изученных образцов

№ пробы	Глубина, см	Σ	T _{пик} , °C	A	HI'	СП1	СП2
1	0,3	42,6	484	76	178	0,44	0,47
2	1	38,1	487	76	159	0,46	0,45
3	12,7	28,9	488	84	180	0,4	0,46
4	20	39,6	489	86	283	0,41	0,47
5	30,5	39,4	488	82	219	0,52	0,51
6	40	29,5	329	75	118	0,47	0,54
7	60,5	95,6	479	37	152	0,42	0,46
8	70	98,6	480	34	149	0,43	0,46
9	78,5	109,0	379	36	170	0,51	0,49
10	89	102,0	475	40	170	0,45	0,47
11	105	102,0	472	45	185	0,42	0,47
12	115	92,0	470	47	174	0,49	0,48
13	123	71,0	476	53	151	0,44	0,46
14	128	26,0	484	56	59	0,38	0,33
15	137	0,7	480	86	5	0,35	0,36

Примечание: Σ – суммарное количество пиролитических УВ, мг УВ/г донного осадка; A – зольность, %; HI' – эффективный водородный индекс (мг УВ/г ОВ) рассчитывался по формуле: $\Sigma \times 100 / (100 - A)$; СП – степень превращения ОВ в диагенезе; остальные пояснения – в тексте.

Из данных пиролиза однозначно следует, что уже в самих макрофитах имеются «зачатки» макромолекулярной структуры керогена – высокотемпературная ($T > 400^\circ \text{C}$) часть пирограммы (рис. 2а) соответствует УВ, находящимся в биополимере в химически связанном состоянии с высокой энергией связи. При переходе от макрофитов к донным осадкам наблюдается резкое изменение вида пирограмм – пик макрофитов с температурой $T_{\text{пик}} = 340^\circ \text{C}$ (рис. 2) практически исчезает (как самостоятельный пик) на пирограммах осадков. Это первый «скачок» в свойствах ОВ при его переходе в фоссилизированное состояние находится на границе раздела вода–осадок. Он может быть обусловлен либо быстрой диагенетической переработкой макрофитов, либо присутствием других источников органического углерода, пирограммы которых отличны от таковых макрофитов. Для оценки степени превращения (СП) ОВ в диагенезе проведен расчет величины СП по формуле $\text{СП} = \Sigma 400 / \Sigma$ (отношение количества УВ, выделившихся до 400°C , к общему количеству выделившихся УВ). Для макрофитов величина СП равна 0,69. Найдено резкое изменение СП при переходе от макрофитов к донному осадку. Второе резкое изменение степени диагенетической преобразованности отмечено с глубины, начиная от 128 см. Это отвечает вто-

рому «скачку» в процессе диагенеза ОВ. По времени оно приблизительно отвечает 5000 л.н.

Основным методом изучения молекулярного состава протокерогена является ФП при температурах выше 600°C с последующим хромато-масс-спектральным анализом образовавшихся продуктов (Пир-ХМС). Метод Пир-ХМС при температуре нагрева пробы 300–350°C также может быть использован для изучения липидов осадка (без предварительного их выделения), поскольку при этой температуре происходит термодесорбция липидов. Подробно результаты молекулярного состава продуктов ФП макрофитов и осадков приведены в работе [5]. На основании сравнительного анализа молекулярного состава продуктов ФП макрофитов и осадков озера Белое сделан вывод о том, что основным источником ОВ осадков является биомасса макрофитов и бактерий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Disnar J.R., Guillet B., Keravis D., Di-Giovanni C., Sebag D. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations // *Organic Geochemistry*. 2003. V. 34. P. 327–343.
2. Sebag D., Disnar J.R., Guillet B., Di Giovanni C., Verrecchia E.P, Durand A. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk haracterization and quantification of degradation // *European Journal of Soil Science*. 2006. V. 57. P. 344–355.
3. Чухарева Н.В., Шишмина Л.В., Маслов С.Г., Стригуцкий В.П. Термическая устойчивость торфяных гуминовых кислот // *Химия растительного сырья*. 2003. № 2. С. 49–54.
4. Marchand C., Lallier-Verge's E., Disnar J.-R., Kerravis D. Organic carbon sources and transformations in mangrove sediments: A Rock-Eval pyrolysis approach // *Organic Geochemistry*. 2008. V. 39. P. 408–421.
5. Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Кобышев А.С. Результаты исследования органического вещества современных осадков озера Белое (Западная Сибирь) по данным пиролитических методов // *Геология и геофизика*. 2011. № 6. С. 751–762.

Study of the Holocene sediments of Lake Beloe (West Siberia) in the depth range 0–137 mm gave an insight into the transformation of organic matter (OM) at the early stages of diagenesis. Analysis of OM was performed by pyrolytic methods (Rock Eval and pyrolysis + chromato-mass spectrometry). It showed that the macromolecular aliphatic structure of the kerogen and the precursors of sterane and hopane geomolecules sterenes and hopenes form at the early stages of diagenesis. We suggest that macrophytes and bacteria are the main sources of OM for the lacustrine sediments.

Обжиров А.И.

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

Взаимосвязь потоков метана, газогидратов и нефтегазовых залежей в Охотском море

Obzhirov A.I.

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

Interrelation of methane flux, gas hydrate and oil-gas deposit in the Okhotsk Sea

Потоки метана и газогидраты является одним из важных процессов развития геосферы, гидросферы и атмосферы Земли. В этом кратком сообщении затронута очень важная тема о потоках метана из донных отложений в воду и из воды в атмосферу в Охотском море. Этот пример характеризует множество возможных эпизодов и различных преобразований в геологии и жизни на Земле в связи с закономерными взаимосвязями сейсмo-тектонической активизацией, потоками метана и других газов из недр к поверхности, формированием газогидратов и нефтегазовых залежей, морфоструктур морского дна, землетрясений, волн цунами и процессов глобального потепления.

Начиная с 1984 года, лаборатория газогеохимии изучает распределение природных газов в донных осадках и воде Охотского моря [1]. В результате были обнаруженные аномальные поля метана и тяжелых углеводородов в придонной воде, которые использовались как индикаторы для прогноза залежей нефти и газа. В этот период были открыты потоки пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море и изучением их заинтересовались ученые из Германии и других зарубежных стран [1, 2, 3]. С 1998 по 2011 годы эти исследования продолжались по трем международным проектам – Российско-Германским (ГЕОМАР, 1998-2004), Российско-Японско-Корейским (ХАОС, 2003-2006) и Российско-Японско-Корейским (САХА-ЛИН, 2007-2012).

Исследования по этим проектам были направлены в основном на изучение потоков метана из донных осадков в воду и из воды в атмосферу и определение условий формирования и разрушения газогидратов, которые были обнаружены в западной части впадины Дерюгина Охотского моря в 1991 году.

Первый поток метана из донных отложений в воду был обнаружен нами в 1988 году в западной части Охотского моря на глубине моря 700 м. За период исследований с 1988 по 2011 г. обнаружено более 500 выходов пузырей метана из донных отложений в воду (рис. 1). При выходе в водную толщу поток метана представляет собой большое количество пузырей, поднимающихся от дна субвертикально к поверхности. Экспедиция 1991 года в

этом районе обнаружила уже около 10 таких потоков пузырей метана, а в донных осадках на площади выхода пузырей метана, зафиксированном в 1988 году, были открыты газогидраты (рис. 2).

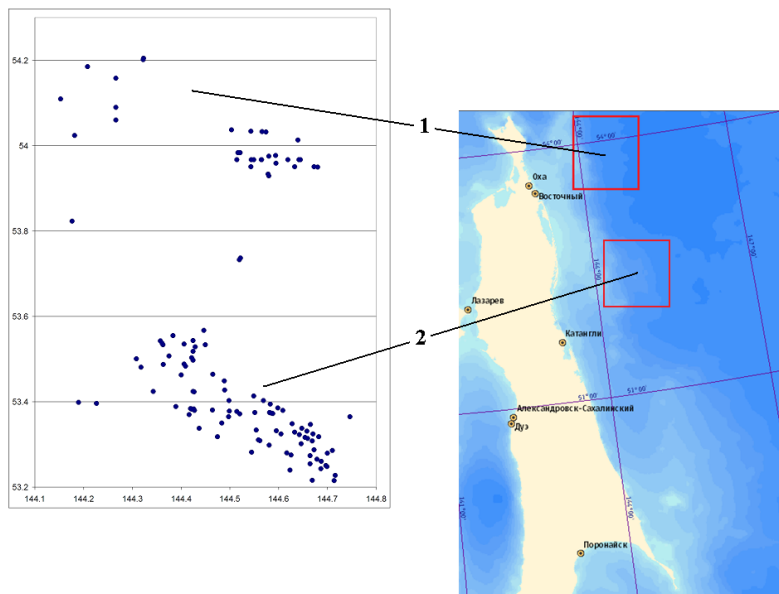


Рис. 1. Распределение обнаруженных выходов метана (показаны точками) на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря: 1 – Северная площадь; 2 – Южная площадь

С обнаружением потоков метана и газогидратов на восточном Сахалинском шельфе и склоне Охотского моря и их изучением связана долговременная история экспедиционных исследований. Пузыри метана при определенных частотах звуковых волн создают звукорассеивающий эффект, благодаря чему на эхограмме появляется затемненный (или цветной) конусообразный образ размером, соответствующий диаметру выхода пузырей метана и высотой 300-500 м от поверхности дна, который сужается к поверхности (рис. 3).



Рис. 2. Газогидраты (белые слои) в керне донных осадков в нижней части колонки LV50-29. Южная площадь, Охотское море

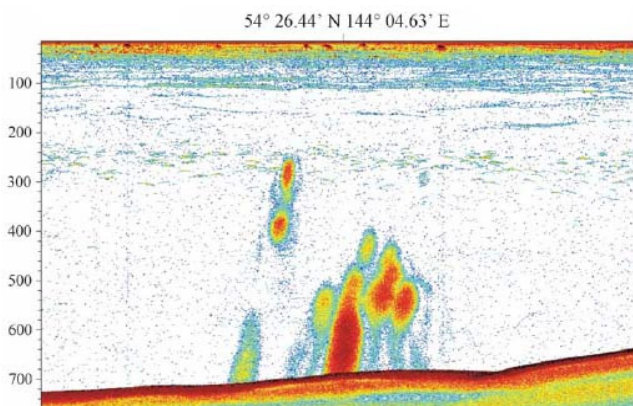


Рис. 3. Гидроакустическая эхограмма потока пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря (структура «Обжиров», записана А.С. Саломатиным).

Обычно в районе выходов пузырей в придонном слое и промежуточных слоях воды формируются аномальные поля метана. Концентрации метана в воде достигают 1000-10000 нл/л, что превышает фоновые содержания метана в воде в 100-1000 раз. Часть пузырей метана выходит на поверхность по направлению течения с постепенным субвертикальным подъемом, раство-

рением и рассеиванием. Метан оказывает воздействие на окружающую среду в воде и некоторое его количество поступает в атмосферу, что увеличивает его концентрацию в атмосфере, влияя на глобальный процесс потепления климата.

Важной особенностью является то, что потоки метана обнаруживаются в районе зон разломов на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря в области распространения нефтегазосодержащих осадочных отложений, из которых добывается нефть и газ на месторождениях шельфа Сахалина. В период сейсмо-тектонической активизации по разломам из нефтегазосодержащих слоев метан мигрирует в верхние слои донных осадков, где образуются газогидраты в условиях их стабильности (низкой температуры и высокого давления). В то же время газогидраты являются хорошей крышкой, консервируют углеводородные газы и тем самым способствуют формированию нефтегазовых залежей. В определенное геологическое время в период накопления осадков в море газогидраты опускаются глубже, где температура повышается, и они снова переходят в газ. Часть этого газа затем по разломам переходит в верхние слои донных осадков и образует газогидраты.

В районе образования газогидратов поверхность донных осадков нарушается. Во-первых, газогидраты внедряются в слои осадков, увеличивая их мощность, создавая бугорки на поверхности осадка. Во-вторых, стабильность газогидратов нарушается при небольших изменениях давления и температуры. При уменьшении давления и повышении температуры газогидраты начинают разрушаться, и 1 м^3 газогидрата превращается в 165 м^3 метана. При этом происходит нарушение поверхности дна, образуются на поверхности бугры и ямки глубиной 10-20 м, случаются оползни. В районе выхода потока метана концентрация метана в донных осадках достигает 50-100 мл/кг осадка, что превышает фоновое его количество в 100000 раз.

Следует отметить, что в районе потока метана в донных осадках происходит его окисление бактериями до углекислого газа с увеличением в нем легкого изотопа C^{12} . Этот углекислый газ участвует в формировании в донных осадках карбонатных конкреций, прослоев, фрагментов и является источником для образования микробного метана метанобразующими бактериями. Поэтому углерод метана газогидратов в своем составе имеет большое количество легкого углерода C^{12} и изотопный состав углерода метана газогидратов равен минус $55\text{-}65\text{‰}$. Такой изотопный состав характеризует преимущественно микробный источник метана, что и декларируют большинство ученых. Источником же метана в Охотском море является термогенный метан нефтегазовых залежей, который мигрирует к поверхности через зоны разломов. Подтверждением этому является то, что в Охотском море многие потоки метана приурочены к зонам разломов, по которым мигрирует газ (метан), что хорошо проявляется на сейсмических профилях, где газ разрывает слои и создает вертикальные стволы в осадках с отсутствием

отражающих горизонтов. Кроме того, они имеют очаговое распространение, что противоречит закономерному площадному микробному процессу на поверхности донных осадков Охотского моря. Именно в этих очагах наблюдаются оазисы развития бентоса и другой биоты, питанием которой являются энергетический процесс и продукты микробного окисления метана.

Таким образом, потоки метана в Охотском море появились в зонах разломов в период сейсмо-тектонической активизации, которая началась в Охотоморском регионе с 1988 года и продолжается в настоящее время с некоторыми эпизодами ее стабилизации и активизации. Потоки метана и газогидраты взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами. В период активизации сейсмической активности метан и другие газы прорываются по зонам разломов к поверхности и в зоне стабильности газогидратов формируется толща гидрат содержащих осадков. Они являются хорошей непроницаемой покрывкой и консервантом углеводородов. Этот процесс способствует формированию залежей углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
2. Обжиров А.И. История открытия газогидратов в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2006. № 2. С. 72-82.
3. Shoji H., K.Yin Y., Obzhirov A. I., Salomatin A., Baranov B., Gladyshev V., Hachikubo A., Minami H., Yamashita S. and Takahashi N., Methane hydrates and plumes in the sea of Okhotsk // Journal of Geography. 2009. V. 118. № 1. P. 175-193.

Process is forming methane fluxes and gas hydrate and oil-gas deposits is interrelation. 15 areas with gas hydrate and more 500 methane fluxes from sediment to water and sometimes from water to atmosphere have found in the Okhotsk Sea. Our opinion that methane in the Okhotsk Sea is going from deep oil-gas bearing layers via zones fault in the period seismo-tectonic activity. Gas hydrate preserve hydrocarbon and is conductive to form oil-gas deposit.

Повещенко Ю.А.¹, Казакевич Г.И.²

(¹Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Москва, hecon@mail.ru;

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gkazakevich@yandex.ru)

Исследование газогидратных залежей методами математической физики

Poveschenko Yu.A.¹, Kazakevich G.I.²

(¹Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Research of gas hydrates pools by methods of mathematical physics

В основе математического описания процессов диссоциации газовых гидратов в пористой среде лежат уравнения механики сплошных сред, выражающие законы сохранения массы, импульса и энергии. В работе, в продолжение исследований [1], изучена система массово-энергетических балансов, описывающая флюидодинамику совместного поведения гидратов, свободных воды и газа и их энергетическое взаимодействие с неподвижным скелетом. Исходная краевая задача расщеплена на основное диссипативное уравнение теории гидратов, определяющее «термодинамическую» эволюцию параметров системы, и сатурационную часть, описывающую «гиперболическое» поведение насыщенностей среды гидратом и флюидами. Это позволило выявить некоторые комбинации физических параметров, определяющие физико-механическое поведение системы. Такими параметрами оказались скачки удельных объемов и внутренней энергии в процессе фазовых превращений. Они определяют эволюцию системы как в диссипативно-термодинамическом блоке, так и в формировании ее характеристического поведения в сатурационно-гиперболической части.

В результате оказалось возможным привести систему к виду, позволяющему адекватно отразить основные физические свойства процесса при его численном моделировании [2]. Это является значительным продвижением в решении поставленной в [1] задачи о применении разработанных методов решения задач математической физики к исследованию процессов в газогидратных залежах. Выделение определяющих физических параметров и приведение системы к виду, позволяющему на каждом шаге вычислений разделять процессы, связанные с изменением давления и изменениями водо- и гидратонасыщенности, дает возможность применить к ней методы моделирования на нерегулярных сетках аналогично их использованию даже в задачах двухфазной фильтрации [3].

В развитие изложенного в [1] подхода к моделированию газогидратных залежей с помощью введения искусственных источников газа был проведен ряд расчетов, показывающих (путем сравнения с другими методиками расчетов) адекватность данной модели и возможность ее использования на

практике. Для возможности адаптации модели к реальным условиям разработана и реализована методика нейросетевой адаптации к реальным параметрам залежи и ее применения [4].

Методами современных интернет-технологий в единую технологическую линию программирования гидратных явлений включены как разработчики компонент функционального наполнения, так и его потенциальные пользователи, осуществляющие тестирование реализованных компонент аналитическими методами, настройку на историю разработки месторождений, выход на прогноз. Это можно использовать и в учебном процессе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Повещенко Ю.А., Казакевич Г.И. Некоторые возможности математического моделирования флюидодинамических процессов, связанных с газогидратными залежами // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. - М.: ГЕОС 2009. С. 95–96.
2. Повещенко Ю.А., Казакевич Г.И. Математическое моделирование газогидратных процессов // Математические машины и системы. 2011. № 3. С. 105–110.
3. Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995. № 7. С. 2–6.
4. Повещенко Ю.А., Казакевич Г.И. Некоторые адаптивные нейросетевые модели подземной гидродинамики // Материалы 6-й Международной научно-практической конференции «Математическое и имитационное моделирование систем» МОДС '2011 (Украина, Чернигов).

The equations of gas hydrates dissociation in porous media are analyzed. This analysis allows to create effective computing algorithms for solving of considered equations. Developed computational environment enables to model studied processes in interactive mode.

Портнов А.Д., Семенов П.Б., Рекант П.В.

(ФГУП “ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга”, Санкт-Петербург,
z-23-z@yandex.ru)

Комплекс высокочастотных сейсмоакустических исследований и морской газо-геохимической съемки как метод обнаружения и локализации углеводородов

в осадочном чехле

Portnov A.D., Semenov P.B., Rekant P.V.

(VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

Complex seismic-acoustic and gas-geochemical investigations as method of submarine hydrocarbon exploration

В настоящее время основными методами проведения поисковых работ, направленных на обнаружение и локализацию участков аккумуляции углеводородов (УВ), являются многоканальное сейсмическое профилирование и площадная газо-геохимическая съемка. При этом низкочастотная сейсморазведка не дает возможности детально изучить верхнюю часть осадочного чехла, что является важным этапом при планировании расположения точек геологического пробобора. В связи с этим, в комплексе с газо-геохимическими исследованиями, считается целесообразным использовать высокочастотную сейсмоакустическую съемку, включающую сейсмоакустическое профилирование, эхолотирование и гидролокацию бокового обзора.

Сейсмоакустическое профилирование позволяет с хорошей детальностью изучить верхнюю часть осадочного чехла (до 500 м). Наличие газа в морских осадках резко изменяет физические свойства геологической среды и влияет на распространение сейсмических волн, следствием чего являются специфические сейсмоакустические аномалии на сейсмических записях [1,2]. Природа этих аномалий объясняется высоким поглощением сейсмической энергии в кровле газонасыщенных осадков. В результате здесь образуются интенсивные отражения и, наоборот, глубже этой кровли интенсивность отражений резко ослабевает до полного их исчезновения. Осадки становятся акустически прозрачными. Разрывные нарушения, выделенные на сейсмическом разрезе, часто являются путями миграции газонасыщенных флюидов, к поверхности морского дна.

Гидроакустические аномалии (так называемых газовые факелы) могут присутствовать на эхограммах, что с высокой степенью достоверности позволяет обнаружить очаги разгрузки газов в виде потока пузырей, высвобождающихся в водную толщу.

Гидролокация бокового обзора позволяет выявить на поверхности морского дна специфические морфоструктуры – покмарки (неглубокие воронки) и домы (невысокие своды), которые также могут быть связаны с просачиванием газа к поверхности.

Таким образом, геофизические методы позволяют обнаружить места разгрузки и аккумуляции газа в верхней части осадочного чехла, определить возможные каналы миграции газа. При этом рационально использовать высокочастотную сейсмоакустическую съемку на опережающем этапе, при планировании расположения станций геологического опробования. В зависимости от наличия или отсутствия сейсмоакустических аномалий, имеет смысл сгущать, или разряжать регулярную сеть опробования.

Важнейшими факторами как при поисковых, так и при инженерно-геологических работах являются состав и происхождение газа (термогенный или микробиологический). Результаты морских газо-геохимических работ дают возможность оценить компонентный состав УВ и с определенной вероятностью выяснить природу газа [3]. Наличие в пробе существенных количеств тяжелых газообразных УВ (C₂-C₅) свидетельствует о преимущественно термогенном происхождении газа, мигрирующего из глубинных углеводородных скоплений. Тогда как высокое содержание метана при низких (следовых) концентрациях тяжелых газообразных УВ характерно для газа микробиологического генезиса.

Наибольший интерес представляет комплексная интерпретация результатов газо-геохимических анализов и данных сейсмоакустического профилирования, построение совместных моделей распространения газо-геохимических, сейсмоакустических и гидроакустических аномалий. Результаты таких исследований можно использовать на начальной стадии поисково-разведочных работ, направленных на поиски углеводородов, газовых гидратов, а также при инженерно-геологических изысканиях. Аналогичный комплексный анализ был выполнен по результатам работ на шельфе Карского моря, где в 2005 и 2006 гг. в рамках государственной программы геологического картирования шельфа ОАО «МАГЭ» были проведены экспедиционные работы, и на континентальном склоне Южно-Китайского моря, где в 2009-2010 годах ФГУП «ВНИИОкеангеологии им. И.С.Грамберга» проводил морскую газо-геохимическую съемку. Исследования включали в себя комплекс инженерно-геологических методов, в частности непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), эхолотирование и газо-геохимическое опробование.

По результатам экспедиционных работ на шельфе Карского моря была построена карта распределения аномальных концентраций метана в донных осадках. Установленные фоновые значения содержания метана в пробах донных осадков Карского моря составляют 1000 нл/кг. Модальные значения содержания этого газа в пределах газовых аномалий превышают фоновые более чем в 100 раз. Результатом детальной интерпретации всех сейсмоакустических профилей и выделением зон акустических аномалий, стала карта их площадного распространения и карта глубины залегания кровли газонасыщенных осадков ниже поверхности морского дна. По итогам совместной интерпретации сейсмоакустических данных и результатов газо-

геохимического опробования, были получены карты аномалий с указанием их интенсивности (газовая геохимия) и глубины залегания поверхности акустических аномалий (сейсмоакустическая съемка).

Необходимо отметить, что четкой корреляции установить не удалось. Газонасыщенность осадков, отмеченная на сейсмоакустических профилях, частично подтверждается газо-геохимическими данными, однако не везде. В южной части участка, где значения содержания метана меньше, или равны фоновому, по геофизическим данным уверенно выделяются акустические аномалии. Скорее всего, это можно объяснить тем, что большая часть установленных сейсмоакустических аномалий не связана напрямую с просачиванием газовых флюидов. Тем не менее, в центральной части можно оконтурить зону повышенной концентрации метана по геохимическим данным, которая включает в себя порядка 70 процентов всех выделенных сейсмоакустических аномалий.

В ходе выполнения газогеохимической съемки, проводимой в акватории Южно-Китайского моря в 2009-2010 гг., фрагментарно велась запись эхограмм вдоль траектории движения судна.

В результате анализа эхограмм были обнаружены участки рассеивания сигнала эхолота, которые могут рассматриваться как локальные гидроакустические аномалии, связанные с выходом свободного газа в водную толщу. Однозначно на исследуемой акватории выделено порядка 30-ти участков, в пределах которых на эхограммах отмечается наличие «факелов».

Выделенные газовые «факелы» имеют различную форму и размеры, в среднем с шириной основания от 50 до 500 метров и высотой до 200 метров. В большинстве случаев эти структуры обнаружены в зонах повышенных и аномальных концентраций метана, как в донных осадках, так и в придонно-пограничном слое водной толщи.

На западе исследуемой акватории обнаружено 11 гидроакустических аномалий, образующих единую группу и располагающихся по периметру кольцевой аномалии метана, фиксируемую как в газовой компоненте донных осадков, так и в придонно-пограничном слое водной толщи.

На юго-востоке акватории выделяется скопление гидроакустических аномалий, включающее 14 «факелов». С севера и юга данное скопление ограничено зонами повышенных концентраций метана в донных осадках, и, в тоже время, целиком находится в области аномальных концентраций метана в придонно-пограничном слое водной толщи.

Единичные гидроакустические аномалии наблюдаются в разных частях исследованной территории. В отдельных случаях они, как правило, приурочены к зонам разрывных нарушений в толще осадочного чехла, которые могут являться каналами глубинной миграции газа.

Таким образом, данные высокочастотного сейсмоакустического профилирования могут значительно повысить эффективность площадной газогеохимической съемки, обеспечив рациональное расположение станций

геологического опробования. В то же время, комплексная интерпретация геофизических данных и газо-геохимических анализов позволяет более объективно оценить результаты исследований и повышает достоверность полученных результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нежданов А.А. Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных // Тюмень: ТюмГНГУ, 2000. 133 с.
2. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов Печорского и Карского морей //Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты. 2001. С. 40-51.
3. Michael A. Abrams. Significance of hydrocarbon seepage relative to petroleum generation and entrapment // Energy and Geoscience Institute, University of Utah, 2004. P. 21

Benefits of complex research for hydrocarbon exploration, including seismic-acoustic investigations and gas-geochemical analyses are represented by the results of several expeditions in Kara Sea and South-China Sea. This complex of methods provides detailed information, concerning gas saturation of upper sedimentary cover and possible migration pathways connected with hydrocarbon accumulations below.

Разницын Ю.Н.

(Геологический институт РАН, Москва, raznitsin@ginras.ru)

Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на западе Тихого океана

Raznitsin Yu.N.

(Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Ophiolites geodynamics and formation of hydrocarbons deposits in the West Pacific

Многолетние исследования тектоники Восточного Сахалина и смежных областей акватории Охотского моря, а также анализ имеющейся геолого-геофизической информации по указанным регионам, привели к выводу о существовании пространственно-генетических связей между тектоническим становлением офиолитовых аллохтонов на востоке Сахалина, образованием смежной глубоководной впадины Дерюгина и формированием нефтегазовых месторождений на шельфе острова.

Аналогичные связи выявлены также для райнов Новой Каледонии, Северного Калимантана-Палавана и смежных глубоководных впадин Новокаледонской и Сулу.

В рамках предложенной модели локализация месторождений углеводородов на шельфах указанных островов обусловлена процессами длительного, устойчивого растяжения в смежных глубоководных впадинах по типу диффузного спрединга, с выводом верхнемантийных образований в сферу седиментации.

Формировавшиеся при этом надвиги и срывы (detachment faults) способствовали проникновению морской воды в толщу мантийных ультрамафитов, обеспечивая тем самым их серпентинизацию с сопутствующей масштабной генерацией абиогенных углеводородов. Сценарий данного процесса аналогичен образованию интенсивных метановых плюмов в пределах активных гидротермальных полей Атлантики, располагающихся в областях развития ультрамафитов.

Растяжение во впадинах компенсировалось сжатием на их бортах и, как следствие, тектоническим становлением офиолитовых аллохтонов в составе аккреционных призм Восточного Сахалина, Новой Каледонии и Калимантана. При этом происходило тектоническое нагнетание и накачка углеводородов в корневые зоны этих аллохтонов, что явилось причиной их латеральной миграции от центральных частей впадин в сторону бортовых участков с образованием антиклинальных принадвиговых и поднадвиговых ловушек. Таким образом, сами впадины являются «нефтегазосборными» площадями для месторождений нефти и газа, сосредоточенных в верхних частях их бортов.

В более общем плане речь может идти о взаимосвязи процессов образования углеводородов и геодинамики тектонопар *офиолитовые аллохтоны-сопредельные глубоководные впадины окраинных морей* вообще.

The spatio-genetic links were established between ophiolites tectonic emplacement on the Eastern Sakhalin, New Caledonia, Kalimantan-Palawan islands and adjacent deep water Derugin, New Caledonia and Sulu basins evolution and formation of hydrocarbons deposits on island's shelf.

**Семенов П.Б., Серебрянный В.А., Илатовская П.В.,
Ермакова Л.А.**

(ФГУП «ВНИИОкеангеология имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург,
xauiod@yahoo.com)

**Методы извлечения газовой компоненты
из донных осадков. Преимущества и недостатки
Semenov P.B., Serebr'anny V.A. Platovskaya P.V.,
Ermakova L.A.**

(FSUE "I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

**Methods of sedimentary gas extraction. Advantages
and disadvantages**

Как известно, газы, среди прочих химических веществ, обладают наивысшей подвижностью. Стремясь занять весь объем доступного пространства, при наличии глубинного источника поступления (например, залежи углеводородов) и проводящих каналов в земной коре (трещин и разломов), газообразные вещества образуют вертикальные потоки, мигрируя по градиенту давления из недр в водную толщу. В связи с этим, при условии стабильных поставок глубинных газов, поверхностные донные осадки оказываются насыщенными ими. Данный факт лежит в основе газогеохимической съемки, направленной на поиск месторождений горючих полезных ископаемых. Наибольший интерес, в данном случае, представляют углеводородные (УВ) газы строения C1-C5, качественный и количественный состав которых, при комплексной интерпретации в совокупности с геологическими и геохимическими данными, может предоставить информацию о локализации залежи и ее свойствах [1].

При проведении газогеохимической съемки поверхностных морских донных осадков одним из наиболее важных и ответственных этапов является извлечение газовой составляющей из образцов, доставленных на борт судна в пробоотборном снаряде.

Донный осадок, доставленный на борт судна с поверхности морского дна представляет собой дисперсную систему, где дисперсной фазой являются твердые частицы, а дисперсионной средой – морская вода. Газообразные УВ, содержащиеся в донных осадках, разным образом взаимодействуют с каждым из компонентов дисперсной системы и, именно поэтому, их извлечение для последующего вещественного анализа представляет собой значительно более сложную методическую проблему, чем выделение газов из морской воды, являющейся однородной средой. Углеводороды состава C1-C5, растворенные в поровой воде (free gas) донных осадков достаточно подвижны и легко мигрируют по градиенту давления. При этом, углеводородные газы сорбированные частицами минерального матрикса (sorbed gas), очень прочно связаны и для разрушения их сорбционных связей тре-

буются значительные энергетические затраты. УВ компоненты вышеупомянутых газовых фракций не обнаруживают корреляции в распределении их содержания по образцам донных осадков, им свойственен различный состав стабильных изотопов атома углерода и, что особенно важно, концентрация сорбированных газообразных УВ обычно более чем на порядок превышает концентрацию «свободных» [2]. Bjoroy and Ferriday выделяют также фракцию окклюдированного газа (occluded gas), которая достаточно прочно связана с матриксом осадка, но извлекается в более мягких условиях чем сорбированная фракция [3]. Следует отметить, что данная классификация основана на натурных наблюдениях, полученных в ходе методических исследований и не имеет четкого научного обоснования.

На рисунке 1 приведена схема классификации методов извлечения газообразных УВ по Абрамсу с некоторыми изменениями дополнениями [1,3].

Ниже выборочно рассматривается ряд методов газовой экстракции в сравнительном аспекте

- *Хэд спэйс* (headspace) или метод парофазной газовой экстракции предполагает извлечение летучих газовых компонентов донных осадков в результате их равновесного распределения между тремя фазами- твердой, жидкой и газообразной [4]. При этом, образец донных осадков помещается в герметичный сосуд, в который также добавляется некоторый объем морской воды или непоглощающего газ солевого раствора таким образом, чтобы в верхней части сосуда сохранилось свободное пространство (воздушный зазор или собственно headspace), обычно занимающее около трети его объема. В данное пространство из осадка постепенно извлекаются газообразные УВ, состав которых исследуется газо-хроматографическим методом. Процесс миграции газов в воздушный зазор лимитируется достижением термодинамического равновесия в распределении их между фазами, т.е в данном случае не происходит полного извлечения газов. Степень извлечения каждого отдельно взятого компонента определяется его индивидуальными свойствами (для гомологов метана она, в первом приближении убывает с увеличением числа атомов углерода в молекуле).

Несомненным преимуществом данного метода является его простота и отсутствие потребности в сложном оборудовании, что очень существенно в морских условиях. К недостаткам следует отнести неполное и неравномерное извлечение УВ различного состава. Для коррекции состава газообразных углеводородов, выделенных данным методом, требуются дополнительные расчеты с учетом констант Бунзена, отражающих степень извлечения индивидуальных компонентов [5]. Кроме того, пробы газов, полученные в результате парофазной экстракции, подлежат немедленному газо-хроматографическому анализу по истечении времени, требующегося для достижения термодинамического равновесия. Хранение их крайне нежелательно в виду протекания микробиологических процессов в толще осадка внутри сосуда. В некоторых модификациях данного метода предусмотрено

введение в осадок антибиотиков, блокирующих жизнедеятельность бактерий. Широко используемый простой и доступный метод парофазного анализа может быть задействован лишь в тех случаях, когда концентрации УВ газов в осадках достаточно высоки. В противном случае чувствительность аналитической работы в целом будет неправомерно занижена.

- *Газовая экстракция в присутствии кислоты (acid extraction)*. В отличие от рассмотренного выше хэд-спэйс метода, данная процедура, известная также под названием метода Ховитца) применяется для экстракции газообразных УВ, сорбированных на твердых частицах донных осадков [6]. При этом тонкодисперсная фракция высушенного осадка нагревается в присутствии ортофосфорной кислоты в условиях легкого вакуума, а высвобождающиеся десорбированные УВ газы улавливаются и анализируются. Эта специфическая процедура никогда не используется в рутинных поисковых работах, но рассматривается здесь в качестве единственного примера метода, обеспечивающего полное извлечение сорбированной фракции газообразных УВ.

- *Вакуумный метод*. Примером реализации данного метода может служить отечественная дегазационная установка ПДП (SU 880995, 15.11.1981) В данном случае проба влажного донного осадка помещается в склянку со штуцером, к которому подсоединяется магистраль, ведущая в вакуумируемый стеклянный сосуд. Газы мигрируют по градиенту давления в зону разрежения, пропускаются через солевой затвор и эвакуируются в заборную емкость. Принято считать, что с помощью данного метода извлекаются как газообразные компоненты порового пространства донных осадков, так и газы сорбированной фракции [1]. Однако, учитывая прочность сорбционных связей молекул УВ газов и минеральных частиц, логично предположить, что данный метод позволяет извлечь из пробы фракцию окклюдированного, но не сорбированного газа [3].

Дегазационная установка ПДП была задействована нами в морских работах и проведенная газо-геохимическая съемка позволила достоверно выявить концентрационные аномалии УВ газов исследованных участках [7]. Вместе было отмечено, что объем извлекаемого, газа, а также концентрации метана и его гомологов в образцах, вероятно, несколько занижены. По нашим предварительным выводам это связано с тем, что газовая компонента выделялась не из всего объема донного осадка, помещенного в приемную емкость, а лишь из его поверхностного слоя в зоне контакта с вакуумируемым пространством. Кроме того, данная установка была довольно сложна в обращении, а стеклянные рабочие емкости крайне уязвимы в судовых условиях.

- *Метод дегазации на основе сверхзвукового эжектора*. Данный метод разработан при участии сотрудников «ВНИИОкеангеология» и реализован в дегазационной установке СУОК-ДГ (Патент (19) RU (21) 2007146504). В рабочем теле данной установки происходит распыление воды и водной суспензии.

пензии донных осадков, содержащих извлекаемые газы до субмикронного уровня с одновременным созданием высокого разряжения в области диффузора сверхзвукового эжектора. При этом происходит полная дегазация распыленной пробы при торможении сверхзвукового потока потоком в диффузоре. Методика предполагает комбинацию процедур сверхзвуковой и вакуумной газовой экстракции, а извлечение газов не зависит от диффузионных свойств исследуемой смеси. Проба донного осадка, помещенная в приемную емкость полностью размывается предварительно дегазированной водой и расчеты массовой газонасыщенности осадков можно считать вполне корректными. Использование высоконадежных центробежных насосов, создающих давление в системе, гарантирует стабильную работу СУОК-ДГ. Корпус установки выполнен из нержавеющей стали, а шаровые краны периодически выходящие из строя вследствие коррозии, легко заменяются и гораздо дешевле стеклянных кранов, использованных в вакуумной установке. Установка СУОК-ДГ была апробирована при проведении морской геохимической съемки на акваториях Баренцева, Карского, морей, моря Лаптевых и Южно-Китайского моря, в ходе которых с ее помощью было получено более 4 тыс. образцов газа, извлеченных из морских донных осадков.

В заключении, следует отметить, что каждый из перечисленных методов имеет право на существование и свою сферу применения. Каждый из них можно задействовать при проведении газо-геохимических съемок, но принятие решения об использовании той или иной методики газовой экстракции должно осуществляться с учетом многих факторов. А именно, конечной цели исследований, объема запланированных работ, особенностей региона, профессионального уровня сотрудников. При этом, результаты газо-геохимических исследований, полученные при использовании разных методов извлечения газовой компоненты требуют крайне осторожного и комплексного подхода при сравнительном анализе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Abrams M. Significance of hydrocarbon seepage relative to petroleum generation and entrapment // *Marine and Petroleum Geology*. 2005. V. 22. P. 457-477.
2. Knies J. et al. Near-surface hydrocarbon anomalies in shelf sediments of Spitsbergen: Evidences for past seepages // *Geochemistry.Geophysics.Geosystems*. 2004. V. 5. N. 6. P. 1.
3. Bjørøy M., Ferriday Preferred analysis and sample preparation for surface geochemical sediment samples in petroleum exploration // *Search and Discovery Article #40641*. Adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, New Orleans. 2010.
4. Виттенберг А.Г. Статистический парофазный газо-хроматографический анализ. Физико-Химические основы и области применения // *Журнал российского химического общества им. Д.И. Менделеева*. 2003.Т. XLVII. С. 8-22.

5. Wiesenburg D.A., Guinasso Jr. N.L. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water // Journal of Chemical and Engineering Data. 1979. V. 24 (4). P. 356–360.
6. Bjørøy M., Løberg R. Surface geochemical studies in the Norwegian Barents Sea: Comparison with drilling results, in Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons III // Spec. Publ. of the Eur. Assoc. of Petrol. Geosc. Edited by A. M. Spencer. 1993. V. 3. P. 99–109.
7. Черкашѐв Г.А. и др. Комплексные гидрогеохимические исследования на лицензионных участках ОАО «Севернефтегаз» Кольский-1, Кольский-2 и Кольский-3 в пределах Кольско-Канинской моноклинали на континентальном шельфе Баренцева моря. Отчет по контракту с ОАО «Севернефтегаз» № 15/2005 от « 12 » августа 2005 г. 2006.
8. Черкашѐв Г.А. и др. Предоставление услуг по проведению морских геохимических исследований на 129, 130, 131 и 132 блоках континентального шельфа Вьетнама, выполнению лабораторных анализов проб и интерпретации результатов. Отчет о проведении работ по контракту с СОК «Вьетгаз-пром» № VGS-15 от «12» июня 2009 года. 2010 г.

Different methods of gas extraction from bottom sediments are selectively examined, particularly head- space, vacuum, acid extraction and supersonic ejector method. All of these methods are applied but have their specific restrictions concerning the conditions of research work. Method of supersonic ejector has shown the best results for surface geochemistry survey in hydrocarbon exploration.

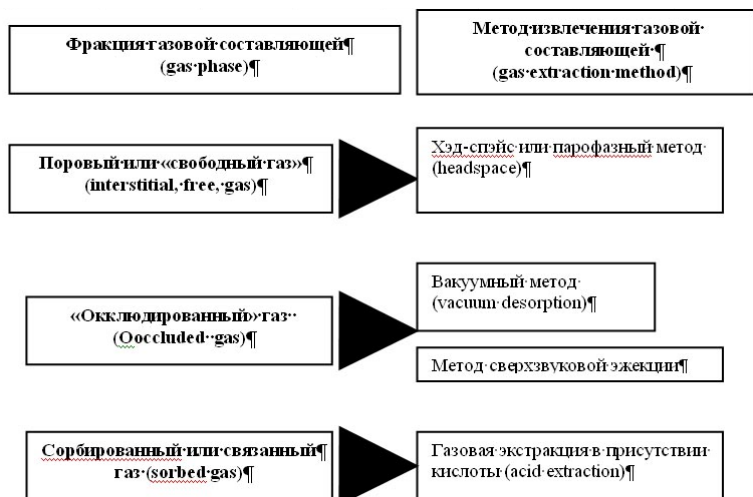


Рис. 1. Классификация методов извлечения газовой составляющей по Абрамсу [1] с изменениями и дополнениями.

Суетнова Е.И.

(Институт физики Земли РАН, Москва, Elena_suetnova@mail.ru)

Особенности эволюции аккумуляции газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков различной эффективной вязкости

Suetnova E.I.

(Institute of the physics of the Earth RAS, Moscow)

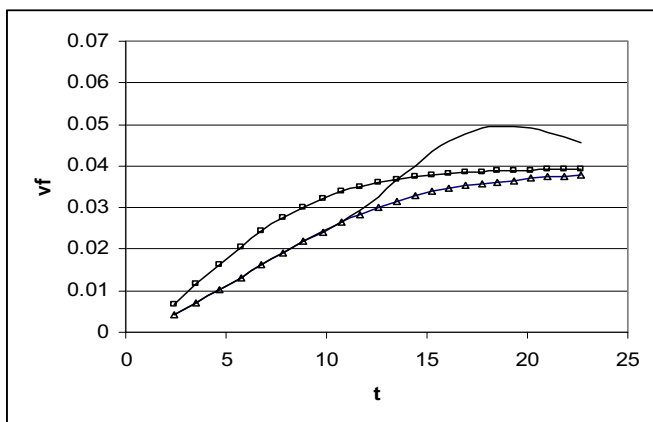
Peculiarity of the evolution of gas hydrate accumulation in ocean floor during sequential deposition of sediment material having different effective viscosity

Газовые гидраты стабильны в определенном интервале температуры и давления [1, 2], что и определяет современную глубину их возможной локализации в морском дне. Для накопления газовых гидратов в пористой среде осадков в естественных условиях необходим поток воды и газа, которые обеспечиваются диффузией и фильтрацией в осадочной среде. Аккумуляция газовых гидратов происходит в геологической истории в процессе накопления и погружения и уплотнения осадков и наиболее мощным механизмом поставки газа в зону стабильности газовых гидратов является фильтрация к поверхности поровых флюидов в процессе уплотнения осадков [3, 4, 5]. Скорость фильтрации поровых флюидов определяется режимом осадконакопления и уплотнения осадков, то есть скоростью осадконакопления и физическими, реологическими и гидродинамическими свойствами осадков, поступающих на дно водоема [6, 7]. Однако, изменения физико-химических условий среды осадкообразования например в течение трансгрессии моря приводит к последовательному накоплению слоев осадков с различными механическими и гидродинамическими свойствами когда мелководные осадки перекрываются глубоководными. Такие изменения режима осадконакопления должны приводить в процессе уплотнения осадков к изменениям режима уплотнения и скорости фильтрации к поверхности насыщающего флюида по сравнению с однородным осадконакоплением [8], и тем самым, влиять на процесс гидратонакопления. При накоплении осадков различного вещественного состава различаются не только значения их проницаемости, но и значения эффективной вязкости и пороупругости. Как было показано ранее [9], эти параметры существенно влияют на скорость уплотнения и скорость фильтрации к поверхности насыщающих осадки флюидов. В данной работе представлены результаты исследования влияния на эволюцию гидратонасыщенности осадков различия эффективной вязкости осадков, поступавших в различные периоды истории седиментации. Количественная оценка этого влияния получена в данной работе на основании математического моделирования накопления газовых гидратов в процессе роста мощности морских осадков, при накоплении которых в различные периоды

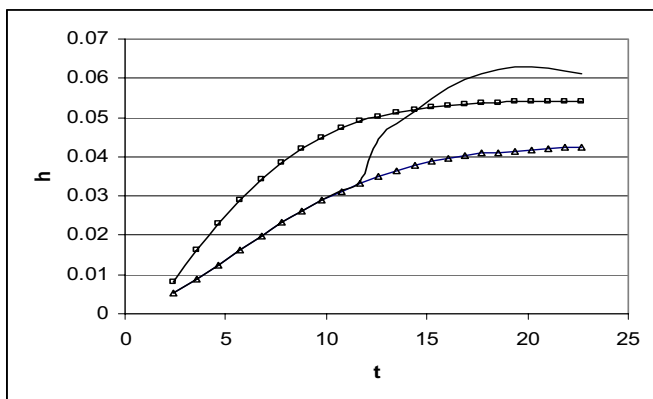
накапливались осадки с различными значениями эффективной вязкости. Математическая модель описывает комплексный процесс, включающий накопление флюидонасыщенных осадков, их прогрев и уплотнение, и обусловленную уплотнением фильтрацию насыщающего газосодержащего флюида, и осаждение газовых гидратов из флюида в порах в зоне реализации РТ условий стабильности гидратов. В рамках современных представлений принимается поро-вязко-упругая реология многокомпонентной осадочной структуры [6]. Эволюция распределения скорости насыщающего флюида, пористости и накопление газовых гидратов из растворенного в поровом флюиде газа получено как решение системы уравнений в частных производных, связывающих пористость, давление, скорости порового флюида и среды осадков и накопление гидратов, зависящее от температуры и давления, при различных условиях накопления поро-вязкоупругих осадков [10].

Для расчетов брались характерные значения параметров осадконакопления: плотность флюида $\rho_f = 1 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, плотность вещества осадков $\rho_s = 2,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, проницаемость поступающих осадков $k_0 = 10^{-13} \text{ м}^2$, вязкость флюида $\mu = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ Па с}$, вязкость поступающих осадков $\eta_0 = 5 \cdot 10^{20} \text{ Па с}$, скорость осадконакопления $V_1 = 10^{-10} \text{ м/с}$, финальная мощность осадков принималась равной 6000 м, что соответствует репрезентативным значениям свойств осадков и скорости их накопления, известным по геофизическим данным. Для таких значений параметров безразмерное время t накопления 6000 м осадков составляет 24,6. Здесь $t = t_r/T$, где t_r – реальное размерное время, и $T = \eta_0 / \Delta \rho g m / (\eta_0 k_0 m^2 / \mu)^{1/2}$. Для анализа закономерностей влияния на аккумуляцию газовых гидратов изменений реологических характеристик осадков поступающих в различные периоды осадконакопления численно исследовался случай накопления относительно менее вязких осадков после осадков с базовым значением эффективной вязкости.

На рис. 1 приведены результаты расчетов эволюции скорости фильтрации газонасыщенного порового флюида и гидратонасыщенности пор на нижней границе зоны гидратов для случая осадконакопления, при котором относительно менее вязкие осадки накапливались в интервале безразмерного времени процесса 12,1-24,6. Для сравнения на графиках приведены результаты расчетов гидратонасыщенности и скорости фильтрации на нижней границе зоны гидратов для однородного осадконакопления для $\eta = \eta_0 = 5 \cdot 10^{20} \text{ Па с}$, (обозначение – треугольник) и $\eta = 0,5, \eta_0 = 2,5 \cdot 10^{20} \text{ Па с}$ (обозначение – квадрат). Тепловой режим и скорость осадконакопления, а также все остальные входящие параметры модели принимались одинаковыми для всех трех вариантов расчетов, представленных на графике.



А.



Б.

Рис. 1. А.: Эволюция скорости фильтрации к поверхности порового флюида в течение процесса накопления и уплотнения осадков. Б.: Эволюция гидратонасыщенности на нижней границе стабильности газовых гидратов. Обозначения: треугольник – постоянная эффективная вязкость поступающих на дно осадков $\eta = 5 \cdot 10^{20}$ Па с; сплошная – уменьшение вязкости поступающих на поверхность осадков в течение периода времени t от 12,1 до 24,6; квадрат – постоянная эффективная вязкость поступающих на дно осадков $\eta = 2,5 \cdot 10^{20}$ Па с.

Представленные на рис. 1 результаты расчетов гидратонасыщенности и скорости фильтрации на подошве гидратного слоя при изменении в определенный момент вязкости поступающих осадков (немаркированная кривая)

показывают, что скорость фильтрации и гидратонасыщенность сначала растут со временем также, как и при однородном осадконакоплении с базовым значением эффективной вязкости, а затем, при поступлении менее вязких осадков, растут существенно быстрее. Такой более быстрый рост гидратонасыщенности соответствует скорости роста гидратонасыщенности и скорости фильтрации при накоплении и уплотнении осадков с меньшим значением эффективной вязкости. При этом гидратонасыщенность оказывается больше, чем для случаев однородного осадконакопления, так как большая скорость роста гидратонасыщенности «включается» когда определенный объем гидратов в порах уже накоплен.

Из этого следует, что результирующее превышение накопленного объема газовых гидратов относительно варианта однородного осадконакопления с пониженной вязкостью зависит от времени, в котором произошло уменьшение вязкости поступающих осадков. Результаты математического моделирования аккумуляции газовых гидратов для исследованного варианта истории осадконакопления показывают, что приповерхностная гидратонасыщенность зависит не только от наблюдаемых значений свойств осадков и скорости роста их мощности в зоне стабильности газовых гидратов, но также и от реологических свойств осадков, накапливавшихся на более ранних этапах формирования осадочной структуры.

Таким образом, использование наблюдаемых приповерхностных параметров осадков и оценок скорости их накопления [11, 12] не достаточно для оценки эволюции и бюджета газовых гидратов в течение истории формирования гидратосодержащих осадочных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 10-05-01094-а и 11-05-12021-офи-м-2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sloan E.D. Clathrate Hydrates of Natural Gases. N.Y. : Marcel Dekker, 1998. 705 p.
2. Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffett B.A. // Marine Geology. 2004. V. 203. P. 177-184.
3. Hyndman R.D., Davis E.E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom simulating reflectors by vertical expulsion // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 7025–7041.
4. Davie M.K., Buffett B.A. Sources of methane for marine gas hydrate: inferences from a comparison of observations and numerical models // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 206. №1–2. P. 51–63.
5. Xu W. and Ruppel B.A. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B3. P. 5081-5095.

6. Suetnova E.I., Vasseur G. 1-D Modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 178. P. 373–383.
7. Суетнова Е.И. Влияние флюидодинамических и реологических свойств осадков на процесс вязкоупругого уплотнения при различных скоростях осадконакопления // *Физика Земли.* 2010. № 6. С. 72–79.
8. Суетнова Е.И., Уплотнение неоднородных осадков вязко-упругой реологии // *Физика Земли.* 2003. №1. С. 77-83.
9. Суетнова Е.И. Влияние реологических и гидродинамических свойств накапливающихся осадков на процессы уплотнения и гидратонакопления (по результатам математического моделирования) // *Известия высших учебных заведений, серия “Геология и разведка”.* 2009. № 1. С. 52-55.
10. Суетнова Е.И. Влияние режима осадконакопления и уплотнения осадков в субаквальных условиях на аккумуляцию газгидратов в зоне их стабильности // *Физика Земли.* 2008. № 9. С. 65–70.
11. Davie M.K., B.A. Buffett A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor // *J. Geophys. Res.* 2001. V.106. № B1. P. 497– 514.
12. Liu, X., and P. B. Flemings Dynamic multiphase flow model of hydrate formation in marine Sediments // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № B03.101. Doi:10.1029/2005JB004227.

Peculiarity of the evolution of gas hydrate accumulation in ocean floor was investigated by the numerical modeling for the case of sequential deposition of sediment material having different effective viscosity. Model calculations show that the decreasing of viscosity of sediments which precipitates on to sea floor after certain time essentially increases the rate of gas hydrate accumulation from dissolved gas. The value of such increasing depends nonlinearly on decreasing of effective viscosity and time.

Суворова Е.Б.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург,
suvorka@inbox.ru)

Нижнепермские отложения о. Колгуев

Suvorova E.B.

(FGUP I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

Lower Permian strata from Kolguev Island

В разрезах скважин о. Колгуев исследователями выделяется три фациальных типа разреза ассельско-сакмарских отложений: рифовый, предрифовый и зарифовый [1, 2, 3]; и установлен переход от зарифовых фаций к фациям открытого моря. Первичное описание пород зарифовой и предрифовой фаций свидетельствует о том, что отложения довольно близки по литологическому составу. Для того чтобы понять причину сходства были изучены описания керна, образцы пород, шлифы, палеонтологические определения и данные геофизических исследований скважин (ГИС).

Предрифовые глубоководные отложения выявлены в скв. 3-Песчаноозерская [1] и скв. 1-Бугринская [2]. Скв. 3-Песчаноозерская расположена на северо-востоке острова (рис.1), ее разрез характеризуется существенно мергелисто-глинистыми породами и имеет мощность 50 м. По составу отложения близки к сезымской свите Пай-Хоя [1].

Скв. 1-Бугринская расположена на юго-востоке о. Колгуев (рис.1). Исследователями предполагается, что породы скважины также являются аналогом сезымской свиты [2]. Мощность отложений 110 м. В нижнепермском разрезе скважины керном пройдено два интервала долблений 2320,4-2328,4 м и 2242-2252 м.



Рис. 1. Схема расположения скважин на о.Колгуев

Породы зарифовой фации установлены в скв.7-Ижимка-Таркской и представлены отложениями, формировавшимися в условиях лагуны [1, 3]:

доломитами, ангидритами (?) и мергелистыми породами, содержащими обломки мшанок и губок. В скв. 7-Ижимка-Таркская ассельско-сакмарские породы охарактеризованы керном в интервалах 3080-3089,5, 3040-3051, 3003,4-3014 и 2961,8-2963,1. В соседней скв. 1-Ижимка-Таркская по неопубликованным данным также предполагается разрез зарифовых фаций. Обе скважины расположены в центральной части о. Колгуев (рис. 1).

По данным ГИС разрез скв. 1-Бугринская хорошо коррелируется с разрезами скв. 1 и 7-Ижимка-Таркскими. Приведенные описания разрезов скв. 1-Бугринская, 1 и 7-Ижимка-Таркских свидетельствуют о сходстве их литологических характеристик – преимущественно серовато-зеленые глинистые известняки, аргиллиты с включениями сульфидов, мергели и серовато-бежевые известняки. Породы содержат крупные обломки фауны мшанок и брахиопод хорошей сохранности, чем более глинистая порода, тем большего размера раковины брахиопод она содержит. Состав пород указывает на то, что накопление происходило в спокойной обстановке ниже уровня волновой активности вод. Присутствие сульфидов говорит о застойных условиях захоронения осадка. Отложения представляют собой толщи заполнения, которые сформировались в фациях доманиковых впадин умеренно глубокого шельфа с глубинами до 300 м.

Разрез скв. 7-Ижимка-Таркская был ранее отнесен к зарифовому лагунному типу [1, 3] из-за присутствия слоя ангидритизированных доломитов в интервале 3003,4-3014. Однако, этот слой является единичным. В основном, в разрезе преобладают зеленовато и темно-серые глинистые известняки, мергели и серо-бежевые известняки. На суше Тимано-Печорской провинции по данным С.Л. Белякова [4] лагунные отложения представлены мелководными морскими доломитово-известняковыми и сульфатными породами, которые развиты, главным образом, в пределах Ижма-Печорской впадины.

Таким образом, разрезы скв. 1 и 7-Ижимка-Таркских, которые ранее отнеслись к зарифовому лагунному типу, следует считать относительно-глубоководными, что противоречит ранее принятому расположению фациальных зон [1]. По-видимому, фациальная зональность ассельско-сакмарских отложений выражается в том, что рифовые постройки облакаются относительно-глубоководными отложениями. Подобное распределение фаций по Дж.Уилсону [5] характерно для окраин шельфа, на которых в открытом море, вдали от прибрежных склонов, в виде островных рифовых систем располагаются крупные морские банки больших размеров. Полученный вывод о фациальной зональности ассельско-сакмарских отложений хорошо согласуется с палеогеографической обстановкой для раннепермского времени [4].

Фациальная зональность отложений служит одним из важных критериев прогноза нефтегазоносности, т.к. знание о закономерности расположения отложений, в частности, рифовых построек, как правило, обладающих хо-

рошими коллекторскими свойствами, необходимо для прогноза распространения коллекторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бро Е.Г., Десятков В.М., Преображенская Э.Н. и др. Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. Сборник научных трудов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 6-13.
2. Вискунова К.Г., Супруненко О.И., Преображенская Э.Н. Прогноз литолого-фациальной зональности ассель-сакмарских отложений Печорского моря в связи с их нефтегазоносностью // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Сборник научных трудов. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. Вып. 4. С. 147-156.
3. Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И. Нижнепермские рифы на острове Колгуев // Доклады РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 71-74.
4. Беляков С.Л. Нижнепермские структурные элементы Тимано-Печорского региона // Геотектоника. 1994. № 1. С. 38-48.
5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

Back-reef (lagoon) and front-reef (deep-water) sediments of asselian-sakmarian strata from Kolguev Island were investigated. It shown that back-reef sections have to consider as deep-water facies. Thus, reefs are involved by deep-water sediments; this facial zonation is typical for shelf edge, where island reef systems of major-offshore-banks are situated at the open sea condition.

Ульянова М.О.¹, Канапацкий Т.²

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, marioches@rambler.ru; ²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, Москва, timkanap_inmi@mail.ru)

Потоки метана в осадках Гданьской впадины Балтийского моря

Ulyanova M.¹, Kanapackiy T.²

(¹Atlantic Branch of Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad; ²Winogradsky Institute of Microbiology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Methane fluxes in sediments of the Gdansk Basin (Baltic Sea)

Работа была выполнена в соответствии с одной из основных целей проекта BONUS 169 «Балтийский газ» - количественная оценка и картирование распространения и потоков метана. Объект исследования – донные осадки Гданьской впадины Балтийского моря.

Диффузионный поток метана в верхних горизонтах илов был подсчитан по 14 станциям на основе градиента концентраций метана в поровых водах по первому закону Фике с учетом локальной температуры и пористости осадка. Глубина самой мелководной станции пробоотбора составила 85 м, а самой глубокой в Гданьском бассейне – 109 м. Две колонки осадков были отобраны в южной части Готландского бассейна (глубины моря 123 и 125 м). Были изучены зоны различных типов осадков, таких как обычные илы, газонасыщенные илы (ГНИ) и илы покмарка. Для расчетов были использованы значения концентраций метана от поверхности осадка до горизонта 65 см (30-40 см).

Полученные результаты не могут быть проинтерпретированы однозначно. Не выявлено четкой зависимости между типом осадка и величиной потока метана. Максимальная величина потока ($9,0 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$) наблюдалась в осадках периферии покмарка. Повышенные значения $5,2\text{-}5,5 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$ были зафиксированы как на периферии, так и в ГНИ. Минимальные показатели (менее $1 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$) были обнаружены во всех типах осадков, включая илы покмарка ($0,3 \text{ and } 0,5 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$). Фоновые значения потока газа в илах варьируются от $0,04$ до $1,3 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$. ГНИ и осадки покмарка характеризовались величинами $0,4\text{-}5,5$ и $0,3\text{-}9,0 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$, соответственно.

Такой разброс в значениях может говорить о неоднородности покмарка, где интенсивность потока метана меняется в данной депрессии. Кроме того, необходимо учитывать, что отбор проб осадка производился в разные годы и сезоны, и, следовательно, возможно, в разные периоды его активности. Не исключая факт, что были опробованы именно места локальных максимумов

концентраций метана, можно сделать вывод, что величина $3,8 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$ должна быть рассмотрена как заниженная оценка.

Приблизительное количество метана, высачивающегося с поверхности покмарка в исследуемой зоне составляет $6,4 \cdot 10^6$ ммоль в сутки; для ГНИ этот показатель составляет $600 \cdot 10^6$ ммоль; для обычных илов - $3600 \cdot 10^6$ ммоль. Общее количество метана, выделяющегося из осадков Российского сектора юго-восточной части Балтийского моря составляет $1,5 \cdot 10^9$ моль в год.

Средняя величина потока метана ($1,1 \text{ ммоль/м}^2\text{сут}^{-1}$) в осадках продолговатых покформ контурита в южной части Готландской впадины сопоставимы со значениями для Гданьской впадины. Это позволяет сделать вывод, что илы вытянутых углублений Готландской впадины не насыщены газом.

Работа проводилась при софинансировании грантов РФФИ 08-04-92422-БОНУС_а, 11-05-01093-а, 11-05-90764-моб_ст.

Corresponding to one of the main goals BALTIC GAS project (BONUS 169), which is to quantify and map the distribution and flux of methane in the Baltic Sea, this study was fulfilled in the Russian sector of the Gdansk Basin. Results let to conclude that the pockmark is not homogeneous, and the flux intensity differs within the depression. Besides, the pockmark was sampled in different periods of its activity. Not excepting that definitely local places of maximum methane concentrations were not sampled, so the value of $3.8 \text{ mmol/m}^2\text{d}^{-1}$ is better to be considered as understated estimate.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, РАН Калининград, kharin@atlas.baltnet.ru)

Влияние базитовых интрузий на углеводородный потенциал Юго-Восточной Балтики

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

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

The influence of the basic intrusives on the hydrocarbonic potential of the South-East Baltic

Проведенные в 1972–1976 гг. на акватории Центральной Балтики работы [1] позволили выявить, что самые перспективные нефтегазоносные площади находятся в юго-восточной части моря и связаны с ниже- и среднепалеозойскими отложениями. Позже (в 1982 г.) при бурении поисково–параметрических скважин С8-1, С7-1, Д1-1, пройденных совместной организацией СЭВ «Петробалтик» с целью идентификации сейсмических аномалий, ошибочно принятых за потенциально нефтегазоносные силурийские рифы, были открыты интрузивные тела диабазов [2, 3]. Данные сейсморазведки МОГТ и геомагнитных съемок позволили оконтурить площади развития базитовых интрузий, совокупные размеры которых оказались настолько большими, что они более чем наполовину перекрыли площади нефтегазоносных отложений, выделенных ранее (рис. 1).

Базитовые интрузии – это высокотемпературные магмы (1100–1150°C), которые внедряясь в продуктивные толщи, могут как разрушать нефтяные и газовые залежи, так и способствовать генерации углеводородов, изменять коллекторские свойства вмещающих отложений, производить метаморфизацию рассеянного органического вещества. Учитывая эти обстоятельства, в настоящем докладе преследуется цель провести анализ данных о закономерностях их распространения, становления и залегания, определить степень возможных воздействий на продуктивные нефтегазовые отложения и миграционную способность углеводородов Юго-Восточной Балтики.

Палеозойские нефтегазоносные отложения и все известные месторождения углеводородов Балтики находятся в пределах балтийской синеклизы (рис. 1). Эта структура начала формироваться в позднекаледонский этап тектогенеза, когда происходило замыкание палеоокеана Япетус, океаническая кора которого погружалась под Восточно-Европейскую платформу, что служило причиной образования ряда впадин за фронтом каледонит. В позднем (670–570 млн. лет назад) северная часть Средней Балтики погрузилась под уровень моря, и здесь накопились грубообломочные и глинистые осадки – продукты размыва коры выветривания. Существенные изменения произошли в кембрии (540 – 515 млн. лет), когда в погружение были вовлечены Центральная и Юго-Восточная часть Балтики, и возникла связь с мор-

ским бассейном Западной Европы, а областью сноса надолго стал Балтийский щит. В Юго-Восточной Балтике сформировалась толща песчано-глинистых осадков с повышенным содержанием Сорг, мощностью до 300 м. В ордовике (516 – 329 млн. лет назад) неглубокое море покрывало большую часть Балтики. В раннем ордовике шло накопление песчано-глинистых осадков с повышенным содержанием биогенных компонентов, из которых образовались диктионемовые горючие сланцы. В среднем ордовике преобладали глинисто-известковые осадки.

В силурийский период (440–410 млн. лет назад) нарастает постепенное прогибание оси Балтийской синеклизы. Особенно заметно оно происходило в Южной и Центральной Балтике, где сформировались мощные (до 2 км) толща глубоководных осадков глинисто-углеродных сланцев с граптолитами. В позднем силуре шло преимущественно карбонатное осадконакопление. Здесь формировались осадки и рифовые постройки. В конце силура начинается этап медленного воздымания земной коры Балтики, который с небольшими эпохами погружения продолжается в девонский, карбоновый и пермский периоды. В результате этих движений морской бассейн обмелел, уменьшились площади морских отложений развивались прибрежно-дельтовые и лагунные фации, представленные песчано-глинистыми пестроцветными фациями нижнего и среднего девона, известково-доломитовыми – верхнего девона. В поздней перми южная и юго-восточная части Балтийской синеклизы снова начинают погружаться. Из Западной Европы идут трансгрессии цехштейнового моря и отлагаются соленосные толщи.

Интрузии магмы базитового состава в ЮВ Балтике вскрыты тремя скважинами. По данным сейсморазведки и гидромагнитной съемки есть основание утверждать, что поля магматических интрузий в виде секущих даек, послойных силлов и других тел распространены на значительной территории ЮВ Балтики площадью более 5–6 тыс. км² [2, 3]. Они распространены также в соседних районах Северной Польши (рис. 1). Интрузии базитов (их К-Аг возраст 310–370 млн. л.н.) секут отложения кембрия, ордовика и силура.

Наиболее вероятным источниками нефтяных и газовых углеводородов Балтийской синеклизы являются черные аргиллиты и сланцы кембрийских, ордовикских и силурийских отложений, которые сейчас погружены на глубину до 4 км [4]. Содержание Сорг в низ достигают 12%. Органика относится к сапропелевому типу. В этом отношении и осадки девона, в которых содержание общей органики достигает 22%, могли быть источниками нефтяных и газовых углеводородов, но уровень их погружения не достиг главной зоны нефтеобразования, тогда как кембрийские, ордовикские и частично силурийские отложения Центральной и ЮВ Балтики к среднему девону были погружены на глубины 2300–1600 м и достигли газовой стадии преобразования органического вещества (рис. 2). Генерация углеводородов началась в девоне, прекращалась в карбоне, когда произошло кратковременное

поднятие Южной Балтики, вызванное, видимо, их прохождением над «горячей точкой» грабена Осло.

В карбоне в наиболее опущенную часть синеклизы были интродуцированы дайки и силы базитов. Это обстоятельство, несомненно, вызывало локальное усиление теплового потока и увеличивало поступление флюидов в осадочную толщу, определяя тем самым более полное преобразование органики палеозойских осадков в углеводороды, что следует учитывать при оценке возможных источников нефтяных и газовых углеводородов, которые мигрировали за пределы развития нефтематеринских осадков кембрия, ордовика и силура Балтийской синеклизы. Аналитическое моделирование процессов воздействия пластовых интрузивных тел на органическое вещество осадочных толщ показало, что на глубинах 2–3 км оно вызывает увеличенную интенсивность образования газообразных углеводородов, а при нагревании нефтесодержащих пород происходят реакции типа термического крекинга и разрушение залежей нефти. Но при этом могут возникнуть новые залежи углеводородов [5]. Таким образом могли возникнуть газовые месторождения с запасами 500 млрд. м³, расположенное на участке выклинивания нижнедевонских отложений в экономической зоне Польши (см. рис. 1), месторождение и проявление газа Ладушкинское и Янтарное. Интрузии базитов воздействуют также на геоструктурный план и пористость пород. Эти воздействия могут носить как негативный, так и позитивный характер [6]. До сих пор геологи проводили поиско-разведочные работы на таких участках Балтийской синеклизы, где интрузивный магматизм не проявлен. Сейчас предстоит осваивать новые районы ЮВ Балтики, где интрузии базитов широко развиты и это обстоятельство следует учитывать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А. (отв. редактор) и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. М.: Наука, 1976. 113 с.
2. Биркис А.П., Канаев А.В. Хубльдилов А.И. Стратиграфическое положение, геология и петрография Самбийского комплекса постсилурийских пластовых интрузий диабазов Центральной части Балтийской синеклизы // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Латвии и Балтийского моря. Рига: Зинатне, 1992. С. 145-158.
3. Chubldikov A., Kharin G. Sambian diabases, their correlation and importance for geology of the Baltic // Vilnius: Lithuanian Geol. Instit. The 4 Vfr. Geol. Conf. "The Baltic". Abstr. 1997. P. 21.
4. Харин Г.С. Прогнозные очаги нефтеобразования в палеозойских отложениях Балтийской синеклизы // Геология морей и океанов. Мат. XVIII Межд. науч. конф. по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. II. С. 105-109.
5. Ревердатто В.В., Меленевский В.Н. Магматическое тепло как фактор генерации углеводородов: случай базальтовых силлов // Геология и геофизика. 1983. №6. С. 15-24.

6. Конторович А.Э., Мельников Н.В., Старосельцев В.С., Хоменко А.В. Влияние интрузивных траппов на нефтегазоность палеозойских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 14-20.

South-east Baltic region - a perspective but little-studied oil and gas region. The exploration planned here, must take into account the fact that in the region are widespread mafic intrusions, whose impact on the hydrocarbon potential can be significant.

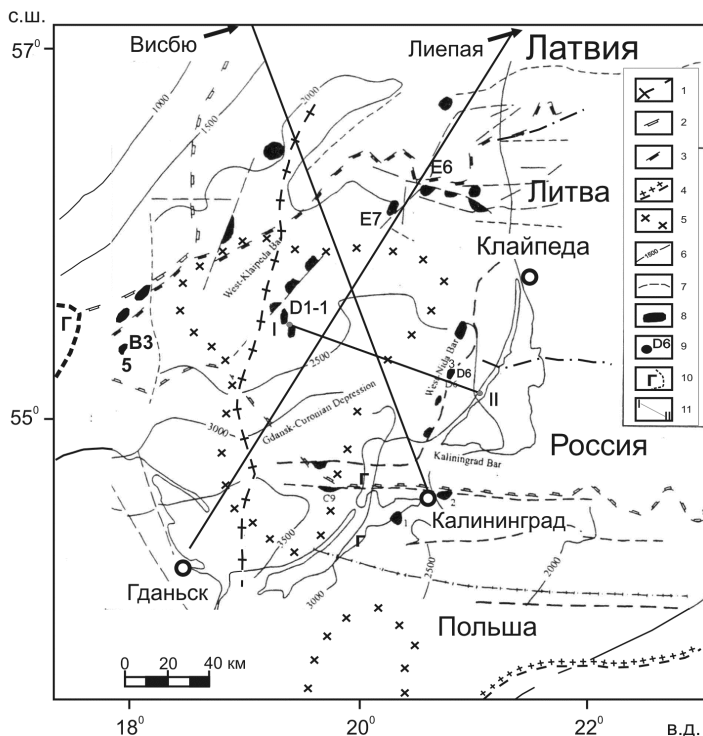


Рис. 1. Положение полей базитовых интрузий и перспективных на углеводороды локальных структур-поднятий на тектонической схеме Восточной Балтики: 1 - ось Балтийской синеклизы; 2 - 5 - границы: 2 - районов полного развития каледонского структурного комплекса (кембрий - нижний девон), 3 - тоже герцинского комплекса (пермь - мезозой), 4 - кембрийских осадков на склоне Белорусско-Мазурской антиклизы, 5 - распространения базитовых интрузий позднего палеозоя; 6 - изогипсы поверхности докембрийского кристаллического фундамента; 7 - дизъюнктивы в фанерозойском чехле; 8 - локальные структуры - поднятия в фундаменте и чехле; 9 - месторождение нефти: 1 - ладушкинское, 2 - Алешкинское, 3 - Д6 (Кравцовское), 4 - С9, 10 - газоносные поля и месторождения газа; 11 - линия геологического разреза I-II и профильных разрезов Гданьск - Лиепая, Калининград - Висбю. ВЗ, Е6, Е7, Д1-1 и т.д. - номера буровых скважин.

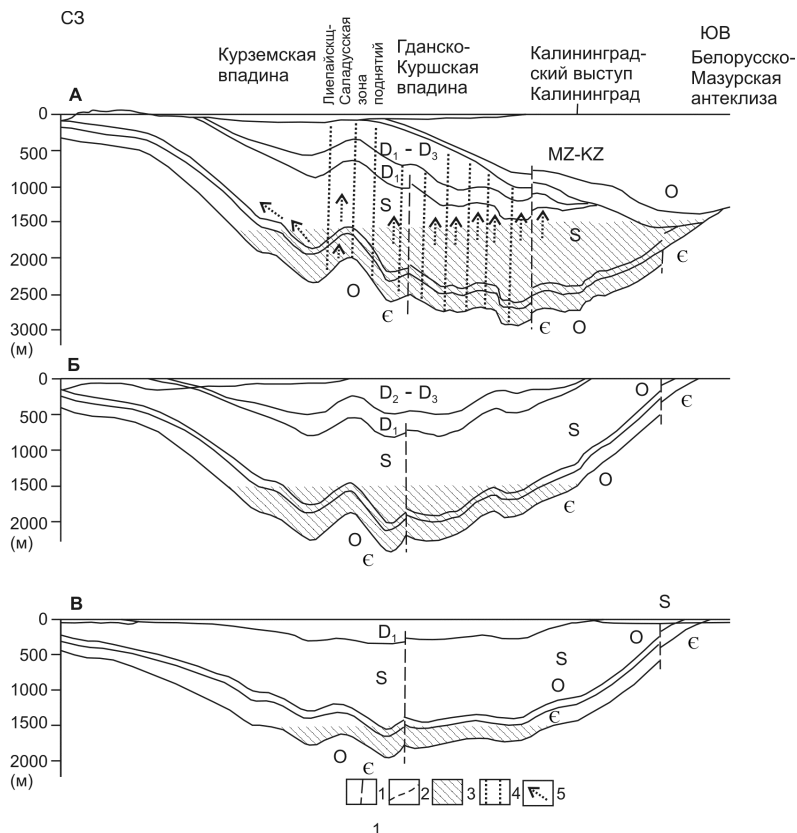


Рис. 2. Профильные разрезы по линии Калининград-Висбю. По [2] с дополнениями. А - современный, Б - к началу пермского периода, В - к началу среднедевонской эпохи. 1 - дизъюнктивные нарушения; 2 - современная поверхность отложений; 3 - зона интенсивного нефтеобразования, происходившего в результате погружения осевой части Байкальской синеклизы; 4 - зона термического воздействия базитовых интрузий на существовавшие залежи углеводородов, рассеянное органическое вещество и вмещающие породы; 5 - направление перетоков газообразных углеводородов и легких фракций нефти при термическом воздействии базитовых интрузий.

**Хлыстов О.М.¹, Наудс Л.², Хабеев А.В.¹, Де Батист М.²,
Манаков А.Ю.^{1,3}, Калмычков Г.В.^{1,4}, Хитоши Ш.⁵,
Хачикубо А.⁵**

(¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, oleg@lin.irk.ru; ²Центр морской геологии им. Ренарда, Гент, Бельгия; ³Институт неорганической химии им. Николаева СО РАН, Новосибирск; ⁴Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, Иркутск; ⁵Технологический институт, Китами, Япония)

Новое в изучении глубоководных мест разгрузки углеводородов озера Байкал по данным съемки многолучевого эхолота SeaBeam 1050 и работы ГАО «МИР»

Khlystov O.M.¹, Nauds L.², Khabuev A.B.¹, De Batist M.¹, Manakov A.Yu.^{1,3}, Kalmychkov G.V.^{1,3}, Hitoshi S.⁴, Hachikubo A.⁴

(¹Limnological Institute of RAS SB, Irkutsk; ²Renard Centre of Marine Geology, Universiteit Gent, Belgium; ³Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry of RAS SB, Novosibirsk; ⁴Vinogradov Institute of Geochemistry of RAS SB, Irkutsk; ⁵Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan)

Novel studies of deep-water sites of hydrocarbon discharge in Lake Baikal based on survey data obtained by multibeam echosounder SeaBeam 1050 and investigations of submersibles MIR

Применение современного глубоководного оборудования в 2009-2011 годах позволило совершить прорыв в поиске и изучении зон разгрузки газа и нефти озера Байкал, а также новых мест приповерхностного залегания газовых гидратов на его дне. С помощью глубоководных обитаемых аппаратов (ГОО) «МИР» впервые на Байкале был детально исследован открытый в 2005 г. очаг разгрузки нефти и газа на глубине около 900 м в средней его котловине. В этой зоне обнаружены как небольшие (до 1,5 м в диаметре) активные в настоящее время битумные постройки (через них идет разгрузка нефти в водную толщу), так и более крупные (до 50 м) древние, окисленные и полуразрушенные постройки. Лабораторные анализы образцов битума и нефти построек показал наличие недостающих в водной поверхности нефти тяжелых углеводородов, которые выпали в твердую фазу – озокерит – на рубеже дно-вода в ходе депарафинизации. Таким образом, происхождение «байкерита» на побережье озера в этом районе, по всей видимости, является обломками окисленных и неактивных битумных построек на его дне. Кроме того, впервые для Байкала здесь были обнаружены новые формы нахождения газовых гидратов в виде вертикально стоящих столбов высотой до полуметра, состоящих из битума и самих газовых гидратов. Такие находки были найдены в местах совместной разгрузки нефти и газа.

Во время работ ГОО «МИР» в средней и южной котловинах озера обнаружены и изучены иные места разгрузки пузырькового газа. Вблизи таких очагов обнаружены выходы слоев газовых гидратов на поверхности дна

озера. Подобные очаги разгрузки, как и район нефтегазопроявления, являются оазисами жизни на дне озера. Количество представителей глубоководного животного мира в несколько раз превышает средние значения в фоновых районах. Начальным субстратом для жизнедеятельности этих организмов таких районов являются продукты жизнедеятельности различных микроорганизмов, обнаруженные также в большом количестве и разнообразии.

Параллельно с работой «Миров» в этот же период проводилась площадная съемка дна озера многолучевым эхолотом, позволившая более чем в 4 раза увеличить детальность наблюдений. Одним из результатов этой съемки стало обнаружение более сотни подводных структур, часть из которых связанная с грязевым вулканизмом и приповерхностным залеганием газовых гидратов. Опробование половины из них за два последних года позволило открыть дополнительно к 10 известным с 2000 г. местам гидратопоявлений еще столько же. В большинстве это были активные грязевые вулканы, характеризующие наличием грязевулканической брекчии в верхнем слое донных отложений. Над ними часто отмечались выходы газа в виде акустических аномалий («факел») на эхолотах. Обнаружены газовые гидраты и в местах разгрузки газа без видимых морфологических изменений рельефа. Однако газовые гидраты также обнаружены в ненарушенных слоях донных отложений небольших возвышенности без видимой разгрузки газа. Природу таких структур предстоит еще изучать.

Полученные образцы газовые гидраты из новых мест в основном были гидратами метана структуры 1, но в трех случаях обнаружены и изучены гидраты структуры 2. Ранее было известно только об одной такой находке. Гидратный газ подобных газовых гидратов является смесью биогенного метана и термогенного этана в количестве достаточном для образования данной структуры. Стоит отметить, что впервые найден гидрат структуры 2 в южной котловине озера, причем он был открыт в ходе обследования с помощью ГОА «МИР» южного склона подводной возвышенности – Посольская банка, где не наблюдалась разгрузка газа и изменения в рельефе дна, но были обнаружены изменения в цвете поверхностного слоя осадка.

Таким образом, применение глубоководного оборудования для исследований разгрузки углеводородов открыло новую страницу в истории изучения углеводородов пресноводного озера. Позволив открыть за короткий срок половину из известных к настоящему моменту зон приповерхностного залегания газовых гидратов на Байкале, а также провести детальные комплексные исследования зон подводной разгрузки различных типов углеводородов и получить данные для изучения эволюции байкальских организмов, механизмов их приспособлений к условиям высокого давления и высоких концентраций метана.

Авторы выражают благодарность организаторам экспедиции «МИРы» на Байкале» Фонду Содействия Сохранения озера Байкал и группе компаний «Метрополь», пилотам аппаратов «МИР» Сагалевицу А., Черняеву Е.,

Нишета В., а также всему обслуживающему персоналу комплекса глубоководных обитаемых аппаратов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21.8, проекта МНТЦ 4016 и грантов экспедиционных работ СО РАН (2009, 2010 г.).

Application of up-to date deep-water equipment in Lake Baikal investigations of 2009-2011 made a scientific breakthrough in search and study of discharge sites of oil and gas, as well as of near-surface gas hydrates. Deep-water manned submersibles MIR allowed us to find new locations of gas hydrates and their seepages onto the surface of the lake floor, as well as to study in detail deep-water discharge site of oil and gas. Due to data obtained using multibeam echolocation of hydrates, during the last two years we have discovered ten new sites of occurrence of gas hydrates in different areas of the lake in addition to the ten previously discovered since 2000. These are mainly methane hydrates of structure I, however, at three sites, we have found and then studied the hydrates of structure II. The gas of the latter is a mixture of biogenic methane and thermogenic ethane.

Шепель А.Н.

(Кубанский государственный университет, Краснодар, alexandershepel@yandex.ru)

Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в северо-восточной части Черного моря
Shepel A.N.

(Kuban State University, Krasnodar)

Perspectives of oil and gas saturation and direction of geologic exploration in north-east part of the Black Sea

Дисбаланс между потребностью в углеводородах и их добычей на юге России приводит к продвижению геологоразведочных работ (ГРП) в пределах акватории Черного моря.

Концепция наращивания промышленных запасов углеводородов основывается на уточнении данных о сырьевых ресурсах и возможности вовлечения в ГРП новых площадей.

Северо-восточная часть Черного моря является наиболее перспективной с точки зрения нефтегазоносности. Данный регион принадлежит к двум нефтегазоносным провинциям: Северо-Кавказско-Мангышлакской и Черноморской. Граница между ними проводится по Пионерскому надвигу. Керченско-Таманский прогиб, занимающий большую часть Керченско-Таманского шельфа, принадлежит к первой из провинций. По аналогии с Керченским и Таманским полуостровами, где открыт ряд мелких месторождений нефти и газа, рассматривается как высокоперспективный, несмотря на то, что единственная глубокая поисковая скважина не вскрыла залежей в майкопских отложениях [6]. Суммарные начальные ресурсы углеводородов Керченско-Таманского прогиба оцениваются по разному. По оценке «Сев-КавНИПИгаза» они составляют чуть более 7 % от общей суммы ресурсов УВ по российскому сектору моря [3], при этом основные перспективы связаны с сарматскими и караган-чокракскими отложениями, слагающими своды небольших криптодиапировых антиклиналей, в пределах которых можно прогнозировать залежи нефти и газа. Сейсмическими работами последних лет установлено, что сводовые части многих из них размыты [4]. Установлено также смещение сводов структур по эоцену и мелу в южном направлении. Отмечаются осложнения южных крыльев складок разрывными нарушениями типа взбросо- надвигов.

Все складки прогиба входят в состав Таманского нефтегазоносного района, который подразделяется на ряд нефтегазоносных зон.

Кореньковско-Южно-Керченская зона, в составе которой на суше открыты газовые (Кореньковское), нефтяные и газонефтяные (Борисоглебское, Фанагорийское и др.) месторождения. Ряд перспективных локальных структур в пределах шельфа характеризуется нефтегазоперспективным интервалом разреза, включающим отложения от мела до неогена.

На прилегающей суше в состав Кызылташской зоны входят нефтяные месторождения Гирляное, Капустина Балка. В морской части зоны находится структура Маячная и другие. Перспективными считаются отложения от мела до неогена.

В составе Пионерской зоны на берегу открыты месторождения нефти и газа: Благовещенское, Витязевское и другие. Зона считается одной из самых нефтегазоперспективных. В пределах шельфовой части к ней относятся крупные структуры: Рифовая, Пионерская, Союзная и другие. В Рифовой скважине отмечены залежи нефти в среднемиоценовых отложениях [3].

Черноморская нефтегазоносная провинция в пределах глубоководной части участка подразделяется на возможно нефтегазоносные области: Северо-Западного Кавказа, вала Шатского, Туапсинского прогиба и Центрально-Черноморскую.

Возможно нефтегазоносная область Северо-Западного Кавказа представлена двумя районами: Анапским и Новороссийско-Лазаревским. К Анапскому, названному по одноименному тектоническому выступу, отнесены структуры: Геленджикская, Рыбацкая, Граничная и другие. В верхнемиоценовых отложениях Анапского выступа по материалам сейсморазведки прогнозируются несколько небольших карбонатных построек типа мшанковых биогермов и карбонатные банки. Толщина подобных объектов может достигать 50 м. Суммарные начальные ресурсы углеводородов составляют чуть более 5%, от общих ресурсов УВ российского сектора моря.

В пределах морской части Новороссийско-Лазаревского района на данный момент отмечена лишь рифогенная постройка Анапская. Перспективными комплексами в описываемой области являются отложения верхнего мела, майкопская серия и отложения сармата-меотиса.

Наиболее перспективной структурой глубоководной впадины, по имеющимся геофизическим данным, является вал Шатского. Он прослеживается на протяжении 400 километров, имеет амплитуду около 3 км и включает крупные мезозойские структуры. В мезозойском разрезе отмечены признаки рифогенных тел. Довольно крупные аномальные объекты (300-700 км²) здесь картируются сейсморазведкой под эоцен-верхнемеловой толщей вала Шатского-Северо-Черноморское, Южно-Дообское и Восточно-Черноморское мегаподнятия. Над валом залегает миоценовая речная долина, которая может содержать залежи шнуркового типа. Следует отметить, что мезозойская структура вала плохо изучена и здесь необходимы дополнительные работы. Прогнозные ресурсы составляют 1456 млн. т нефти и 433 млрд. м³ газа, что составляет чуть более 5% от общих ресурсов УВ российского сектора моря (до глубины 2000 м).

По мнению ряда исследователей (В.А. Кулындышев и др.) Туапсинский прогиб близок по своему строению Керченско-Таманскому прогибу. В.Г. Вершовский предполагает, что прогиб представляет собой предгорный ров между мегантиклинорием Большого Кавказа и валом Шатского и по своему

облику больше похож на Западно-Кубанский прогиб. По аналогии с последним перспективными с точки зрения нефтегазоносности в прогибе являются миоценовые, майкопские и палеогеновые отложения [2]. В пределах прогиба выявлено порядка 30 локальных структур и целый ряд аномалий типа «яркое пятно». Намечены три главные зоны: северная, центральная и южная. Прогнозные ресурсы для Туапсинского прогиба составляют 718 млн. т нефти и 266 млрд. м³ газа.

Центрально-Черноморская потенциально нефтегазоносная область расположена юго-западнее вала Шатского. Её размеры составляют 255х68 км, площадь 17340 км². По данным региональных сейсмических исследований, разрез представлен мощной толщей мезозойских и неоген-палеогеновых отложений (12-13 км). По причине слабой изученности Центрально-Черноморская нефтегазоносная область отнесена к участкам с невыявленными перспективами.

Первоочередными районами проведения геофизических исследований являются шельфовая зона и часть континентального склона в пределах Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа. Здесь рекомендуется проведение детальных сейсмических исследований с целью выявления и уточнения строения структурных ловушек. Исходя из предполагаемых размеров поднятий, расстояние между сейсмопрофилями может составить 2х2 км.

Картирование отражающих горизонтов миоцена-понта необходимо отработать рядом профилей МОГТ по осям синклиналей. Дальнейшие детальные работы на отдельных антиклиналях должны быть увязаны с этими опорными профилями во избежание ошибок при интерпретации. Антиклинали следует картировать сетью сейсмопрофилей по методике ВЧ ОГТ с частотой излучателей до 150 Гц. Для изучения домайкопских отложений необходимо дополнительно задавать сейсмопрофили с глубиной записи до 10 с под дном.

Согласно данным гидрогазовой съемки на Туапсинском шельфе (объект «Парус»), для повышения эффективности поиска залежей УВ уместно рекомендовать постановку подобных исследований. С геохимической аномалией пространственно совпадают среднечастотные гравитационные и магнитные аномалии, т.е. возможно выделение подобных объектов на основе гравиметрических съемок масштаба 1:25 000 [3-4].

Следовательно, для выявления локальных ловушек типа Пионерской, Рифовой (которые расположены в градиентной зоне среднечастотных гравитационных и магнитных аномалий) рекомендуется, наряду с сейсморазведкой, проведение высокочастотных гравиметрических и магнитометрических исследований вышеуказанных масштабов в комплексе с гидрогазовой съемкой и высокоразрешающей электроразведкой методами ЗСБ-ИВП и ЗСБ-ВСЭФ.

Достоверность перечисленных исследований невозможна без качествен-

ной сейсмостратификации осадочного чехла на акватории для чего необходимо бурение параметрических скважин. Целесообразно составление специальной программы постановки параметрических скважин в пределах всего российского сектора моря. В качестве первоочередных объектов рекомендуются поднятия Пионерское, Граничное и Палласа [1].

Вторым этапом ГРП предполагается изучение и детализация выявленных поднятий на континентальном склоне Туапсинского прогиба и вала Шатского. В пределах Туапсинского прогиба, исходя из размеров выявленных поднятий, сеть наблюдений должна составить 2 км в широтном и 4 км в меридиональном направлениях. Здесь необходимо отработать саму методику проведения работ (вероятно, методику РНП), учитывая наличие высокоамплитудных складок сжатия, осложненных надвигами.

Учитывая результаты гидрогазовой съемки на объекте «Парус» в пределах Туапсинского шельфа [5], а также идентичность геологического строения и возраста осадочных отложений на этом объекте с районом Дообского и Прасковейского месторождений, в акватории Туапсинского прогиба также рекомендуется проведение высокочастотных гравиметрических и магнитометрических исследований масштаба 1:25 000 и высокоразрешающей электроразведкой.

На валу Шатского, исходя из размеров выявленных и предполагаемых ловушек, сеть сейсмопрофилей, достаточная для детализации и изучения геологического строения локальных поднятий, может составлять 5х5 км.

Таким образом, для изучения геологического строения и выявления ловушек в пределах всех оцененных тектонических элементов северо-восточной части Черного моря необходимо провести комплекс ГРП, включающий в себя сейсморазведку, гидрогазовую, грави-, магнитометрические съемки, электроразведку и параметрическое бурение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В., и др. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. С. 172-174.
2. Вершовский В.Г. Геологические предпосылки перспектив нефтегазоносности российского сектора Черного моря // Строительство газовых и газоконденсатных скважин. Сборник научных статей ВНИИгаза и СевКавНИПИгаза. М., 1997. С. 109.
3. Вершовский В.Г., Докунихин В.Ф. К проблеме изучения перспектив нефтегазоносности российского сектора Черного моря // Геология, бурение и разработка газовых и газоконденсатных месторождений и ПХГ. Сборник научных трудов. Выпуск 37. Ставрополь: Изд-во СевКавНИПИгаз, 2002. С. 5-8.
4. Попович С.В. Геологические предпосылки нефтегазоносности северо-

восточной части Черного моря // Геология нефти и газа, 2000. Вып. 6. С. 15-16.

5. Савченко В.И., Попович С.В. Новые объекты для поисков крупных нефтяных залежей в верхнеюрском комплексе российского сектора Черного моря // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Нефтегазовая геология - итоги XX века. М.: Изд.Моск.Ун-та, 2000. С. 275.

6. Савченко В.И., Сенин Б.В., Казанцев Р.А. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в акваториях и транзитных зонах Азово-черноморского региона // Нефтегазовая геология Кубани на рубеже веков: итоги и перспективы. Сборник докладов научно-практической конференции. Краснодар: Советская Кубань, 2002. С. 105-107.

The author of the article discusses in detail the perspectives of oil and gas saturation of north- east part of the Black Sea. There are mentioned perspective zones of high priority for a system of geologic exploration that includes seismic exploration, hydro-gas and gravitational magneto- metrical field works, electrical investigation and deep drilling.

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, bivrmvryzb@mtu-net.ru)

Мобилизация и миграция мантийных углеводородных флюидов в структурах краевых морей

Yurkova R.M., Voronin B.I.

(Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow)

Mobilization and migration of hydrocarbon fluids in the structures of marginal seas

В предыдущих исследованиях детально рассмотрено формирование углеводородных месторождений Сахалина и Охотского моря в связи с подъёмом мантийного офиолитового диапира [1]. Формирование офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (ОН) за счёт окиси углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме: $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{CO} + 12\text{H}_2 \xleftarrow{\text{Ni}} \text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 4\text{CH}_4$. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными ($T=450-600^\circ\text{C}$, $P=13-16$ кбар), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчётами баланса вещества [2]. Термобарические условия мантийной серпентинизации совпадают с данными, транслируемыми субокеанической геотермой.

Присутствие водорода, метана и окиси углерода в мантии обусловлено составом первичных восстановительных флюидов, сопровождающих глубинный, подкоровый гипербазитовый магматизм, или связано с метаморфическими сегрегациями флюидов при первичном пластическом течении вещества мантии [3, 4]. Молекулы водорода захвачены оливином в виде включений или вошли в его структуру как при кристаллизации расплава, так и в процессе пластического течения вещества мантии. Присутствие водорода в оливине можно связывать с особенностями структуры и состава последнего, а именно с высоким сродством водорода к магнию, которого больше в оливине, и низким - к кремнезему, которого больше в ортопироксене. Кроме того, надо учитывать, что пироксены с большей вероятностью могли освободиться от водорода при твердофазном распаде или при деформациях. Восстановительные флюиды сконцентрированы в зонах растворенная и позднейшего залечивания оливина при пластических деформациях. Исходя из кристаллографических ориентировок направлений серпентинизации, расположение зон растворения по направлению граней ромбоэдра, базопинокоидов или дипирамид. Это предположение подтверждает сглаженная неправильно-ромбоэдровидная и дипирамидальная форма оливин-антигоритовых обособлений с двоякими углами между гранями: $120-130^\circ$ и $50-60^\circ\text{C}$. Преимущественной приуроченностью H_2 и CH_4 к оливинам можно

объяснить факт более интенсивной серпентинизации дунитов по сравнению с гарцбургитами, находящимися на одном уровне в разрезе гипербазитового массива, что показано на большом статистическом материале по скважинам. Начало мантийной серпентинизации обусловлено внутрислойным растворением оливина и ортопироксена в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества в связи со сменой ротационного режима Земли. При этом за счёт ортопироксена образовался смешаннорядный минерал – амфибол-серпентин. Для того чтобы проверить возможность образования ассоциации серпентиновых минералов только за счет оливина и пироксенов данного состава (за исключением воды), к системе был применен метод подсчета баланса масс [2]. Проведённый расчёт подтвердил возможность образования антигорита только за счет исходных оливина и ортопироксена, т.е. показал изохимичность процесса ранней серпентинизации. Величина свободного пробега H_2 равная размерам самих молекул показывает, что водород находится в серпентинах и в оливинах, не в виде газа, а в виде отдельных молекул, которые внедрились в структуру минерала [5]. В антигоритах, имеющих специфическую структуру, эти молекулы как бы запираются благодаря инверсии слоёв [6]. Вхождение водорода в структуру мантийного антигорита увеличило объём элементарной ячейки минерала, в частности параметра a до $35,5\text{\AA}$, в то время, как в биметасоматических (безводородных) антигоритах этот параметр не превышает $35,0\text{\AA}$ ($\text{\AA}=0,1$ нанометра). Метан вероятнее всего находится в межслоевых промежутках или поверхностноактивных зонах.

Таблица. Содержание восстановительных газов в серпентинах и серпентинитах, ммоль/кг породы.

Серпентины	Мантийные		Коровые псевдоморфные				Гидротермально-метасоматические наложенные		
	Olv	251a	251в	251е	251б	251п	1335	457	446
H_2	800	230	150	140	0.0	130	90	100	500
CH_4	-	30	15	20	15	10	10	20	10
Fe^{2+}	0.19	0.22	0.00	0.00	0.44	-	0.07	0.36	0.22
Fe^{3+}	0.00	0.14	0.44	0.47	0.18	-	0.37	0.08	0.22

Примечание. Образцы Olv, 251a, 251в, 251е, 251б – см. текст; 251п – порода в целом апогарцбургитового серпентинита. 446 – из протрузии в вулканический комплекс офиолитов, локализованного во флишoidalном комплексе, 457 – на контакте с родингитом, 1335 – измененный апогарцбургитовый серпентинит.

Замещение мантийного антигорита лизардитом в процессе подъёма диапира прослеживается на растровых электронных снимках [5]. Количество водорода уменьшается при замещении антигорита (обр. 251 а) лизардитом (обр. 251 в) и в лизардитах из просечек, образующих крупные петли, в центре которых существовали долгоживущие пути миграции флюидов (обр. 251е), и падает до нуля в баститовых серпентинах (обр. 251 б) (табл.). Высвобождающиеся при этих замещениях метан и водород концентрировались к ловушкам, возникших в процессе растяжения свода поднимающегося офиолитового диапира. Дополнительное поступление восстановительных *v.* флюидов (500 ммоль/г породы) связано с дайковыми каналами (см. табл., обр.446). Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. Серпентиниты экранировали углеводородные флюиды, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов с формированием гомологов метана: этана, пропана, бутана, пентана, гексана и др. при реакции типа $2\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$. Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в условиях постоянно повышенных температур ($T > 350^\circ\text{C}$) вследствие стадийного магматизма формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах $200\text{--}500^\circ\text{C}$ и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах К.Г. Ионе с соавторами [7]. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и эмиграции углеводородных флюидов. Проявления сейсмичности возможны в условиях высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, что приводит к высоким поровым давлениям, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина – в плиоцене). Антиклинальные ловушки нефти и газа в неогеновом осадочном бассейне формировались одновременно с накоплением осадков. Большинство из них были сформированы к концу верхнего миоцена. По минеральным индикаторам установлено двухэтапное заполнение ловушек нефтью в позднем плиоцене и постплиоцене, что совпадает по времени с завершающими этапами становления офиолитов [1]. Процессы передвижения нефти в капиллярных системах при землетрясении усиливаются не только из-за сотрясения, но и вследствие из-

менения электрических полей, вызывающих электроосмос. Все эти процессы имеют дальнопластовый характер. Существенная роль в преобразованиях вещества принадлежит энергии сдвиговых деформаций. По расчётам, приводимым в работе А.Н. Дмитриевского и И.А. Володина [8] пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики, который и приводит к описанным физико-химическим преобразованиям пород и флюидов и обеспечивает миграцию последних. Следует ответить, что до настоящего времени большие скопления восстановительных флюидов (водород, метан и др.) сохранились в серпентинитовых флюидоупорах Нижнетагильского массива гипербазитов на глубине 500 м. Интерес к поискам нефти и газа, связанных с серпентинитами, прогнозировал исследователь Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В.Харахинов [9]. По его мнению, протрузии серпентинитов на всем протяжении Восточно-Сахалинского разлома, перекрытые глинистыми породами уйнинско-дагинского комплекса миоцена, могут содержать залежи нефти и газа. При этом поступление по дизъюнктивным проницаемым зонам глубинных абиогенных углеводородов может увеличивать нефтегазоносный потенциал бассейнов и формировать при определенных условиях самостоятельные месторождения, что подтверждено данными бурения. Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона О.В.Равдоникас [10] в рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполнотью завершённом подъёме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования, углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам [1]. Большая часть газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъёма офиолитового диапира и на склонах палеожелоба, представленного впадиной Дерюгина [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
2. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107.
3. Маракушев А.А. Серпентинизация гарцбургитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 7. С. 5-20.
4. Кушев В.Г., Миронов А.Г. Происхождение щелочных пород в свете данных о флюидном мантийном потоке // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 3-12.

5. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Включение водорода и метана в серпентинах офиолитовой ассоциации // Материалы XIII Межд. Конф. по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. Тю 1. ИГЕМ. 2008. С. 237-240.
6. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification // Ed. C.W. Brindley, G. Brown. L.: Miner. Soc., 1980. P. 14-17.
7. Ионе К.Г. Исследование процессов каталитического прерращения CO, CO₂, H₂ - газов в земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых. Тез. Межд. конф. М.:ГЕОС, 2006. С. 115-117.
8. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 395-399.
9. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.Научный мир, 2010. 275 с.
10. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. Записка к карте. Хабаровск. ДВО АН СССР. 1990. 38 с.
11. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сейсмотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359-362.

The paper discusses transfer of hydrogen and methane molecules in mantel antigorite structure cell. The rise and transformation of deep hydrocarbon fluids are associated with formation of mantle ophiolite diapir in the transition areas primitive island arc-trench above Benioff zone.

***ГИДРОТЕРМЫ И РУДЫ
НА ДНЕ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ***

Анкушева Н.Н.¹, Зайков В.В.^{1,2}, Юминов А.М.², Зайкова Е.В.¹, Анкушев М.Н.²

(¹Институт минералогии УрО РАН, Миасс, ankusheva@ilmeny.ac.ru; ²Южно-Уральский госуниверситет, Миасс)

Гидротермальное поле Лисьи горы на окраине Уральского палеоокеана: минералого-геохимические особенности и условия формирования

Ankusheva N.N.¹, Zaykov V.V.^{1,2}, Yuminov A.M.², Zaykova E.V.¹, Ankushev M.N.²

(¹Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, ankusheva@ilmeny.ac.ru; ²South-Urals State University, Miass)

Lissy Gory hydrothermal field at the Urals Paleoocean margin: mineralogic-geochemical features and forming conditions

В структурах окраины Уральского палеоокеана [6] выделяются Западно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Сибайский междугорный бассейн, Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга. В пределах Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги в базальт-андезибазальтовом комплексе локализовано гидротермальное поле Лисьи горы, содержащее золото-сульфидное оруденение, а также гематит-кварцевые постройки с марганцевыми рудами.

Золото-сульфидное оруденение представлено тремя рудоносными зонами общей мощностью 800 м, залегающими согласно напластования вмещающих пород.

Восточная зона в основании гумбейской свиты (D_2gm_1) имеет длину около 1 км, мощность – 150–200 м. Вмещающими породами являются пироксеновые андезибазальты, подверженные пиритизации и окварцеванию. К ним приурочена делювиальная россыпь золота с мощностью продуктивного пласта 0.3–1.0 м с золотишками размером 5–12 мм. Содержания Au – 1–4 г/м³. По данным микрозондового анализа, пробность варьирует в пределах 929–980 ‰, среднее – 955 ‰, примеси представлены Ag (до 2.2 %), Cu, Hg, Fe и Ti – в пределах первых десятых процента.

Центральная зона представлена прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в кровле гумбейской свиты. В рыхлых продуктах окисления прожилково-вкрапленных руд (красноцветные охры, бурые железняки, баритовые, кварцевые и пиритовые сыпучки) здесь установлены концентрации Au и Ag до 5.0 и 8.8 г/т соответственно. В ее восточной части вскрыты кварцевые прожилки с рассеянной вкрапленностью халькопирита и налетами малахита. В этой зоне прогнозируется прожилково-вкрапленное оруденение в андезибазальтах, сопоставимое с золото-сульфидным (муртыктинским) типом месторождений [4; 10]. По результатам рентгено-

флуоресцентного анализа литогеохимических проб были определены вторичные ореолы рассеяния полиметаллов Центральной зоны. Так, фоновые содержания Cu, Zn и Pb составили 165, 135 и 12 г/т, соответственно, что в почти два раза превышает средние концентрации этих металлов в океанических базальтах [7]. Максимальные содержания металлов в рыхлых отложениях достигают: Cu 0.2 %, Zn до 900 г/т, Pb – до 100 г/т. Полученные данные указывают на то, что основные рудные компоненты – Cu, Zn, Pb находятся на верхнерудном ярусе. Бурые железняки при этом являются верхним окисленным уровнем эрозионного среза полиметаллического оруденения. Соответственно, глубина залегания первичных рудных тел невысока.

Западная зона приурочена к алевролитам и вулканомиктовым песчаникам новобуранной свиты (D_{2nb}). Она имеет мощность 150–300 м и длину 1 км, в ее основании развиты серицит-кварцевые метасоматиты с кварцевыми жилами. Их мощность варьирует от 3–5 до 50 см, протяженность 10–15 м. Концентрации Au в них составляют 0.33 г/т, Ag – 5.1 г/т, Co, Ni и Pb – $2-15 \times 10^{-3}\%$.

Гематит-кварцевые постройки залегают на двух уровнях в кремнисто-алевролитовых отложениях, перекрывающих. Они образуют тела линзовидной, холмо- и плащеобразной формы длиной 40–200 м и мощностью 3–15 м. В подошве наиболее крупного тела (мощность 5–10 м, протяженность с перерывами 270 м) обнаружены тела брекчиевидных гематит-кварцевых пород мощностью 3–5 м, залегающие поперек напластования вмещающих алевролитов. На основании текстурно-структурных и морфологических признаков они интерпретированы как подводящие каналы в структуре гематит-кварцевой постройки.

Гематит-кварцевые породы характеризуются оранжевыми, ярко-красными, вишневыми и темно-бордовыми цветами, массивной, однородной, пятнистой, сгустково-пятнистой, грубослоистой, брекчиевидной, микробрекчиевой и полосчатой текстурами; глобулярной, кокардовой и колломорфной микроструктурами. Главными породообразующими минералами в них являются кварц и гематит, встречаются хлорит и кальцит.

Микроскопическое изучение гематит-кварцевых пород позволило выявить стадии их формирования и последующего преобразования.

1. Стадия формирования исходного субстрата. Железисто-кремнистый материал, представленный однородным криптокристаллическим «облачным» оранжевым веществом, фиксируется в виде обособлений сложной формы в раскристаллизованном гематит-кварцевом материале. В породе намечается разделение железисто-кремнистого вещества на домены полигональной формы, отделяющиеся тонкими кварцевыми просечками.

2. Ранняя стадия разделения кварцевого и гематитового материала. Намечается распад однородной массы на отдельные кристаллы и зерна. По

периферии обособлений сохранились участки с «облачной» кремнисто-железистой массой. Порода насыщена жилками зонального кварца с каймами и кристаллами гематита.

3. Зрелая стадия разделения кварцевого и гематитового материала. Порода состоит из обособленных агрегатов кварца и кристаллического гематита. В железистых разностях выделяются сферические гематит-кварцевые глобулы, разделенные кварцем.

Гематит-кварцевые породы насыщены кварцевыми жилами, которые образуют несколько разновидностей и составляют от 5 до 30 % объема тел. Важной особенностью, позволяющей считать их синхронными постройкам, является наличие просечек тонкозернистого гематита в центральных и краевых частях жил. Распространены волосовидные и сетчатые маломощные разнонаправленные жилы, рассекающие породу на исходной стадии формирования, жилы типа «синерезиса» и ветвящиеся жилки с обломками гематит-кварцевого состава. Выделены три стадии формирования этих пород: диагенетическая, когда происходило преобразование первичного железисто-кремнистого материала; катагенетическая – преобразование этого материала в гематит-кварцевые породы, и стадия образования кварцевых жил. Морфология кварцевых жил свидетельствует об их формировании в слаболитифицированной кремнисто-железистой массе. В перекрывающих осадках присутствуют маломощные прослои гравелитов с обломками гематит-кварцевых пород и кварца, что свидетельствует о формировании построек с кварцевыми жилами в придонных условиях и их подводной эрозии в период накопления перекрывающих осадочных пород.

Главным компонентом гематит-кварцевых пород является кремнезем – 89–94 мас. %. По содержанию Fe_2O_3 они относятся к среднежелезистым ($5 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 10$ мас. %). Содержания Al, Ti и Mg составляют десятые и сотые доли мас. %. FeO варьирует – 0.34–1.09 мас. %. Содержания щелочей крайне низки (редко до 0.1 мас. %). По данным ICP-MS анализа, гематит-кварцевые породы характеризуются повышенными содержаниями Au, Ag (до 19 и 12 г/т в подводящем канале, соответственно) и Mn (до 1000 г/т). В распределении РЗЭ гематит-кварцевые породы Лисьих гор характеризуются наличием очень слабой отрицательной аномалии Eu и отчетливым дефицитом Ce, что характерно для спектров РЗЭ в морской воде [2].

К флангам гематит-кварцевых построек приурочены окисдно-марганцевые и силикатно-марганцевые линзы мощностью 1–3 м протяженностью первые десятки метров. В окисленных рудах содержания MnO составляют 20–35 % [3]. Возникновение силикатно-оксидных марганцевых пород связывается с динамометаморфизмом вблизи разрывных нарушений. Геохимической особенностью марганцевых руд является повышенное содержание Ge (до 15 г/т).

По данным термобарогеохимии, максимальные температуры

гомогенизации флюидных включений установлены в подводящем канале постройки – 290°C, т.е. высокотемпературные растворы здесь циркулировали по узкой, проницаемой зоне. По направлению к кровле значения температур уменьшаются до 180°C. Солевой состав растворов преимущественно хлоридно-натриевый. В подошве и подводящем канале концентрации солей в растворах включений стабильны, составляют 2.8–3.3 мас. %, и близки солености морской воды. В жилах кровли постройки значения солености растворов повышаются и варьируют в более широких пределах (1.5–7 мас. % NaCl-экв.).

По температурам гомогенизации установлено, что сульфидно-кварцевые жилы Восточной золотоносной зоны являются наиболее высокотемпературными (250–275°C). Кварц Центральной и Западной зон образовался при более низких температурах (230–250°C). Солевой состав растворов в кварце золотоносных зон преимущественно хлоридно-натриевый. Для жил Восточной зоны соленость растворов составляет, в среднем, 3–6 мас. % экв. NaCl, повышаясь по направлению к Западной зоне (до 9 мас. % NaCl-экв.).

Подобные гематит-кварцевые породы часто являются характерным компонентом рудовмещающих разрезов колчеданных и золоторудных полей Уральского, Центрально-Азиатского, Кавказского, Пиринейского складчатых поясов [5]. Также гематит-кварцевые тела с подводящими каналами были описаны на р. Шулдак (Западные Мугоджары), Атасуйских марганцевых месторождениях (Казахстан), Хоскинс (Австралия), на Кубе и др. [8].

На современных гидротермальных полях придонные кремнисто-железистые постройки описаны на Галапагосском рифте Восточно-Тихоокеанского поднятия, поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта, хребтах Эксплорер, Хуан-де-Фука в Тихом океане и др. [1]. Обычно они представляют собой холмики или колонны зонального строения размером от 1 до 5–10 м, сложенные оксигидроксидами железа и марганца и залегающие в осадочной толще. Температуры истечения гидротермальных растворов на таких постройках до 35°C, в трещинах, достигая 100–150°C. Однако, на поле ТАГ, опробованы реликтовые кремнистые постройки размером до ~200*30 м с гидроксидами железа. Предполагается, что они являются результатом деятельности высокотемпературных растворов, активизировавшихся поэтапно на поверхности океанического дна [1].

Современные кремнисто-железистые отложения могут представлять интерес в отношении золота. Как показано в работе [9], Mn-Fe-кремнистые отложения о-ва Тродос на Кипре, расположенные на удалении от колчеданных месторождений и приуроченные к придонным разломам, характеризуются содержаниями золота в кварцевых жилах 1–5 г/т.

Таким образом, условия формирования золотоносных зон и гематит-кварцевых построек Лисьих гор – состав, соленость, температурный режим

– сходны, что свидетельствует о едином источнике гидротермальных растворов. Газовый состав включений растворов характеризуется преобладанием H_2O и CO_2 , наличием восстановленных газов CH_4 и C_5H_{12} , незначительным содержанием азотистых и отсутствием сернистых газов.

Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта совместных исследований УрО-СО РАН (№ 09-И-5-2004) и ФЦП Минобрнауки (ГК П 237).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.М. Сагалевиц, Е.Г. Гурвич: ИО РАН. М.: Наука, 2006. 527 с.
2. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
3. Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугодзар). М.: Наука, 1991. 134 с.
4. Знаменский С.Е. Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. 80 с.
5. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 347 с.
6. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
7. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А.. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.
8. Старикова Е.В., Брусницын А.И., Жуков И.Г. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал: строение, состав, генезис. СПб.: Наука, 2004. 230 с.
9. Prichard H.M., Malliotis G. Gold mineralization associated with low-temperature, off-axis, fluid activity in the Troodos ophiolite, Cyprus // Journal of the Geological Society, 1998. Vol. 155. No. 2. P. 223-231.
10. Novoselov K., Belogub E. Gold-polymetallic mineralization of the Il'inskoe ore field (South Urals) // Geochemistry, Mineralogy, and Petrology. Vol. 43. Sofia, 2005. P. 138–142.

Geological setting and forming conditions of Au-bearing zones and hematite-quartz edifices confined to basalt-andesibasalts of Urals Paleoocean margin were studied. They formed the paleohydrothermal system according to the location in geological section. Textural-structural and mineralogic-geochemical features of hematite-quartz rocks were established. Fluid inclusion data showed paleohydrothermal system formed due to NaCl-fluids with salinity 1.5–7 wt. % and temperatures – 160–290°C.

Батурин Г.Н.¹, Дубинчук В.Т.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gatur @ocean.ru; ²ФГУП ВИМС Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва)

Состав железомарганцевых конкреций моря Лаптевых Baturin G.N., Dubinchuk V.T.

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²All-Russia Institute of mineral resources, Moscow)

Composition of ferromanganese nodules from the Laptev Sea

Состав железомарганцевых конкреций (ЖМК) арктических морей привлекает внимание в связи с общей проблемой освоения ресурсов Северного Ледовитого океана. Впервые ЖМК в Арктике были найдены Норденшельдом [1] на дне Карского моря в конце 19 века. Позднее исследование ЖМК, распространенных на дне арктических морей, было начато в 20-х годах прошлого века советскими учеными [2-7] и затем продолжено российскими специалистами [8-11]. В последние годы эта проблема стала актуальной в связи с перспективами освоения Арктики, но в связи с обширностью площади этого региона и разобщенностью научных программ информация о составе ЖМК в разных морях неравномерна, что относится, в частности, к морю Лаптевых.

Нами исследованы образцы ЖМК и ожелезненных трубок червей-иллоедов, собранных сотрудниками Географического факультета МГУ со дна моря Лаптевых в 8 рейсе гидрографического судна “Борис Петров” (2010 г) на двух станциях и переданных в наше распоряжение С.Д. Николаевым (табл.1).

Таблица 1. Места сбора и характер материала

№ станции	Координаты		Глуб., м	Характер материала
	с.ш.	в.д.		
195Р	77°50'	137° 24'	44	а) ЖМК округлой формы диаметром до 3 см; б) подстилающий глинистый осадок
180Р	74° 50'	131° 05'	29	Ожелезненные трубки червей-иллоедов длиной до 1.5-2 см, диаметром 1.5-3 мм

Элементный состав образцов определялся методом ИСП-МС в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН) под руководством В.К. Карандашева. Микроструктуры и минеральный состав материала исследовали методами аналитической электронной микроскопии во Всероссийском институте минерального сырья им. М.Н. Федоровского (ФГУП ВИМС) под руководством В.Т. Дубинчука.

Макроэлементный состав образцов показан в табл. 2, в которую

включены также данные, опубликованные ранее по конкрециям моря Лаптевых Шнюковым и др. [7], а также оценки среднего содержания элементов в конкрециях Мирового океана [12]. Результаты по микроэлементам приведены в табл. 3.

Таблица 2. Основной химический состав конкреций, % *

Элем.	I	II	III	IV	V	Элем.	I	II	III	IV	V
Fe ₂ O ₃	24.7	26.2	6.9	28.3	18	Na ₂ O	2.0	2.1	2.6	1.7	2.8
MnO	18.9	15.8	1.1	0.48	23	K ₂ O	1.2	1.4	2.9	1.6	0.8
Al ₂ O ₃	3.9	3.7	14.2	12.5	5.1	P ₂ O ₅	5.3	6.1	0.5	-	5.7
TiO ₂	0.15	0.13	0.62	1.2	1.1	S _{общ}	0.12	0.13	0.5	-	0.5
CaO	2.2	2.4	0.73	1.4	3.2	C _{орг}	-	-	-	.12	.10
MgO	1.7	1.5	1.5	4.9	2.7	Mn/Fe	0.9	0.7	.18	.02	1.5

* I- оболочка конкреции; II- валовый состав конкреции; III - состав осадка; IV - состав конкреций по [7]; V- средний состав океанских конкреций [11].

Таблица 3. Микроэлементный состав конкреций, г/г*

Элем.	I	II	III	IV	Элем.	I	II	III	IV
Ag	.074	.022	.033	.090	Ni	133	121	35	6600
As	657	853	61	140	Pb	19	19	18	900
Ba	1060	980	620	2300	Rb	36	30	94	17
Be	1.0	1.2	2.4	2.5	Sb	15.1	13.5	2.0	40
Bi	0.14	0.13	0.34	7	Sc	5.6	5.2	14.2	10
Cd	2.8	2.1	0.17	10	Se	2.5	1.7	1.5	0.6
Ce	46	47	52	-	Sn	0.70	0.62	2.6	2.0
Co	370	310	30	2700	Sr	1030	1110	170	830
Cr	15	13	56	35	Ta	0.21	0.18	0.74	10
Cs	2.4	2.2	7.2	1.0	Te	0.12	0.15	-	10
Cu	25	24	14	4500	Th	3.4	3.4	9.8	30
Ga	16	15	20	10	Tl	0.81	0.74	0.77	150
Hf	1.12	1.07	3.7	8.0	U	11.6	12.7	4.1	5.0
Hg	0.13	0.18	0.05	0.02	V	170	170	120	500
La	25	26	10	180	W	8.5	8.5	2.0	100
Li	38	30	66	80	Y	29	31	13	150
Mo	190	180	11	400	Zn	190	190	120	1200
Nb	3.2	3.0	10.3	50	Zr	43	41	100	560

* I – оболочка конкреции; II – валовый состав конкреции; III – состав осадка; IV – средний состав океанских осадков.

Как показывают приведенные результаты, валовый состав конкреций близок к таковому наружной оболочки, что относится как к макро-, так и к микроэлементам. Оболочка незначительно обогащена лишь марганцем и

серебром. Заметим также, что наши образцы, в отличие от данных, приведенных ранее в работе [7], обогащены марганцем, что свидетельствует о существенной неоднородности основного состава ЖМК рассматриваемого бассейна.

По сравнению с осадками исследованные ЖМК на порядок обогащены марганцем и фосфором, а из микроэлементов – мышьяком, кадмием, кобальтом, молибденом и стронцием, в значительно меньшей степени – барием, медью, ртутью, никелем, сурьмой, ураном, ванадием, вольфрамом и цинком.

Сопоставление состава рассматриваемых морских конкреций со средним составом ЖМК Мирового океана [11] показывает, что первые в разной степени относительно обогащены лишь мышьяком, цезием, галлием, ртутью, рубидием, селеном и ураном, но обеднены большинством прочих исследованных элементов. Недавно было установлено, что аналогичное относительно небольшое обогащение этими элементами (As, Cs, Ga, Rb, Se, U) наблюдается также в ЖМК Карского моря [11], что, видимо, обусловлено спецификой формирования ЖМК в мелководной морской среде, подверженной влиянию континентального стока.

Результаты электронно-микроскопических исследований показали, что основная масса материала конкреций слабо кристаллизована и минералы с четкими морфологическими очертаниями в них редки. Судя по микродифракционным картинам, доминирующими минералами являются гидрогетит и вернадит (рис. 1). Акцессорные минералы представлены самородной серой, апатитом, арсенопиритом (микрозерна размером до 0.2 мкм) и коффинитом (угловатые частицы размером до 0.5 мкм).

В целом элементный состав рассмотренных конкреций близок к составу ЖМК Карского моря, описанных ранее [11]. В то же время данные о нахождении в арктических конкрециях ряда редких для этих образований минералов и о содержании некоторых редких и рассеянных элементов получены впервые.

В частности, тот факт, что в описанных ЖМК присутствует коффинит (минерал 4-валентного урана) и самородная сера, может свидетельствовать о наличии в ЖМК микрозон, обогащенных органическим веществом, преобразование которого создает, при участии сульфат-редуцирующих бактерий, соответствующую восстановительную среду. Ранее аналогичное по сути явление – наличие сульфидных минералов – неоднократно фиксировалось в ЖМК и рудных корках открытого океана, находящихся в резко окислительной среде [12, 13]. По-видимому, в мелководном Карском море, подверженном влиянию интенсивного речного стока, дренирующего болотистые и лесистые площади, ЖМК захватывают в ходе своего формирования органический материал как аутигенного, так и терригенного происхождения, что является предпосылкой для возникновения восстановительных микроочагов и формирования экзотических микро- и

наноминералов.

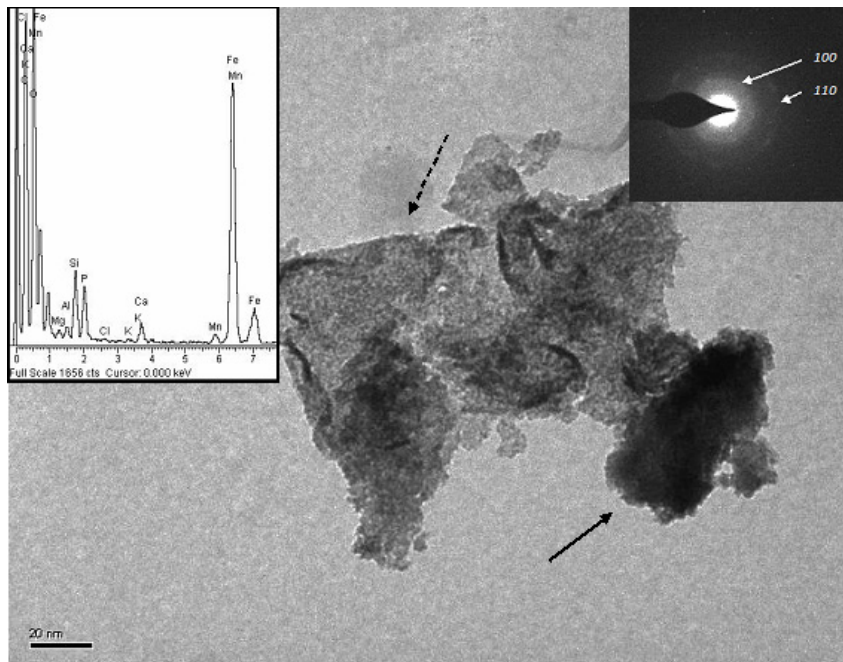


Рис. 1. Вернадит, его микродифракционная картина и энерго-дисперсионный спектр

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 21.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Норденшельд А.Э. Путешествие вокруг Азии и Европы на пароходе Вега в 1878-1880 гг. / Пер.со шведского Барановского С.И. СПб: 1881. 516 с.
2. Самойлов Я.М., Горшкова Т.И. Осадки Баренцева и Карского морей // Тр. Плавучего морск. научн. института. 1924. Вып.4. С. 3-40.
3. Кленова М.И. Геология моря. М.: Учпедгиз. 1948. 500 с.
4. Горшкова Т.И. Осадки Карского моря // Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва. 1957. Т. 8. С. 68-99.
5. Калинин В.В., Павлидис Ю.А. Железистые конкреции Чукотского моря // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С.115-129.
6. Кошелев Б.А. Железомарганцевые конкреции Карского моря // Тр. Арктич. и Антарктич. научно-исслед. ин-та. 1984. Т. 368. С. 119-127.
7. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железомарганцевые конкреции морей СССР // Геол. журн. 1987. Т.47. №1. С. 32-43.
8. Гуревич В.И., Яковлев А.В. Железо-марганцевые корки и конкреции и

корки Карского моря // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб: ВНИИОкеангеология. 1993. С.97-111.

9. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые конкреции Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. №5. С. 789-800.

10. Гуревич В.И., Яковлев А.В. Железомарганцевые конкреции и корки западно-арктического шельфа // Полезные ископаемые континентальных шельфов. СПб: ВНИИОкеангеология. 2005. С.158-161.

11. Батурин Г.Н. Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153-161.

12. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 340 с.

13. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 288 с.

The mineralogy and geochemistry of iron-manganese nodules and ferruginous worm tubes from the Laptev Sea together with associated sediment have been studied by means of ICP-MS, chemical and transmitting electron microscopy methods. The nodules are more or less enriched relative to sediments in As, Cd, Co, Hg, Ni, Sb, Cu, Sr, Y, U, and especially Mo, and depleted in Be, Bi, Cr, Ga, Hf, Li, Nb, Rb, Sc, Sn, Ta, Th, and Zr. But relative to oceanic pelagic nodules, the marine counterparts are essentially depleted in all transition metals together with most part of essential microelements. As for the mineral composition, it seems that Fe-vernadite is the dominant component of metalliferous nodule fraction.

Батурин Г.Н.¹, Дубинчук В.Т.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gbatur@ocean.ru; ²ФГУП ВИМС Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва)

Гидротермальные железомарганцевые корки Японского моря

Baturin G.N., Dubinchuk V.T.

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²All-Russia Institute of mineral resources, Moscow)

Hydrothermal ferromanganese crusts from the Sea of Japan

Железомарганцевые корки на дне Японского моря были обнаружены дальневосточными морскими геологами в конце прошлого века [1] и затем описаны в ряде работ [2-9], но в связи с их широким распространением и значительными вариациями состава некоторые стороны их минералогии и геохимии исследованы недостаточно. В настоящем сообщении по этой проблеме приводятся новые данные, полученные при исследовании материала, собранного первым автором в 35 рейсе (1985 г.) научно-исследовательского судна Института океанологии РАН “Дмитрий Менделеев”. Элементный состав материала определяли методом ИСП-МС в Аналитическом сертификационном испытательном центре ВИМС под руководством С.В. Кордюкова и частично – нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ под руководством Г.М. Колесова; минеральный состав исследовали методами аналитической электронной микроскопии в минералогической лаборатории ВИМС под руководством второго автора.

Образцы корок получены с трех участков: поднятия Северный Ямато (станция 3144, глубина 1450-2250 м), вулкана Тарасова (станция 3135, глубина 2050-2100 м) и горы Безымянной (станция 3136, глубина 2600 м).

Корки с поднятия Ямато представляют собой рыхлые пористые бугорчатые покровы толщиной до 10 см на литифицированных гравийно-галечных осадках. Корки с вулкана Тарасова отличаются грубослоистой текстурой за счет чередования плотных массивных дендритовых участков и тонких слоев колломорфного материала, корки с вершинной части горы Безымянной - уплощенные плитчатые образования неправильной формы размером 5-12 см в поперечнике и 3-5 см толщиной, с многочисленными отпечатками раковин двустворчатых моллюсков, захороненных под слоем быстро осадившихся из гидротермального раствора гидроксидов.

Основной и частично микроэлементный состав нескольких образцов корок приведен в таблицах 1, 2. Наиболее характерными чертами химического состава большей части исследованных образцов является значительное доминирование марганца над железом, а также низкое содержание алюмосиликатов и титана, в результате чего отношение (Mn+Fe)/Ti составляет от нескольких сот до нескольких тысяч. Наряду с

этим корки обеднены, по сравнению железомарганцевыми корками и конкрециями на подводных горах открытого океана, рудными металлами, за исключением молибдена, а также многими микроэлементами, включая редкоземельные.

Таблица 1. Основной химический состав Fe-Mn корок Японского моря

Элемент	№№ образцов								
	3135-А	3135-Б	3136-А	3136-Б	3136-7	3136-8	3136-9	3136-1	3097
Макроэлементы, %									
MnO ₂	44.24	54.04	69.97	80.15	69.98	52.00	44.08	0.57	63
Fe ₂ O ₃	16.77	10.00	1.43	1.03	2.04	12.07	9.28	34.83	2.66
SiO ₂	-	2.30	11.10	6.33	15.30	20.76	-	-	6.24
Al ₂ O ₃	4.03	2.77	2.30	1.33	3.72	0.01	0.27	0.15	0.70
TiO ₂	0.27	0.17	0.08	0.05	0.14	<0.01	0.04	0.03	0.03
MgO	-	2.92	2.82	2.05	2.19	2.57	-	-	2.87
CaO	2.34	0.74	4.84	3.98	2.03	0.52	1.38	0.31	1.89
K ₂ O	2.01	1.38	1.01	0.70	0.86	2.17	1.07	2.84	1.24
P ₂ O ₅	0.37	0.58	0.16	0.03	0.20	0.24	0.33	0.31	0.21
C _{орг}	0.09	0.41	0.19	0.47	0.15	0.07	0.14	0.16	0.10
Mn/Fe	2.39	4.44	42.3	70.5	31.2	3.90	3.26	0.015	21.4
Mn+Fe/Ti	248	419	874	1715	550	>4000	1495	1372	2317
Микроэлементы, г/т									
Co	567	750	48	42	50	34	48	119	174
Ni	1550	1730	105	65	88	130	363	99	49
Cu	540	560	29	36	25	8	63	49	8
Zn	519	574	72	33	44	123	255	93	37
Mo	150	170	240	220	270	150	410	<20	640
Pb	237	207	47	59	57	41	47	31	48
V	590	550	110	50	50	160	420	400	140
Cd	10	3	12	11	9	10	18	8	15
Cr	72	15	9	8	8	6	8	9	2
Sr	1170	1290	530	500	410	1260	1080	1640	570
Li	23	23	5070	1210	157	16	1030	10	460

Особенностью редкоземельного состава корок является, как было отмечено ранее [5], значительный диапазон колебаний цериевой аномалии и отсутствие положительной европиевой аномалии, свойственной многим, но не всем гидротермальным коркам. Видимо, это явление обусловлено деплетированным по европию составом рудного раствора, дренирующего породы, из которых европий был извлечен предшествующими гидротермами.

Таблица 2. Содержание РЗЭ в гидротермальных корках

Элемент	№№ станций							
	3135	3135*	3136А	3136А*	3136Б	3097	3097*	3144
La	33	52.8	11	37.3	8.0	3.0	12.8	12
Ce	73	99	21	69.1	20	4.9	24.5	20
Pr	7.3	10.3	2.5	7.35	1.8	0.65	2.74	2.6
Nd	30	39	10	27.4	7.4	2.8	10.6	11
Sm	6.3	9.6	2.2	6.59	1.6	0.58	2.69	2.3
Eu	1.32	1.88	0.32	0.96	0.28	0.10	0.48	0.5
Gd	7.7	12.3	2.7	8.03	1.8	0.72	2.51	3.0
Tb	1.2	1.96	0.42	1.24	0.29	0.12	0.29	0.45
Dy	7.1	11.7	2.3	7.3	1.5	0.64	1.45	2.7
Ho	1.7	2.59	0.50	1.62	0.31	0.15	0.26	0.61
Er	5.1	7.4	1.4	4.48	0.92	0.44	0.58	1.7
Tm	0.74	1.12	0.20	0.64	0.15	0.065	0.069	0.61
Yb	4.9	6.22	1.4	3.58	0.93	0.44	0.32	1.7
Lu	0.80	1.04	0.21	0.57	0.14	0.069	0.043	0.27
ΣTR	174.6	257.1	56.15	176.2	45.12	14.62	58.33	58.8
Ce*	1.02	0.95	0.89	0.91	1.12	0.78	0.94	0.77
Eu*	0.82	0.75	0.62	0.57	0.73	0.67	0.82	0.81

Примечание: звездочками помечены результаты по другим образцам с тех же станций, проанализированным нейтронно-активационным методом.

Что касается минерального состава корок, то во всех образцах с горы Безымянной и Северного Ямато установлена ассоциация бернесситоподобных минералов: обычный $7A^\circ$ – бернессит, $14A^\circ$ -Са-бернессит и клинобернессит. Последний всегда представлен двойниками, которые часто образуют закономерные сростки с предыдущей разностью. В некоторых образцах выявлены частицы безжелезистого вернадита в ассоциации с бернесситом, что является одним из показателей гидротермального генезиса минерала.[4].

При дополнительном исследовании этого материала в одном из образцов обнаружена ассоциация Mn-вернадита, одной из разновидностей бернессита (ахтенскит) и частица самородной серы (рис. 1).

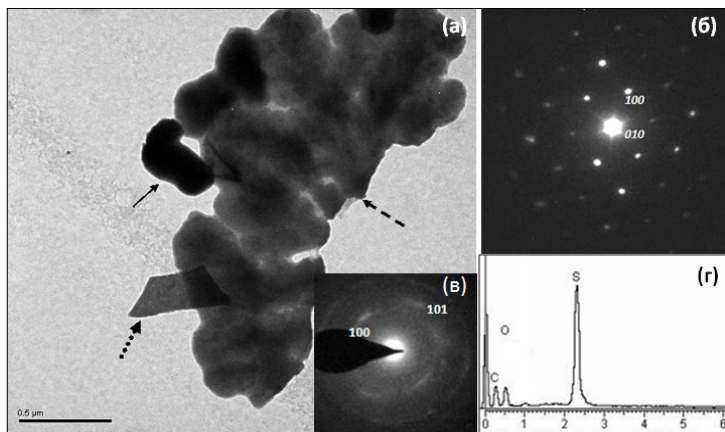


Рис. 1. Ассоциация минералов: вернадит (а), прерывистая стрелка) и его МДК (в), актенскит (пунктирная стрелка) и его МДК (б); частица самородной серы (сплошная стрелка) и ее ЭДС-спектр (г).

При исследовании рудного прослоя в корке с вулкана Тарасова установлено, что он состоит исключительно из тодорокита.

Приведенные результаты свидетельствуют, что по условиям нахождения, морфологии, минералогии, химическому составу и микроструктурам железомарганцевые корки Японского моря существенно отличаются от гидрогенных железомарганцевых конкреций и корок пелагической области океана.

Основными особенностями их состава являются:

1. Контрастные соотношения между Mn и Fe, при колебаниях Mn/Fe от 2 до 70 в большинстве образцов до 0.015 в железистом образце.
2. Высокое отношение титанового модуля (Fe+Mn)/Ti, величина которого колеблется от 248 до более 4000.
3. Низкое содержание рудных элементов, за исключением молибдена.
4. Низкое содержание литогенных компонентов.
5. Повышенное, на фоне прочих рудных элементов, содержание молибдена, а также другого элемента-индикатора гидротермального процесса – лития.
6. Резко выраженная отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая о многократных гидротермальных излияниях, в ходе которых происходили значительные изменения состава гидротерм, дренирующих вулканогенные породы.
7. Доминирование тодорокита в минеральном составе многих образцов.
8. Присутствие самородной серы в ассоциации с минеральными формами MnO_2 , что свидетельствует о резких колебаниях окислительно-

восстановительного режима в ходе гидротермального процесса и осаждения элементов из гидротерм.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 21.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. Марганцевые корки на дне Японского моря // Океанология. 1975. Т. 15. № 4. С. 782-674.
2. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 125-128.
3. Батулин Г.Н., Кашинцев Г.Л. Геологические исследования в 35 рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" // Океанология. 1986. Т. 26. № 5. С. 870-873.
4. Скорнякова Н.С., Батулин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 430-434.
5. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых образований дна Японского моря // Океанология. 1990. Т. 30. № 2. С. 278-287.
6. Горшков А.И., Березовская В.В., Батулин Г.Н., Сивцов А.В. Природа железомарганцевых корок с подводных гор Японского моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 3. С. 542-549.
7. Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 36-43.
8. Астахова Н.В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2007. 244 с.
9. Михайлик П.Е. Состав, строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей. Автореф. канд. дисс. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т ДВО РАН. 2009. 22 с.

The study of hydrothermal manganiferous crusts from Yamato Rise and some sub-sea volcanoes in the Sea of Japan has been carried out by combination of ICP-MS and transmitting electron microscopy methods. The most crusts are enriched in Mn so that Mn/Fe ratio may exceed 10 or more whereas (Mn+Fe)/Ti is rising up to >4000. On the other side, one sample consists of nearly pure iron oxide. All crusts are depleted in most transition metals as well as Eu producing negative Eu anomaly which is considered as a rare geochemical phenomenon.

Габлина И.Ф.¹, Добрецова И.Г.², Попова Е.А.³

(¹ГИН РАН, Москва, gablina@ilran.ru; ²ПМГРЭ, Санкт-Петербург;

³ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург)

Метасоматическое сульфидное оруденение в современных осадках Срединно-Атлантического хребта

Gablina I.F.¹, Dobretzova I.G.², Popova E.A.³

(¹GIN RAS, Moscow; ²PMGE, St-Petersburg; ³VNIOkeangeologia, St-Petersburg)

Metasomatic sulfide mineralization in the recent sediments of the Mid-Atlantic Ridge

При изучении современных гидротермальных сульфидных руд на дне Океана основное внимание обычно уделяется сульфидным постройкам, сформированным при поступлении гидротермальных растворов в морскую воду. Влияние гидротермальных растворов на осадки при просачивании сквозь них растворов изучены значительно слабее. Основная причина этого заключается в подходе к исследованию металлоносных осадков. Их считают продуктом осаждения рудных компонентов из гидротермальных плюмов. Непосредственное влияние металлоносных флюидов на карбонатные осадки в зонах гидротермальной активности практически не учитывается, хотя продукты таких процессов описаны в Красном море, в Тихом океане (Мидл-Вэлли), Калифорнийском заливе (Гуаймас). Известно, что крупные скопления древних колчеданных полиметаллических руд – аналогов современных океанских сульфидных образований также сформированы в осадочных и осадочно-вулканогенных толщах.

Авторами исследованы карбонатные, рудоносные и металлоносные осадки гидротермальных полей северной приэкваториальной зоны САХ – Семенов (13°31'с.ш.), Ашадзе-1(13° с.ш.), Зенит-Виктория (20° 08'с.ш.) и Петербургское (19°52' с.ш.). Мощность карбонатных осадков в данном секторе САХ не превышает 1.5-3 м, рудоносных 0.5-0.6 м. По комплексу фауны возраст осадков определен как голоцен-верхнеплейстоценовый (0-76 тыс. лет) [1-3]. Осадки залегают на гидротермально измененных базальтах и перидотитах. Изучены химический, гранулометрический и минеральный состав осадков и заключенных в них руд. При решении проблемы основным объектом исследований был избран органогенный материал осадков, состав которого на стадии седиментогенеза единообразен на всем пространстве океана – это кальцитовые раковины отмершего планктона и бентоса. Различие в их преобразовании может быть связано только с наложенными процессами.

В результате исследований осадков поля Ашадзе-1 установлено зональное распределение в них основных пороодо- и рудообразующих элементов (рис. 1) и вторичных (гидротермальных) минералов.

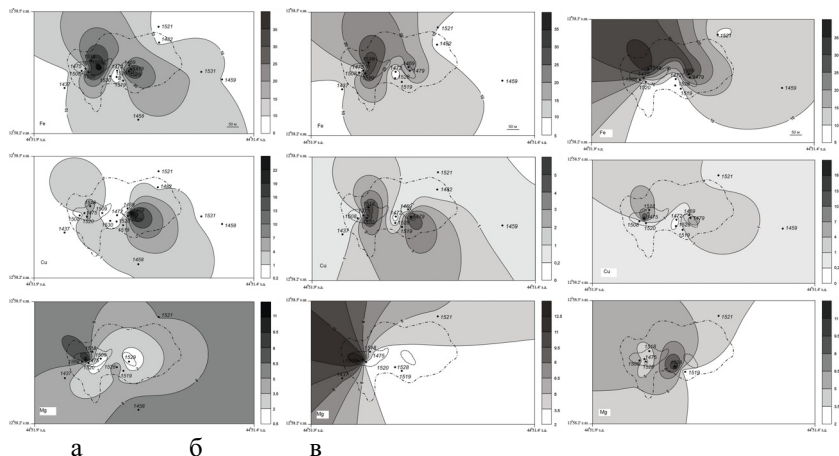


Рис. 1. Распределение Fe, Cu и Mg в верхнем, 0-5см (а), среднем, 5-20см (б) и нижнем, 20-70см (в) горизонтах донных осадков поля Ашадзе-1. Пунктиром показаны контуры рудного поля и рудных тел в нем.

Гидротермальные минералы, представленны силикатами - тремолит-актинолит, роговая обманка, серпентин, Fe-Mg- смектиты, возможно, палыгорскит (сепиолит); карбонатами - Mg-Mn-содержащий сидерит; сульфидами - пирит, изокубанит, сульфатами – барит, целестин, хлоридами – атакмит, гидроксидами Fe и Mn, которые метасоматически замещают кальцит раковин микофоссилий, образуют поровый и крустификационный цемент осадков. Наиболее распространенными новообразованиями являются пирит, сидерит и гидроксиды Fe. По составу преобладающих вторичных минералов выделяются зоны: 1) сульфидная, совпадающая с рудным телом 1; 2) зона минералов повышенной магнезиальности, частично совпадающая с рудным телом 1, выходя за его контуры на западе и юго-западе и 3) зона развития Fe-Mn корок по периферии рудных тел 1 и 2. К окраинам гидротермального поля процессы растворения и замещения карбонатных раковин вторичными минералами затухают.

Особенностью гидротермального поля Ашадзе 1 является присутствие в зоне повышенной магнезиальности сидерита, обогащенного Mg и Mn, в ассоциации с Fe-Mg-содержащими силикатами, в том числе Fe-Mg глинистыми минералами. Широкое развитие в гидротермально-измененных рудоносных океанских осадках минералов, богатых Mg, свидетельствует о высоком содержании этого элемента во флюидах, воздействовавших на осадки, что необычно для океанских гидротермальных растворов.

Рудное поле Зенит-Виктория открыто в 31 рейсе НИС «Профессор Логачев» в 2008 г., рудное поле Петербургское, установлено в рейсе № 33 в 2010 г. Оба поля расположены за пределами рифтовой долины, на ее

склонах.

Отличительной особенностью сульфидных образований этих двух полей является отсутствие трубообразных сульфидных тел на поверхности дна, необычная форма построек (рис. 2) и тесный парагенез руд с осадками. Руды представлены разрозненными сульфидными постройками, состоящими из пористого пирит-марказитового каркаса, по которому в наиболее пористых участках развиваются халькопирит, сульфиды меди, реже борнит. Для Cu-Zn-Fe руд характерно участие основного рудообразующего минерала – сфалерита как в строении тонко-микрокристаллического каркаса сульфидной постройки вместе с марказитом, так в заполнении полостей. Наиболее распространенными нерудными гидротермальными минералами являются опал, барит, Fe-Si гель.

При изучении взаимоотношений сульфидных построек с вмещающими осадками выявлены следующие закономерности: 1) высота сульфидных построек соответствует мощности осадков – она, как и мощность осадков вблизи построек, не превышает 60см, в редких случаях достигает 65-70см; 2) сульфидные постройки содержат реликты осадочных текстур и структур (рис. 2в, д); 3) в сульфидных рудах присутствуют включения замещенных сульфидами и другими гидротермальными минералами раковин фораминифер и (или) птеропод, в зависимости от состава вмещающих органогенных осадков (рис. 2д, е); 4) на поверхности (обычно в кровле) построек, как правило, присутствует 1-2-сантиметровая корка литифицированных осадков (рис. 2а, б, в); 5) рудоносные осадки, вмещающие сульфидные постройки, интенсивно изменены, что выражается в развитии вторичных минералов, резком понижении, относительно фоновых, значений Eh, pH, повышении температуры, и свидетельствует о воздействии на них гидротермальных флюидов.

Аналогичные взаимоотношения сульфидных руд с осадками наблюдаются и на поле Семенов, где показано, что под воздействием гидротерм происходит растворение органогенного кальцита микрофоссилий карбонатных осадков, метасоматическое замещение его гидротермальными минералами (главным образом, сульфидами) и переотложение CaCO_3 в форме аутигенного кальцита, моногидрокальцита или арагонита на контакте рудной постройки с литифицированным осадком [4].

Таким образом, установлено, что под влиянием гидротермальных флюидов, поступающих в современные органогенные донные осадки, происходит их минерализация, а привнос рудного вещества флюидами, поступающими снизу непосредственно в осадок, – один из важных источников формирования рудоносных осадков.

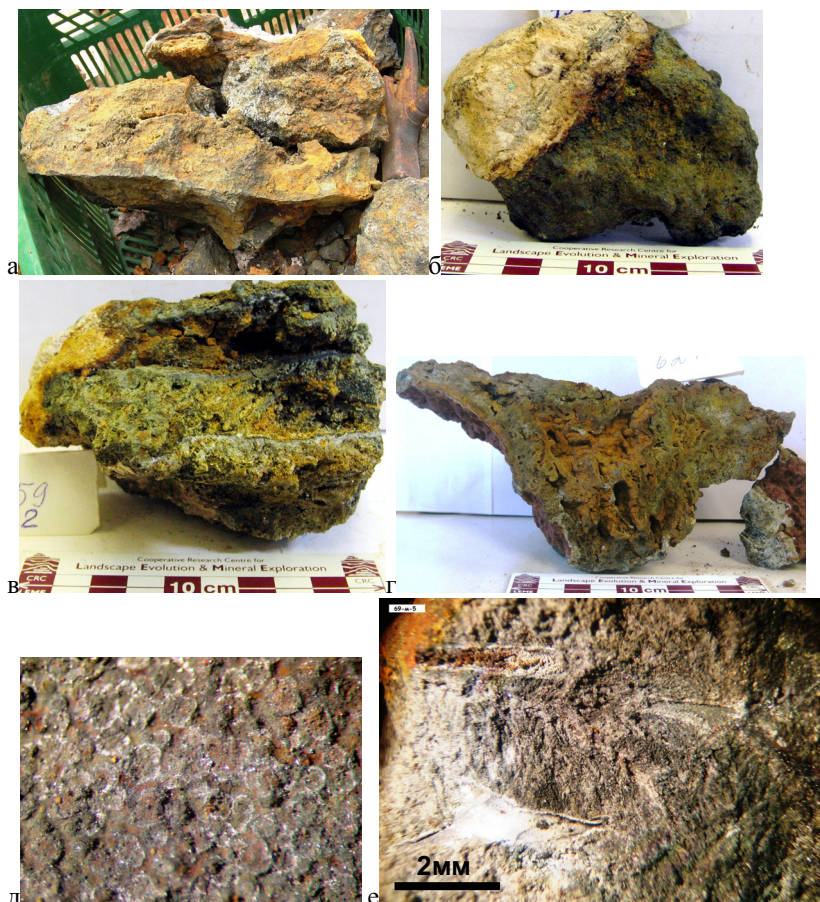


Рис.2. Морфология и внутреннее строение сульфидных построек.

а – в - поле Петербургское, рудное тело 5, ст. 159: а - фрагмент каравасеобразной постройки размером 50см в длину, мощностью 12-13см в центральной части, с коротким узким каналом в основании и коркой литифицированных осадков в кровле; б - грушевидная асимметричная мелкая постройка с коркой литифицированных осадков в кровле; в - слоистое строение сульфидной постройки стратиформного типа; г – е - поле Зенит-Виктория, рудное тело 1: г - грибообразная мелкая постройка с реликтами каналов в основании; д – псаммитовая структура руд постройки, сформированной по фораминиферовым пескам, диаметр «шариков» около 0.25мм, состав – марказит, пирит, гидроксиды железа, сульфиды меди, ст. 61, микрофото; е - отпечатки птеропод в пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах, ст. 69, микрофото.

Установлен новый тип оруденения, не известный ранее в зоне САХ, сформированный в результате метасоматического замещения органогенных

карбонатных осадков при диффузном просачивании сквозь них гидротермальных растворов.

Рейсы НИС «Профессор Логачев» были организованы ФГУП «Полярная экспедиция» и финансировались Федеральным агентством по недропользованию природных ресурсов и экологии РФ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 08-05-00799, 11-05-01117).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Л.Л. Демина, О.Б. Дмитренко, Н.С. Оська, Е.А. Попова, Т.А. Хусид, В.В. Шилов. Состав и вторичные изменения микрофоссилий в осадках гидротермального поля Ашадзе-1. (тропическая зона Срединно-Атлантического хребта) // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 505-520.
2. Kuznetsov V., Cherkashov G., Bel'tenev V., Lazareva L., Maksimov F., Zheleznov A., Baranova N., Zharebtsov I. Semyenov hydrothermal knot (13°31'N, Mid-Atlantic Ridge): radiochemical study, ²³⁰Th/U dating and chronology of ore formation // Materials of International Conference "Minerals of the Ocean – 5 & Deep-Sea Minerals and Mining – 2". St. Petersburg. 2010. P. 64-65.
3. Шилов В.В., Бельтенёв В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И., Черкашёв Г.А., Лазарева Л.Б., Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В., Густайтис А.Н. Новые гидротермальные поля на Срединно-Атлантическом хребте: «Зенит-Виктория» (20°08'с.ш.) и «Петербургское» (19°52'с.ш.) // ДАН (в печати).
4. Добрецова И.Г., Лайба А.А. Об образовании минерального карбоната в гидротермальных сульфидных рудах САХ // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 155-159.

Recent ore-bearing and metalliferous sediments of the hydrothermal fields of northern subequatorial zone of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) such as "Ashadze-1", "Semenov", "Zenit-Victory" and "Peterburgskoe" have been studied by authors. New type of metasomatic sulfide mineralization related to diffuse filtration of hydrothermal fluids through biogenic carbonate sediments.

Глазырин Е.А.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, eaglazyrin@mail.ru)

Некоторые особенности разреза кобальтмарганцевых корок (Тихий океан)

Glazyrin E.A.

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Some features of a cut of the cobalt-manganous crusts (Pacific Ocean)

Проведено сравнительное микроструктурное исследование образцов кобальтмарганцевых корок (КМК) Магеллановых гор (Тихий океан) и железомарганцевых конкреций (ЖМК) поля Кларион-Клиппертон. Результаты этих исследований позволяют выделить некоторые особенности разреза КМК, которые представляются в настоящем сообщении.

КМК, как и ЖМК, относятся к типичным стратиграфически расслоенным геологическим телам. Вместе с тем, стратиграфический разрез КМК по своему строению менее дифференцирован и более беден, чем у ЖМК. В нем не проявлены или отсутствуют материально-информационные носители или маркеры процессов, которые присущи формированию ЖМК. Эти различия, вероятно, связаны с особенностями роста. Если ЖМК растет как не прикрепленное тело с концентрически зональным строением и радиальным вектором роста, то КМК формируется в условиях прикрепленного положения к субстрату и, соответственно, роста, ограниченного одной плоскостью. Примером материально-информационного носителя процессов, отсутствующего у КМК, может служить инверсия вектора роста, возникающего при переворачивании ЖМК [2]. В отличие от ЖМК у КМК не наблюдается такого разнообразия микрослойков и фациальных переходов. Таким образом, КМК обладают более бедным в онтогеническом отношении строением, а их стратиграфический разрез характеризуется меньшей информативностью и читаемостью.

КМК, в силу прикрепленного залегания, в отличие от ЖМК растут в верхней части, менее благоприятно ориентированной относительно питающего геохимического барьера. В итоге рост КМК идет с меньшими скоростями, но с образованием более компактного и богатого в единице объема удельного количества рудного вещества, преимущественно в виде тонкослоистого планарного агрегата. При присыпании поверхности КМК осадком фронт роста захватывает осадочный материал. В результате создаются условия для более высокого линейного роста, но с большей пористостью, большим удельным весом нерудного осадочного материала, и, соответственно, с меньшим удельным весом рудного в единице объема.

Основу КМК составляют слои практически одного типа, которые

формируют агрегаты двух основных разновидностей – почковидные и планарные тонкослоистые.

Планарные тонкослоистые агрегаты по облику представляют собой аналоги компактных прослоев ЖМК. Они обладают тонкослоистой микротекстурой с ровным плоскостным фронтом роста, в связи с чем и предлагается их называть планарными, в отличие от почковидных, а микротекстуру – планарной. По локализации рудного материала данная микротекстура является наиболее компактной. По своим онтогеническим признакам формирование планарной микротекстуры соответствует периоду низких скоростей роста КМК и практическим отсутствием присыпания осадочным материалом.

Почковидные агрегаты по своей морфологии весьма схожи с таковыми ЖМК, но обладают более бедным набором слоев. Для них характерен не планарный, а сферический характер роста с формированием почек, фестонов. В зависимости от соотношений скорости роста и скорости подачи питающего материала, а стало быть – от силы геометрического отбора между почками, выделяются морфологические разновидности почковидных агрегатов. При относительно небольших скоростях роста и небольшом дефиците поступления питающего материала образуются *мелкопочковидные агрегаты*. При большей силе геометрического отбора формируются вытянутые почки, а при экстремальном геометрическом отборе – максимальной разнице между скоростью роста и скоростью питания – формируется *столбчатая* или *стержневая разновидность почковидных агрегатов*. При активном припорошивании растущего почковидного агрегата осадочным материалом происходит распад слоистости – ее турбулентность за счет обволакивания нерудного матрикса, большей частью раковинок фораминифер. Прослеживание стратифицированных границ здесь практически становится невозможным. Такую разновидность агрегатного сложения КМК предлагается назвать *турбулентной*, а микротекстуру шариковой.

Текстура растущего рудного материала в КМК есть функция, в основном, двух составляющих – скорости питания (роста) и интенсивности блокирования фронта роста нерудным материалом (интенсивность поступления нерудного материала).

Каждую из этих функциональных составляющих роста – скорость роста рудного и интенсивность поступления нерудного материала – можно оценить и выразить по разрезу КМК графически и численно. Скорость роста есть показатель отношения высоты (амплитуды) концентрического слоя к его ширине. В планарном агрегате высота (амплитуда) стремится к нулю, а ширина к максимуму. Соответственно, скорость роста близка к нулю. И, наоборот, в стержневой разновидности почковидной текстуры это соотношение будет максимальным. Интенсивность поступления нерудного материала оценивается по его процентному участию в стратиграфическом

интервале КМК.

Построение графиков скорости роста и поступления нерудного материала может служить целям микростратификации разрезов КМК и их корреляции.

Стратиграфические несогласия в КМК развиты несравненно беднее, чем в ЖМК. В большинстве своем они носят скрытый характер. Об их присутствии можно судить только в отдельных локальных участках, где имеются характерные признаки – срезание границ агрегатов. Другие характерные признаки стратиграфических несогласий, описанные для ЖМК [1], у КМК не проявлены.

Как и в ЖМК в КМК присутствуют трещины усыхания, зарастающие рудным материалом.

Одним, но не обязательным, признаком стратиграфического несогласия в КМК служат слои эпигенетической цементации - **цементационный тип слоев**. Он развивается за счет цементации и замещения осадочного материала, накопившегося при перерыве роста КМК. В них отсутствует внутренняя стратификация в виде слоев, и присутствуют реликты замещенного нерудного материала, пустоты от полостей раковин и растворения карбонатных раковин фораминифер.

Весьма характерным явлением для КМК служит постстратификационное (эпигенетическое по отношению к стратиграфическому интервалу) **растворение нерудной составляющей с зарастанием или цементацией рудным материалом** внутренних пустот в почковидных агрегатах, особенно в турбулентных их разностях. Степень обрастания (цементации) прогрессивно нарастает вглубь стратиграфического разреза КМК, вплоть до полного зарастания пустот и ростовых щелей. При этом эпигенетическая по отношению к стратиграфическому интервалу цементация характеризуется более чистым и компактным рудным материалом. Растворение нерудного материала, зарастание или цементация рудным материалом внутренних пустот вносит значительный вклад в формирование рудной массы КМК, **облагораживает** рудным материалом разрез КМК. Такое эпигенетическое рудное облагораживание затушевывает стратиграфический разрез КМК.

Таким образом, особенностью роста КМК служит эпигенетическое облагораживание рудным материалом ранее сформированного стратиграфического разреза. В результате этого процесса нарушается и уничтожается внутренняя стратификация КМК, а разрез становится нечитаемым. Для ЖМК это явление не установлено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазырин Е.А., Берберьян Т.К. Онтогенетическая модель формирования железомарганцевых конкреций океана на примере рудной провинции Кларифон-Клиппертон // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений: сборник науч. статей. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. 2007. С. 47-54.

2. Глазырин Е.А., Юбко В.М. Феномен периодического массового переворачивания океанских железомарганцевых конкреций // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 2009. С. 254-257.

Cobalt-manganous crusts (CMC) of Magellanic mountains unlike iron-manganous nodules serves as feature of a cut the subsequent replacement by an ore material of the grasped nonmetallic material, filling and cementation of internal emptiness. This process brings the considerable contribution to formation of ore weight CMC. It improves an ore material cut CMC and breaks its internal stratification.

Губенков В.В.

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

Находки кремней в пределах Российского разведочного района зоны Кларион-Клиппертон

Gubenkov V.V.

(SSC FSUGE “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

Discovery of flints from Russian exploring region of Klarion-Klipperton zone

За 30 лет исследований в зоне Кларион-Клиппертон автору посчастливилось обнаружить 4 кремня разной формы и цвета: 3 из них подняты случайно в пробах грейферов на Западном полигоне PPP, а последний драгировался целенаправленно – на Восточном полигоне. Первый обломок представлен фрагментом изогнутого магматического рукава длиной до 40 см и максимальной шириной - до 18 см черного цвета сильно-пористый; формирование его в естественных условиях подтверждалось донным снимком. Два других являлись небольшими фрагментами ядер железо-марганцевых конкреций и отличались цветом: один - молочно-серый слоистый, второй – светлозеленоватый однородный. Наиболее изучен был последний образец, поднятый с вершинной поверхности вулканической горы с максимальным перепадом около 0,5 км. В процессе интерпретации более двух десятков фотопрофилей было подмечено различие магматических образований: в отличие от базальтов с крупнобугристой поверхностью при сплошных выходах или видимыми фрагментами отдельных потоков встречались участки с плитчатыми образованиями с нависающими краями по их периметру над осадком и видимой мощностью более 10 см. Отмечались участки с отдельными плитками различной формы и размеров по периферии такой зоны до сплошных покровов ближе к зоне излияния. Общая длина зоны, пересеченная фототелепрофилем на этой горе составляет – 500 м и в отличие от других участков не контактирует с базальтами.

В дражной пробе наряду с рудными цеолититовыми псевдотравертиновыми корками обнаружен округлый плоский каравасообразной формы «базальт» с тонким налетом рудного вещества, который характеризуется следующими размерами 36x30x7 см и весом в 10,6 кг. Серый цвет и белые мелкие порфиновые включения с крупными порами или кавернозными миндалинами (до 10%) на распиленной поверхности (рис. 1) ввели в заблуждение вахтенных геологов.

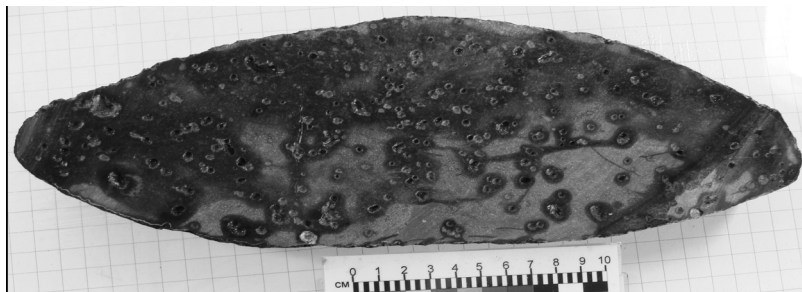


Рис. 1. Распиловка плитчатого кремня

После петрографических заключений и химических исследований в двух независимых исследователей: в МГУ и в Институте геологии и минералогии СО РАН было сделано заключение, что это - биоморфный кремнь. На его сколе хорошо видна стекловатость с матовым блеском, а во внешней зоне шириной около 0,5 см отсутствуют включения. Миндалины диаметром до 6 мм заполнены преобразованными остатками нанофоссиловых известняков(?) в виде глинистых комочков. Микрофаунистические остатки (форминиферы, астракоды, радиолярии) обнаружены и в самой породе, при этом валовое содержание кремнезема составляет 96%. Если не знать, откуда образец получен, то любой петрограф, просмотрев прозрачные шлифы и увидев разнообразную микрофауну (рис. 2), сделает вывод об его осадочном происхождении.

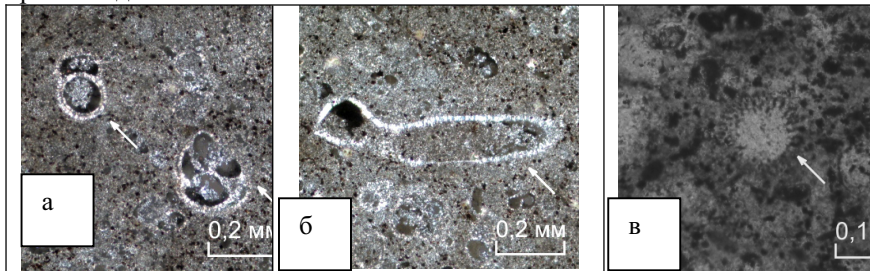


Рис. 2. Микрофаунистические скелеты, метасоматически преобразованные опаловидным (?) или микрозернистым (?) кварцем
Форминиферы (а), астракоды (б) и радиолярии (в)

Характер залегания в пределах привершинной части вулканической горы, предполагает о его поствулканогенном, чем об осадочном генезисе.

Учитывая возраст базальтов и этапа активизации вулканического процесса около 14÷16 млн. лет назад, можно сделать вывод, что кварцевая масса растекалась на нанофоссиловых известняках, замещая биологические остатки, которые в них встречаются, либо на форминиферовых песках, накопившихся выше уровня карбонатной компенсации. Для полного

понимания необходимо знать тип двуокси кремния (халцедоно-кварцевый, кварцевый, халцедоновый или опало-халцедоновый) и температуру его при излиянии. В заключении выполненным научным сотрудником лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций Института геологии и минералогии СО РАН Широких В.А. отмечается, что на стенках миндалин встречаются щеточки, сложенные слабо анизотропным опаловидным кварцем, тем же материалом выполнены и скелетные оболочки микроорганизмов. Также можно предположить и о низкотемпературности кварцевого расплава или раствора. Глинистые комочки сероватого цвета внутри миндалин не вскипают со слабым раствором соляной кислоты, т.е., вероятно, были преобразованы в период образования кремнистых полей на вулканической горе. В петрографическом заключении также отмечается меньшая насыщенность микроорганизмами верхней части образца, а на донных снимках плиты имеют нависающие выпуклые края, что говорит о расположении расплава по осадку и его проработкой в глубину.

Результаты локального рентгеноспектрального микроанализа кремня, полученным профессором МГУ Авдониным В.В.(табл.), показывают, что в основной массе содержания оксида кремния, несколько выше до 98,8% по сравнению со средними параметрами, полученными в Новосибирске. Там же, кроме породообразующих элементов, также определены ряд металлов, (%): Cr- 0,006; Cu – 0,002; Ni – 0,001; V – 0,001; Zn – 0,001 и оксид BaO - 0,001. За исключением оксида бария и цинка, о распределении металлов можно судить по результатам локального рентгеноспектрального микроанализа, сведенного в таблицу, в оксидах тех же элементов.

За исключением фрагмента фосфатно-карбонатной органики, где все ясно и из выделенных металлов присутствует только кобальт, распределение других не так однозначно. Хром, никель и медь явно преобладают в глинистом комочке, заполняющие почти все миндалины кремня. Ванадий выявлен только в составе основной массы породы, а в замещенном скелете хром и медь превышают на порядок, тогда как для кобальта наоборот. Вероятно, гидротермальные растворы обогатили осадки, дополнительным аргументом может служить повышенное (от 14 до 21 раза) содержание триоксида серы, а также железа, магния, марганца и наличие оксида бария. Затем произошло излияние кремнистой массы с незначительным метасоматозом отдельных металлов на некоторых микрофаунистических остатках. Не исключено, что это происходило одновременно.

Кроме этого, в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН Лебедевым В.А. определялся изотопный возраст калий-аргоновым методом вулканических пород: как порфирового пироксен-плагноклазового базальта повышенной щелочности и пироксен-плагноклазового порфирового трахибазальта, обнаруженных в ядрах

конкреций, так и «базальтоподобного» кремня. Абсолютные значения возраста этих базальтов сопоставимы между собой: $14,3 \pm 1,1$ и $15,8 \pm 0,5$ млн лет. Возраст кремня имеет более широкий предел неоднозначности 20 ± 5 млн лет, но определение имеет оценочный характер из-за низкого содержания калия на что указывали специалисты лаборатории.

Таблица. Локальный рентгеноспектральный микроанализ основной массы кремня и включений

Оксиды и элементы	Содержание, %			
	<i>основная масса породы</i>	<i>оболочка замещенной ракушки</i>	<i>глинистый комок</i>	<i>фрагмент фосфатно-карбонатной органики</i>
SiO ₂	98,79	97,39	61,67	0,50
TiO ₂	0,01	-	0,07	-
Al ₂ O ₃	0,25	0,54	26,03	0,64
FeO	0,25	0,90	2,18	0,31
MgO	-	0,32	4,25	0,38
MnO	0,03	-	0,37	0,18
CaO	0,02	0,12	1,26	57,41
Na ₂ O	-	0,18	0,43	0,94
K ₂ O	0,12	0,24	1,20	0,18
P ₂ O ₅	0,03	-	0,23	37,55
Cr ₂ O ₃	0,01	0,10	0,45	-
V ₂ O ₅	0,20	-	-	-
CoO	0,10	0,01	0,03	0,02
NiO	0,08	-	0,28	-
CuO	-	0,15	0,40	-
SO ₃	0,04	0,06	0,85	1,86
Cl	0,05	-	0,30	0,04
Сумма	99,93	100,01	99,68	99,96

Эти определения абсолютного возраста укладываются в миоценовую эпоху - это период смены типа осадконакопления в пределах рудной зоны Кларион-Клиппертон, когда на эрозионных поверхностях карбонатных пород начали формироваться покровные отложений глинистой толщи; это период формирования современного рельефа и период активизации магмотектонических процессов, когда по тектоническим нарушениям внедрялись базальтовые дайковые тела, не редко с излиянием их на поверхность, а постгидротермальные флюиды растворяли нанофоссилиевые известняки с формированием протяженных многометровых провалов площадью до 2 км². На каких-то этапах наряду с основными магматическими породами образовывались более кислые разности, включая и кремни.

Discovery of various forms of flints on the seabed surfaces proves the presence, of postvolcanic processes, when these flints were formed sometimes.

Колесник О.Н., Астахова Н.В., Съедин В.Т.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, zeua1985.2008@mail.ru)

Самородные металлы и интерметаллоиды в магматических породах подводных вулканических построек (Японское море)

Kolesnik O.N., Astakhova N.V., S'edin V.T.

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

Native metals and intermetaloids in igneous rocks from submarine volcanic edifices (the Sea of Japan)

Вопрос о поиске гидротермальных сульфидных руд на подводных вулканах островных дуг возник более 20 лет назад [1], но в Японском море подобных работ до сих пор не проводилось, хотя возвышенности вулканического происхождения в пределах глубоководных котловин распространены достаточно широко. На склонах этих возвышенностей обнаружены многочисленные железо-марганцевые образования (ЖМО), в основной массе которых заключены микрозёрна цветных, чёрных, благородных и редкоземельных металлов в виде различных минеральных фаз, в том числе высокотемпературных – самородной и интерметаллической [2; 3]. Источником рудных включений, вероятнее всего, являются поствулканические флюиды. Для подтверждения данного предположения методом электронно-микронного анализа изучено 12 аншлифов магматических пород (10 вулканических, остальные – интрузивные), являющихся субстратом ЖМО с 4 подводных возвышенностей (Медведева, Беляевского, Галагана, безымянной близ возвышенности Алпатова), а также наложенной базальтовой постройки на северо-восточных отрогах хребта Южный Ямато. Отобранные для исследований образцы несут следы вторичных изменений (ожелезнение, частичное заполнение пор и т.п.).

По данным электронно-микронного анализа, для всех изученных магматических пород, за исключением образца трахиандезита (возв. Медведева), характерно качественное и количественное разнообразие микровключений рудных минералов. Последние встречаются в виде зёрен (обычно 1-5, реже – 10-15 мкм) чаще всего изометричной плохо окристаллизованной формы и локализуются, как правило, вдоль стенок микротрещин, пор или выполняют микропустоты, межзерновые пространства в основной массе и в породообразующих минералах (рис.). По сравнению с другими выявленными нами соединениями металлов, группа самородных элементов и интерметаллических сплавов в магматических породах наиболее представительна. Максимальное количество зёрен соответствующего состава идентифицировано в образцах оливинсодержащего плагиоклазового базальта (возв. Галагана) и

плагноклазового ферробазальта (возв. Медведева). В уже упомянутом трахиандезите с возвышенности Медведева не выявлено ни одного зерна металлов в самородном виде или в форме интерметаллических соединений. Судя по химическому составу зёрен, в изученных породах встречаются самородные Pb, Zn, Ni, Cu, Sn, Fe, Ti, Cr (рис. а, в).

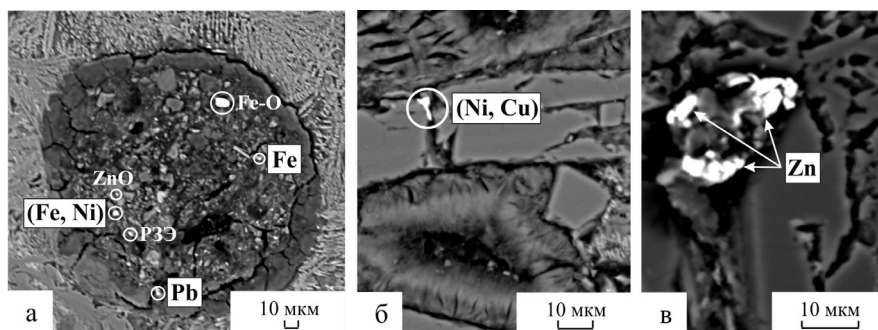


Рис. Микровключения рудных минералов в магматических породах подводных вулканических построек Японского моря.

Из интерметаллов наиболее распространены латуни (Cu, Zn) и бронзы (Cu, Sn), в основном с примесью Pb. Кроме того, обнаружены соединения Sn-Pb, Ni-Cu, Pb-Cu-Sn, Fe-Cr, Fe-Ni, Fe-Cr-Ni (рис. а, б). Интересным представляется химический состав зерна, выявленного в образце кварцевого сиенита (возв. Медведева). Основными минералообразующими элементами здесь являются Fe, Mn и Cr; в незначительном количестве присутствуют Ni, Dy, Cu.

Выводы. Электронно-микроскопическое изучение шлифов магматических пород с 5 вулканических построек Японского моря позволило выявить в этих породах комплекс высокотемпературных, требующих резко восстановительной обстановки образования, минералов – самородных металлов и интерметаллоидов. Морфология, характер локализации, химический состав, парагенезис последних – все эти характеристики практически аналогичны установленным ранее для ЖМО, драгированных со склонов тех же подводных возвышенностей. Идентичность рудных минеральных фаз ЖМО и подстилающих их магматических пород свидетельствует в пользу того, что вулканизм, характерный для возвышенностей глубоководных котловин и наложенных построек Японского моря, сопровождается активными поствулканическими процессами, которые сопряжены с металлоносными газовой-флюидными потоками.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан» и гранта ДВО РАН № 09-II-VO-07-001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.Н., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26–39.
2. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железомарганцевых корках Японского моря // Доклады РАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 522–527.
3. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Цветные, благородные и редкоземельные металлы в железо-марганцевых корках и базальтах возвышенности Беляевского (Японское море) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 231–245.

It is revealed that the igneous rocks from submarine volcanic edifices in the Sea of Japan contain complex of high-temperature ore (Pb, Zn, Ni, Cu, Sn, Fe, Ti, Cr) mineral phases - native and intermetallic. The source of the phases is most probably postvolcanic fluids.

Кругляков В.В.

(Государственный научный центр «Южморгеология», Геленджик, ocean@ymg.ru)

**К природе полиметаллических конкреций на примере
Российского разведочного района в рудной провинции
Кларион-Клиппертон (Северо-восточная котловина Тихого
океана)**

Kruglyakov V.V.

(SSC “Yzhmorgeologia”, Gelendzhik)

**To nature polymetallic nodules on example Russian
investigating region in Klarion-Klipperton province (Northern-
Eastern basin of Pacific)**

В семидесятые – восьмидесятые годы прошлого столетия железомарганцевые (марганцевые, полиметаллические) конкреции абиссали на основании их внешнего облика, текстур, деталей элементного состава рассматривались как генетически различные образования. Зарубежными и отечественными исследователями предполагалось, что мелкие тонкослоистые конкреции с гладкой поверхностью формируются за счет осаждения рудного вещества из океанской воды. Такие образования описывались как гидрогенные. Крупные грубо-слоистые стяжения рассматривались как литогенные или диагенетические, формирующиеся за счет перераспределения вещества в верхних частях литосферы. Состав океанской воды позволяет, мягко говоря, усомниться в возможности накопления рудного вещества гидрогенным путем. В толще глинистых осадков, подстилающих все известные залежи конкреций, количество рудных элементов вполне достаточно для их, по крайней мере, двукратного формирования, но возникает справедливый вопрос, откуда в глинах такое количество рудных элементов.

В девяностые годы прошлого столетия активность разработки проблемы океанических конкреций в Российской Федерации (правопреемнице СССР) по известным причинам резко снизилась. С 2001 года систематические исследования возобновились. В это время работы выполняются на новом техническом уровне [1]. Как следствие, получены новые материалы, позволяющие попытаться определить природу поступления рудного вещества в осадки и далее на геохимический барьер на границе гидросферы и литосферы (воды и осадочных образований дна). На рис. 1 показан геоакустический разрез по одному из профилей, отработанных в конце 2010 – начале 2011 года.

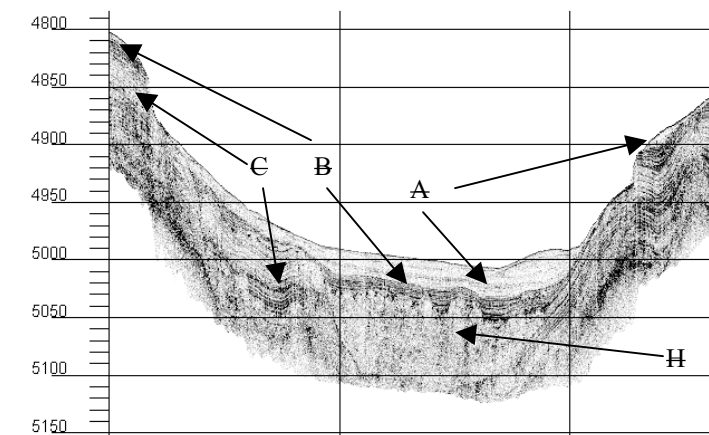


Рис. 1. Геоакустический разрез по фрагменту профиля

Венчает разрез акустически прозрачный комплекс А. Под ним выделяется отчетливо слоистый комплекс В, отождествляемый с нижнемиоценовыми карбонатными отложениями. Еще ниже выделяется комплекс С, верхняя часть которого акустически относительно прозрачна, а нижняя отчетливо слоиста.

На приведенном примере в левой и правой частях иллюстрации отчетливо проявлена слоистость комплексов В и С. В центральной части под комплексом В обнаружено «мутное» тело. В восьмидесятые годы такие тела обнаруживались по данным сейсмоакустического профилирования, но, поскольку тот вид профилирования выполнялся с использованием более низкочастотных излучателей, и некоторые детали строения «мутных» тел не были обнаружены, эти тела рассматривали как оползневые.

Если говорить об оползнях, то можно в качестве оползневых цирков рассматривать нарушения сплошности (смещение характерных элементов слоистости) в левой части иллюстрации. В центральной же части «мутное» тело развито на продолжении слоистых отложений комплекса С и имеет весьма специфичный контакт с выше лежащим комплексом В. Элементы «мутного» тела проникают в слоистую толщу отдельными восходящими элементами («сталагмитами»). Это явление, по-видимому, можно объяснить некими восходящими материальными или энергетическими потоками типа «газового дыхания Земли» [2].

Проверить такое предположение можно детальным исследованием теплового потока над такими аномалиями или крупномасштабной комплексной геохимической съемкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минералого-геохимические методы изучения железомарганцевых руд Мирового океана. Тр. Совещ. «Совершенствование минералого-геохимических методов изучения и подготовки к освоению железомарганцевых руд Мирового океана». ВИМС. М. 2009. 323 с.
2. Пронин А.А., Голева Р.В. Газовое дыхание Земли и его глобальные экологические последствия. Глобальная безопасность. ВАНКБ. М. 2009. с. 90-93

New geo acoustic data allow to suppose the deep stream of energy and matter (ore matter) for nodules generation.

Кузьмина Т.Г., Рощина И.А., Хохлова И.В., Ромашева Т.В.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, roschina@geokhi.ru)

**Определение химического состава сульфидных руд
рентгеноспектральным флуоресцентным методом**

Kuzmina T.G., Roschina I.A., Hohlova I.V., Romashova T.V.

(V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

**X-ray fluorescence determination of chemical composition of
sulfide ores**

Сульфидные руды, как в континентальных отложениях, так и рудных залежах на океанском дне, - это природные сернистые соединения, которые являются источником для получения металлов: Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Mo, Bi, Sb и Hg. Практический интерес представляют и такие сопутствующие элементы, как Pt, Au, Ag, Cd, Se, Te. Промышленную ценность имеют также Ba и S, связанная с сульфидными минералами. Это сложные по химическому составу объекты анализа.

При проведении исследований сульфидных руд желательно располагать информацией о концентрациях как рудных, так петрогенных и сопутствующих элементов. Эта информация необходима для выяснения геологических и физико-химических условий, определяющих химический состав той или иной формации, для выявления геохимических законов концентрирования и рассеяния вещества при эндогенных, метаморфических и экзогенных процессах, связанных с формированием месторождений полезных ископаемых, для оценки корреляционных связей элементов-спутников в гидротермальных процессах с профилирующими рудными компонентами, и, наконец, для определения перспектив промышленного использования того или иного месторождения.

Трудность решения аналитических задач, связанных с определением химического состава сульфидных руд, обусловлена широким диапазоном изменения концентраций составляющих их элементов. Химический состав сульфидов определяется многими методами, в том числе, химическим, атомно-абсорбционным, эмиссионным, спектральным, рентгенофлуоресцентным, нейтронно-активационным и пр.

Наиболее привлекательным для определения элементного состава сульфидов является рентгеноспектральный флуоресцентный анализ. Прежде всего, потому, что этим методом из одной сравнительно небольшой навески можно определять все элементы, содержание которых превосходит пределы обнаружения ($n \cdot 10^{-4}\%$). Это петрографические элементы, цветные металлы и целый ряд сопутствующих и рассеянных элементов. Анализ обладает высокой воспроизводимостью, имеет хорошее аппаратное и программное обеспечение, не требует сложной пробоподготовки.

Нами предлагается экспрессная методика рентгенофлуоресцентного исследования сульфидов на рудные (Pb, Zn, Cu, As) и некоторые другие элементы, которые составляют вмещающую матрицу. Работа выполнена на спектрометре Axios Advanced фирмы PANalytical (Голландия), оснащенном рентгеновской трубкой с Rh-анодом, сканирующим каналом по Солеру, детектирующим устройством, содержащим сцинтилляционный, проточный и отпаянный пропорциональные счетчики рентгеновского излучения. Пробы и стандартные образцы для анализа готовили в виде таблеток диаметром 20 мм, спрессованных из хорошо растертого порошка с добавлением в качестве связующего материала полистирола в соотношении 5:1.

В рамках программы, в режиме непрерывного сканирования просматривается весь спектр рентгеновского излучения пробы и идентифицируются пики характеристического излучения. Для расчета концентраций элементов используются те аналитические линии, интенсивность которых более чем в 3 раза превосходит дисперсию фона. Ниже приводится таблица выбранных аналитических линий, условия их регистрации и режимы работы рентгеновской трубки.

Таблица 1. Условия регистрации выбранных аналитических линий.

Элемент	Линия	Кристалл-анализатор	Коллиматор	Детектор	Фильтр	kv	mA
Na	K _α	PX-1	300/350	flow*	-	24	125
Mg	K _α	PX-1	300/350	flow	-	24	125
Al	K _{β1}	PE-002	300/350	flow	-	24	125
Si	K _α	PE-002	300/350	flow	-	24	125
S	K _α	Ge-111	300/350	flow	-	24	125
K	K _α	LiF-200	100/150	flow	-	30	100
Ca	K _α	LiF-200	100/150	flow	-	30	100
Ti	K _α	LiF-200	100/150	flow	-	30	100
Mn	K _α	LiF-220	100/150	duplex*	Al 200	50	60
Fe	K _α	LiF-220	100/150	duplex	Al 200	50	60
Cu	K _α	LiF-220	100/150	duplex	Al 200	50	60
Zn	K _α	LiF-220	100/150	scint.*	Al 200	60	50
As	K _β	LiF-220	100/150	scint.	Al 200	60	50
Sr	K _α	LiF-220	100/150	scint.	Al 750	60	50
Ba	K _α	LiF-220	100/150	scint.	Brass100	60	50
Pb	L _β	LiF-220	100/150	scint.	Al 200	60	50

* flow – проточно-пропорциональный счетчик, duplex – проточный и отпаянный пропорциональные счетчики, scint. – сцинтилляционный счетчик.

В качестве аналитических линий используются, в основном, K_α и K_β – линии характеристических спектров элементов. При определении Na по K_α – линии необходимо учесть наложение сильной линии Zn L_α (2θ = 27,728 и 28,541). Интенсивность линии Al K_α может быть завышена за счет

наложения III- порядка $L_{\alpha 1}$ - линии Ba (при больших содержаниях Ba). Поэтому расчет концентрации Al следует проводить по линии K_{β} при достаточной ее интенсивности. Из-за практически полного совпадения линий Pb L_{α} и As K_{α} , для анализа используются L_{β} - линия Pb и K_{β} – линия As.

Для расчета концентраций элементов по интенсивностям флуоресцентного характеристического излучения элементов использован метод фундаментальных параметров с учетом наложения линий. Его алгоритм входит в пакет программ Super Q, которым оснащен спектрометр Axios Advanced. Для калибровки как на рудные, так и на другие элементы наряду со стандартами фирмы PANalytical использованы два дополнительных стандарта полиметаллических сульфидных руд – PAC-2 и PAC-6.

Правильность методики проверялась на стандартах медно-цинковых и медно-колчеданных сульфидных руд РУС-1,2,3,4, которые аттестованы на элементы Cu, Pb, Cd, As, Ga, Au, Ag, Se, Zn, Te (данные по остальным элементам не сертифицированы и представлены в свидетельствах, как рекомендованные). В таблице 2 приведено сравнение результатов, полученных с помощью экспрессной рентгенофлуоресцентной методики и паспортных данных по этим стандартам.

Таблица 2. Сравнительные данные по РУС-1,2,3,4 (%).

Элемент	РУС-1		РУС-2		РУС-3		РУС-4	
	х/а	РСФА	х/а	РСФА	х/а	РСФА	х/а	РСФА
MgO	-	0,24	-	0,83	-	-	-	0,034
Al ₂ O ₃	1,32	1,32	3,34	3,3	-	0,55	-	0,74
SiO ₂	5,3	4,9	19,34	20,4	0,8	0,77	10,0	10,0
TiO ₂	-	-	0,11	0,11	-	-	-	-
S	44,60	44,57	30,33	28,25	49,20	48,98	44,8	44,8
K ₂ O	0,13	0,1	0,59	0,8	-	0,01	-	0,01
CaO	0,4	0,3	5,22	5,94	-	-	-	-
MnO	0,04	0,047	0,057	0,055	0,03	-	-	-
Fe	37,5	37,48	26,06	24,47	42,4	42,68	39,0	38,1
Cu	0,78	0,70	3,0	2,84	4,7	4,49	3,22	3,32
Zn	3,49	3,66	1,93	1,94	1,32	1,44	0,34	0,3
As	0,19	0,19	0,35	0,33	0,054	0,061	0,046	0,05
Sr	-	0,01	-	0,019	-	-	-	-
Y	-	0,008	-	0,006	-	-	-	-
Ba	1,6	1,6	1,59	1,62	<0,1	-	<0,1	0,01
Pb	0,16	0,163	0,26	0,29	0,028	0,031	0,03	0,031
Sb	-	0,163	0,04	0,05	0,0028	-	0,0024	-

Погрешности результатов анализа по аттестованным элементам (Zn, Pb, Cu, As) не превосходят допустимых для рядовых анализов, согласно ОСТ 41-08-205-04. Данные по не сертифицированным элементам имеют также хорошую сходимость с рекомендованными.

Следует отметить, что возможности рентгенофлуоресцентного анализа не ограничиваются данным набором элементов. Переход от сканирующего режима к режиму набора импульсов, а также увеличение диаметра пробы дают возможность существенно снизить пределы обнаружения по многим элементам и, соответственно, расширить круг определяемых элементов в исследуемых объектах.

Кроме того, в рамках данной программы нами была опробована возможность представления полученных результатов не только в виде элементов, но и в пересчете (полуколичественном) на главные рудные минералы: галенит (PbS), сфалерит (ZnS), пирит (FeS₂), халькопирит (CuFeS₂) и арсенопирит (FeAsS). В таблице 3 приводятся результаты пересчета элементного состава, полученного рентгеноспектральным методом, на сульфидные минералы в полиметаллических рудах РАС-2, 3, 9 и данные по минеральному составу этих стандартов, приведенные в свидетельствах на эти образцы.

Таблица 3. Сопоставление расчетных данных по минеральному составу стандартов сульфидов с их паспортными значениями, %

Минерал	РАС-2		РАС-3		РАС-9	
	РСФА	паспорт	РСФА	паспорт	РСФА	паспорт
Пирит (FeS ₂)	18,0	18,49	23,42	24,2	15,74	16,99
Сфалерит (ZnS)	6,34	6,45	20,41	19,45	7,37	7,27
Халькопирит (CuFeS ₂)	5,2	5,58	4,5	4,71	3,93	4,22
Галенит (PbS)	0,86	0,84	2,83	2,86	0,75	0,76
Арсенопирит (FeAsS)	-	0,09	-	-	0,48	0,37

Видно, что представленное сравнение свидетельствует о хорошем совпадении расчетных данных и паспортных по минеральному составу. Подобные расчеты, естественно, не смогут заменить минералогический анализ, однако, они могут помочь геологам при выборе направления дальнейших исследований анализируемых руд.

Таким образом, предлагаемая экспрессная методика рентгенофлуоресцентного анализа сульфидных руд в сканирующем режиме позволяет за 30 минут, включая пробоподготовку, определить содержащиеся в них основные рудные элементы и целый ряд петрогенных и сопутствующих, а также оценить минеральный состав анализируемых образцов. Методика применима как для континентальных полиметаллических руд, так и для сульфидных залежей на дне океана.

It is proposed x-ray fluorescence procedure of analysis of sulfide ores in the scan regime. It allows to determinate ore, matrix and some trace elements for 30 minutes.

Лукашин В.Н., Демина Л.Л., Гордеев В.В., Гордеев В.Ю.

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

О геохимии взвеси глубинных вод над гидротермальным полем 9°50' с.ш. (ВТП)

Lukashin V.N., Demina L.L., Gordeev V.V., Gordeev V.Yu.

(Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences. Moscow)

On geochemistry of the deep suspended matter above hydrothermal field 9°50'n (EPR)

Гидротермальное поле 9°50' с.ш. находится на высокоспредиговом сегменте (11 см/год) ВТП, ограниченном с севера трансформным разломом Клиппертон (10°10' с.ш.), а с юга – оверлеппингом на 9°03' с.ш. (рис. 1а). Здесь в марте-апреле 1991 г. произошли вулканические излияния, которые полностью разрушили ранее существовавшие гидротермальные постройки [5]. После излияния в неовулканической зоне рифта открылись новые гидротермальные источники, включающие генерации трех видов: активные гидротермальные трубы, поставляющие в воду сравнительно горячие растворы (черные и серые курильщики) [2, 6]; диффузоры, из которых высачиваются холодные гидротермальные растворы; гидротермальные плиты, лежащие на базальтах, через которые также высачиваются холодные растворы [1]. Сочащиеся гидротермальные растворы играют значительную роль в формировании придонных вод.

По пути из недр к поверхности дна кислые горячие растворы (флюиды) проходят фазовую сепарацию при вскипании, и на поверхность поочередно выходят легкие опресненные, насыщенные газами растворы и более плотные соленые растворы. Легкие воды могут подниматься на высоту до 1000 м от дна, соленые – отрываются от дна в Тихом океане на 100-200 м. При смешении флюидов с холодной окисленной морской водой происходит выпадение сульфидов Fe, Cu, Zn и других элементов, которые в виде дыма поднимаются вверх, образуя восходящие гидротермальные плюмы, а по достижении слоев равной плотности – плюмы нейтральной плавучести.

В 49-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2003 г.) в районе гидротермальных полей 9°50' с.ш. были проведены работы по сканированию придонных вод методом пилообразного зондирования (рис 1б) с использованием комплекса Розетт, оборудованного STD-зондом, нефелометром и серией батометров для отбора проб воды на взвесь. Для получения взвеси были также использованы батометры, установленные на ГОА «Мир». Анализ взвеси проводился методами мокрой химии (Si, Al, P) и атомно-абсорбционного анализа (металлы и другие микроэлементы).

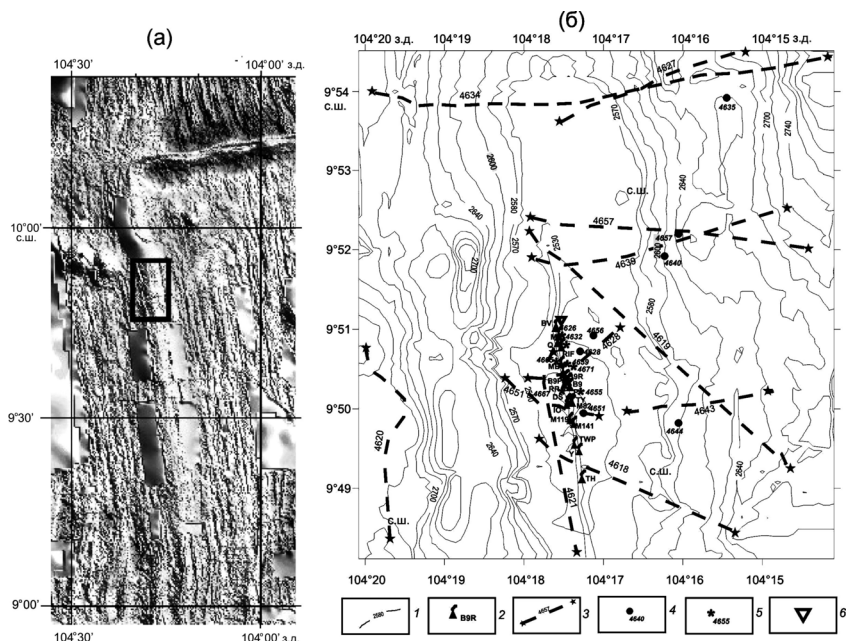


Рис. 1. Положение сегмента ВТП, на котором расположено гидротермальное поле 9°50' (а), прямоугольником отмечен полигон, на котором проводились исследования; и схема полигона с указанием положений гидротермальных источников и проведенных работ (б): 1 – изогипсы; 2 – положения гидротермальных источников; 3 – маршруты пилообразного сканирования водной толщи; 4 – положение станций отбора проб воды Розетт; 5 – положение точек отбора проб 30-л батометром ГОА «Мир»; 6 – местоположение седиментационной ловушки

Данные зондирования показали, что аномалии мутности присутствуют на всех разрезах. Они начинаются практически у дна, поднимаются вверх до уровня примерно 200 м в осевой части зоны спрединга и распространяются в разные стороны от источников. С удалением от зоны спрединга аномалии утоньшаются и сходят на нет. Аномалии мутности, маркирующие гидротермальный плюм, сопровождаются температурными инверсиями – положительными аномалиями температуры, что хорошо видно на профилях двух станций (рис. 2). Разность аномальной и нормальной температуры (Δt) колеблется от 0.003 до 0.022°C. Температурные аномалии отмечаются не только в зоне формирования основного гидротермального плюма, но и распространяются вверх – выше, чем аномалии нефелометрической мутности (на 300-600 м от дна). Вероятно, они являются индикатором «легкой воды», образующейся в результате фазовой сепарации

гидротермального раствора.

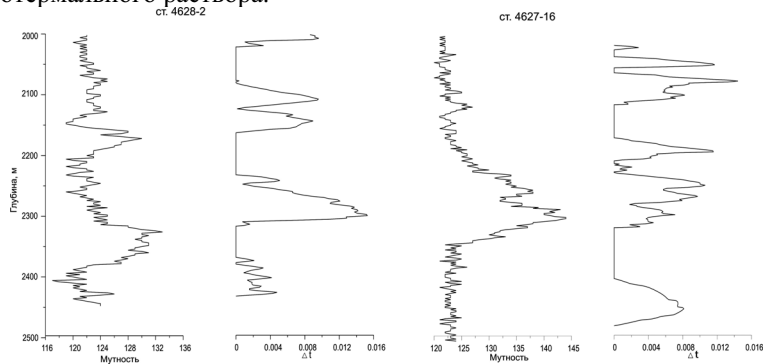


Рис. 2. Распределение нефелометрической мутности на разрезах пилообразного зондирования водной толщи

Вся взвесь разделена на фоновую взвесь, взвесь из гидротермального плюма нейтральной плавучести и взвесь придонную, включающую материал из восходящих струй гидротермальных источников. Фоновая взвесь представлена в основном биогенным материалом - планктонным детритом, скелетными остатками диатомовых, нанопланктона и фораминифер. Терригенные компоненты, представленные обломочными и глинистыми минералами, составляют менее 10% частиц. Взвесь гидротермального плюма нейтральной плавучести состоит из того же материала, но со значительной добавкой компонентов, поступивших из гидротермальных источников. Это в основном оксигидроксиды Fe, являющиеся хорошим сорбентом для микроэлементов. Придонные воды, контактирующие непосредственно с дном, значительно отличаются и от фоновых вод, и вод плюма нейтральной плавучести. В слой воды, в котором отбирались пробы, поступает материал из гидротермальных источников в виде «дымов» гидротермальных труб-курильщиков, сочений через диффузоры и плиты, сложенные гидротермальным материалом [1]. Естественно, взвесь придонного слоя обогащается рудными элементами, входящими в состав образующихся при смешении флюида с морской водой минералов, а также адсорбированными и сосажденными с оксигидроксидами железа. Отношения концентраций химических элементов в плюме нейтральной плавучести и придонных водах (рис. 3) показывают степень обогащения вод плюма и придонных вод химическими элементами относительно фоновых вод. В плюме нейтральной плавучести обогащение элементов находится в пределах первого порядка величин, тогда как обогащение элементов в придонных водах достигает двух порядков.

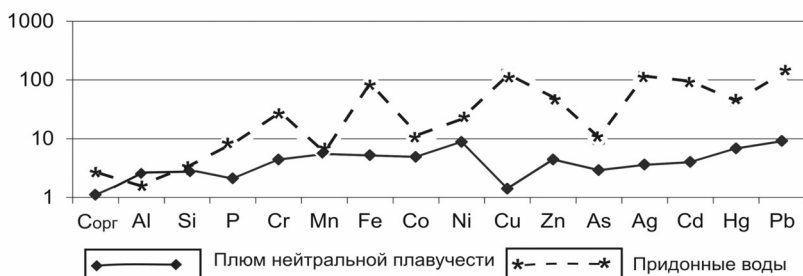


Рис. 3. Степень обогащения взвеси плюма нейтральной плавучести и взвеси придонных вод относительно фоновой взвеси

Расчет коэффициентов корреляции для химических элементов фоновой взвеси показывает хорошую корреляцию между собой элементы литогенной компоненты – Si и Al ($r=0.83$). С биогенным веществом взвеси (индикатор $C_{орг}$) коррелируются Co и Cr. С гидрогенной компонентой фоновой взвеси (индикатор Fe) коррелируются Mn и Cu. Наблюдаются корреляции между некоторыми микроэлементами. Корреляционная матрица для гидротермального плюма показывает иные связи между химическими элементами. Многие химические элементы хорошо коррелируются с главным индикатором гидротермального вещества – Fe, поступающего в плюм окисленным в виде оксигидроксидов, которые в процессе формирования соосаждают и адсорбируют большой ряд химических элементов [3, 4 и др.]. Данные корреляционной матрицы показывают, что с Fe коррелируется большая часть рассматриваемых химических элементов, в том числе элементы-индикаторы литогенной части взвеси – Si и Al. Связи между химическими элементами в придонных водах отличаются от тех, что наблюдались в фоновой взвеси и взвеси плюма нейтральной плавучести. С Fe и Cu коррелируются одни и те же элементы (Si, P, Ni, As, Cd, Ag и Cr). Цинк не коррелируется с Fe и Cu, он является самостоятельным носителем ряда элементов, выносящихся гидротермальными растворами. С ним коррелируются Pb, Co и Hg, не коррелирующие с Fe и Cu, а также Ag, As, Cd, Cr, P, Si. Минеральный состав гидротермальных образований на дне (курильщики, диффузоры, гидротермальные плиты) представлен минералами Zn (сфалерит), Fe и Cu (халькопирит, кубанит), Fe (пирит и марказит, пирротин) [1]. Эти минералы, по-видимому, являются взвесеобразующими в придонном слое и определяют химический состав взвеси и взаимосвязи между элементами.

Седиментационная ловушка, поставленная рядом гидротермальным горячим источником BV, собрала материал, осаждающийся непосредственно из черного «дыма» источника. Поток составил $610 \text{ мг м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, что сопоставимо с известными данными по потокам вещества на разных гидротермальных полях вблизи источников. Собранное вещество

состоит преимущественно из рудного материала с примесью биогенного вещества. В составе рудного материала преобладают пирит, халькопирит, марказит. Такой же минеральный состав рудных образований на дне описан Ю.А. Богдановым с соавторами [1]. Химический состав осадочного материала соответствует его вещественному составу. Основным элементом всех перечисленных минералов является Fe, оно абсолютно превалирует и в осаждаемом в ловушке материале.

Сравнение материала из седиментационных ловушек с взвесью придонных вод показывает большое сходство и по порядку изменения концентраций химических элементов, и по величинам концентраций. Некоторые различия для малых элементов обусловлены, тем, что в седиментационную ловушку поступает материал преимущественно из одного горячего гидротермального источника-трубы BV; взвесь придонных вод получена в разных местах гидротермального поля, где источники различаются по температуре и формам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Ульянов А.А. и др. Начальная фаза гидротер-мального рудонакопления на поле 9°50'с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия //Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 88-102.
2. Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Гричук Д.В. и др. Геохимические особеннос-ти гидротермальных растворов 9°50'7 с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) через 12 лет после извержения подводного вулкана // Геохимия. 2006. № 7. С. 749-762.
3. Feely R.A., Gendron J.F., Baker E.T., Lebon G.T. Hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8°40' to 11°50'N: Particle distribution and composition // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 19-36.
4. German C.R., Campbell A.C., Edmond J.M. Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: Modification of trace element dissolved fluxes // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 101-114.
5. Haymon R., Fornary D., Lutz R. et al. Volcanic eruption of the mid-ocean ridge along the East Pacific Rise at 9°45-52'N: direct submersible observations of seafloor phenomena associated with an eruption event in April 1991 // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 85-101.
6. Von Dumm R.L. Hydrochemistry of hydrothermal vent fluids from 9o-10oN, East Pacific Rise: "Time zero," in immediate post eruptive period // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B5. P. 11 203-11 222.

Results of geochemical examination of suspended particulate matter (SPM) from the water column at the 9°50'N deep-sea hydrothermal vent field (the E PR) are shown. SPM was collected from the background water, buoyant plume and nearbottom water. Concentrations of Si, Al, P, Corg, Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co, As, Cr, Cd, Pb, Ag, and Hg in SPM were detected. Settling particles collected by sediment trap and the nearbottom SPM have a similar chemical composition.

Мелекесцева И.Ю.¹, Юминов А.М.²

(¹Институт минералогии УрО РАН, Миасс, melekestseva-irina@yandex.ru; ²Южно-Уральский Государственный Университет, Миасс)

Условия образования Au–SiO₂ ассоциации в рудах гидротермального поля Семенов-2, 13°31.13' с.ш. САХ

Melekestseva I.Yu.¹, Yuminov A.M.²

(¹Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass; ²South-Ural State University, Miass)

Formation conditions of Au–SiO₂ assemblage in ores from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13'N, MAR

Введение. В 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (2007 г.) в западном борту рифтовой долины САХ был открыт гидротермальный узел Семенов, состоящий из 5 полей [1, 2]. Поля находятся на подводной горе, вытянутой по широте на 10 км при ширине около 4.5 км. Гора имеет сложное геологическое строение, в котором участвуют серпентинизированные ультрамафиты, габброиды, базальты, метабазальты и плагиограниты.

На полях Семенов-1, 3, 4 и 5 преобладают серноколчеданные руды, тогда как руды поля Семенов-2 – медно-цинковые с большим количеством кремнезема (до 30%) [1, 2]. Они содержат высокие концентрации Cu, Zn, Au и Ag: 11.37–19.33 %, 5.89–18.32 %, 22–187 и 127–1787 г/т соответственно [3]. Целью настоящей работы стала оценка условий отложения Au–SiO₂ ассоциации с помощью методов термобарогеохимии.

Поле Семенов-2 расположено на склоне горы на глубинах 2480–2750 м и приурочено к базальтам [3]. В рейсе 2009 г. было установлено, что оно активно [2]. Руды станции 287 сложены пористыми тонкозернистыми и микрокристаллическими кремнезем-сульфидными агрегатами. Главные минералы руд – халькопирит, изокубанит, вюртцит и кремнезем: второстепенные – сфалерит, марказит, пирит и ковеллин; редкие – галенит, пирротин, самородное золото, гессит (?), барит, арагонит, и янтроит(?) [4].

Халькопирит и изокубанит тесно ассоциируют друг с другом и образуют кристаллические сростки размером до 0.5 см. Реже в мелкозернистой массе обнаруживаются отдельные гексагональные кристаллы изокубанита и тетрагональные кристаллы халькопирита размером до 1 мм. Нередко халькопирит в краевых частях зерен замещает изокубанит или образует тонкие (несколько мкм) ламеллы, формирующие решетчатую структуру в изокубаните. Часто в изокубанит-халькопиритовых сростках наблюдается промежуточная зона кремового цвета шириной до 0.1 мм с шагреновой поверхностью. Несмотря на неоднородную поверхность, состав этих зон отвечает халькопириту.

Вюртцит присутствует в виде гексагональных таблитчатых кристаллов размером до 0.5 мм. *Сфалерит* чаще представлен зернистыми агрегатами, но также встречаются и тетраэдрические кристаллы размером около 0.5 мм.

Отличаясь рентгеновскими характеристиками, под микроскопом сульфиды Zn не различаются. Сульфиды Zn обрастают, замещают и рассекают сульфиды Cu и Fe, содержат включения зерен халькопирита размером до 50 мкм, реже – его эмульсионную вкрапленность.

Пирит представлен двумя морфологическими разновидностями. Пирит-1 встречается в виде концентрических почковидных агрегатов до 0.25 мм диаметром. Пирит-2 образует гипидиоморфные, иногда зональные кристаллы размером около 100 мкм, которые обрастают радиально-лучистые агрегаты арагонита. Кристаллы пирита нарастают на поры в изокубанит-халькопиритовых агрегатах; их рассекают тончайшие (до 20 мкм) прожилки халькопирита, возможно, второй генерации. *Марказит* представлен двумя генерациями. Марказит-I образует просечки толщиной около 1 мкм в изокубанит-халькопиритовых сростках, не продолжающиеся в окружающий сфалерит. Марказит-II нарастает на пирит-2 в виде радиальных агрегатов из копьевидных кристаллов размером около 0.1 мм.

Галенит был найден в сфалеритовом зерне в виде удлиненного агрегата изогнутых гипидиоморфных зерен размером 10×20 мкм. *Пирротин* приурочен к порам в сфалерите и представлен таблитчатыми зернами и ламеллями длиной до 50 и шириной до 25 мкм. *Минералы системы Cu-S* замещают изокубанит-халькопиритовые и сфалеритовые агрегаты по краям и трещинам. По данным рентгеноструктурного анализа они представлены ковеллином и, в небольших количествах, ярроуитом.

Кремнезем (opal) в виде агрегатов сферического строения с размером отдельных сферул около 30–40 мкм заполняет интерстиции между сульфидами и нарастает на них, образуя корки и «сталактиты» до 0.5 мм в длину. *Барит* встречается реже и нарастает на сульфиды и кремнезем в виде радиально-лучистых агрегатов из таблитчатых кристаллов размером около 0.5 мм. *Арагонит* образует метельчатые агрегаты из шестоватых кристаллов, на которые нарастают кристаллы пирита-2 и марказита-I.

Самородное золото найдено в кремнеземе, сфалерите и порах сульфидных сростков. Кремнезем концентрирует наибольшее количество субизометричных золотин размером до 9 мкм причудливой морфологии с извилистыми краями, реже – дендритовидной или с кристаллическими очертаниями. Состав золота (масс. %): Ag 0.31–23.07, Cu 1.07–1.15, Zn 1.13–4.37, Fe 0.12–0.63. В некоторых зернах отмечена зональность, выраженная в повышении содержания Ag от центра к краю зерен.

Два зерна золота овальной и угловатой морфологии обнаружены в сфалерите и на контакте сфалерита и кремнезема. Их размер не превышает 8 мкм по удлинению. Из примесей золото содержит только Ag – 9.04–12.07 мас. %. В изокубанит-халькопирит-сфалеритовом агрегате золото обнаружено в поре в виде удлиненного зерна размером 2×5 мкм. Содержание Ag – 13.49–15.55 мас. %, другие примеси не обнаружены.

Минерал Ag и Te (определен по ЭДС) был найден в виде удлиненного

зерна размером 2×4 мкм в поре изокубанит-халькопирит-сфалеритового агрегата.

Последовательность минералообразования в рудах может быть отражена следующим образом (цифры означают минеральные ассоциации): 1) изокубанит → «промежуточный» халькопирит → халькопирит-I → 2) марказит-I → пирит-1 → халькопирит-II (?) → 3) сульфиды цинка → галенит (?), пирротин (?) → 4) арагонит → пирит-2 → марказит-II → 5) золото, опал → Ag-Te минерал → 6) барит → 7) сульфиды Cu.

Флюидные включения в кремнеземе были изучены в лаборатории термобарогеохимии на геологическом факультете Миасского филиала ЮУрГУ на микрокриотермостоліке THMSG-600 (LINKAM) с микроскопом Olympus (объектив 50^x). Точность измерений составила ± 0.1 °C в интервале температур $-20 \dots +80$ °C и ± 1 °C за пределами этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [5]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере [6]. Концентрации солей рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [7].

Флюидные включения располагаются равномерно между сферами кремнезема, за счет чего они имеют сложные вогнутые границы. Большая часть включений – однофазные, заполненные светлой жидкостью. Реже присутствуют двухфазные включения (светлая жидкость + темный газовый пузырек). В единичных случаях фиксируются два газовых пузырька, а также трехфазные образования (жидкость + газовый пузырек + жидкость в газовом пузырьке). Преобладающий размер включений – 15–20 мкм, в отдельных случаях – до 30 мкм.

Температуры эвтектики ($n = 30$) колеблются от -23.5 до -20.8 °C, что соответствует солевой системе NaCl–H₂O, в единичных случаях – с KCl. Температуры плавления последнего кристаллика льда ($-4.3 \dots -2.4$ °C, $n = 33$) свидетельствуют о концентрации солей в растворах 3.5–6.8 мас. % NaCl-экв. На гистограммах, построенных в программе STATISTICA, имеется два пика значений солёности – 4–4.5 и 5–6 мас. % NaCl-экв.

Интервал температур гомогенизации ($n = 81$) составляет 317–236 °C, из них только 8 замеров – более 300 °C. Гистограмма температур гомогенизации имеет одномодальный характер с пиком 280–270 °C. С учетом глубин залегания поля Семенов-2, поправка на давление составляет 20–25 °C. Соответственно, истинные температуры образования кремнезема могут быть 337–256 °C с пиком отложения 300–290 °C. Между значениями температур гомогенизации и солёности наблюдается положительная корреляция.

Обсуждение и заключение. Находки видимого золота в кремнеземе свидетельствуют об их близодновременном отложении после всех сульфидов на заключительном этапе рудообразования. В этот момент,

гидротермальный флюид достиг насыщения по отношению к Au и был пересыщен по отношению к SiO_2 . Понижение температуры привело к массовому отложению кремнезема и частиц золота. Формирование большого количества кремнезема (опала) при температуре около 300 °C также описано в сульфидном холме поля Уайт Леди (бассейн Сев. Фиджи) [8] и кремнисто-сульфидно-сульфатных шпильях в кальдере горы Осеовой (хребет Хуан де Фука) [9].

Только одно значение солёности раствора во включениях (3.5 мас. % NaCl-экв.) соответствует солёности морской воды, тогда как остальные выше нее практически в 1.5 раза. Наряду с высокими содержаниями Au в рудах (до 187 г/т) и Cu (> 10 %) и повышенными – Se (269–289 г/т) и Co (144–150 г/т), это может указывать на магматический вклад в процесс рудоотложения на поле Семенов-2, что также характерно для Au-содержащих сульфидных руд из островодужных систем Тихого океана, например, кальдеры вулкана Бразерс в дуге Кермадек [10].

По результатам термодинамического моделирования установлено, что золото переносится в виде AuCl_2^- в высокотемпературных (300–500°C) кислых высокосолёных растворах; при температурах <300–400°C – в кислых до близонейтральных средне- и низкхлоридных растворах преобладает AuHS^0 ; щелочные и близонейтральные растворы переменной хлоридности и средние температуры способствуют переносу золота в виде $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ [11, 12]. Учитывая временной отрыв Au– SiO_2 ассоциации от высокотемпературных (>350°C) сульфидов Cu и Fe, солёность растворов, а также температуры образования кремнезема, можно утверждать, что золото в гидротермальной системе поля Семенов-2 переносилось в гидросульфидной форме (AuHS^0) при низкой активности серы.

Авторы благодарят В.Н. Иванова и В.Е. Бельтенева (ФГУНПП ПМГРЭ, г. Ломоносов) за возможность отбора образцов в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев», В.В. Масленникова, Г.А. Третьякова и В.В. Зайкова – за критические замечания и обсуждение результатов исследований.

Исследования поддержаны программой Президиума РАН № 17 (№ 09-П-5-1023), грантами Президента РФ МК-485.2011.5 и РФФИ (11-05-00187-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. V. 16. P. 9–10.
2. Бельтенов В.Е., Иванов В.Н., Рождественская И.И. и др. Новые данные о строении гидротермальных полей в районе 13°31' с.ш. (рудный узел «Семенов») // Мат. XVIII Международ. научн. конф. (Школы) по мор. геологии «Геология морей и океанов». Москва, 2009. Т. II. С. 133–136.
3. Иванов В.Н., Бельтенов В.Е., Степанова Т.В. и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

4. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Хворов П.В. и др. Благороднометалльная минерализация нового гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // ЗРМО. 2010. № 2. С. 59–73.
5. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
6. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
7. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.
8. Bendel V., Fouquet Y., Auzhende J-M. et al. The White Lady hydrothermal field, Northern Fiji back-arc basin, Southwestern Pacific // Econ. Geol., 1993. V. 88. Pp. 2237–2249.
9. Hannington M.D., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca ridge // Can. Miner. 1988. V. 26. Pp. 603–625.
10. de Ronde C.E.J., Massoth G. J., Butterfield D.A. et al. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand // Mineral. Deposita. 2011. V. 47. Is. 1. DOI 10.1007/s00126-011-0345-8.
11. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // Econ. Geol. 1993. № 88. P. 2182–2209.
12. Pal'yanova G. Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: Gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications // Chem. Geol. 2008. V. 255. P. 399–413.

Formation conditions of Au-SiO₂ assemblage in Cu-Zn ores from the Semenov-2 hydrothermal field (13°31.13'N, MAR) were estimated based on fluid inclusion study. The pressure-corrected trapping temperatures are 337–256 °C with a 300–290 °C peak. The fluid salinity is 3.5–6.8 wt % NaCl-equiv. The first melting temperatures (–23.5...–20.8 °C) indicate the presence of NaCl+H₂O and, probably, some KCl. The higher salinity along with high Au (22–187 ppm) and Cu (> 10%) contents and elevated Se (up to 289 ppm) and Co (up to 150 ppm) amounts probably indicate a magmatic input as, for example, in Au-bearing sulfide ores from the Brother volcano, Kermadec island arc [10].

**Русаков В.Ю.¹, Шилов В.В.², Рыженко Б.Н.¹, Рощина И.А.¹,
Кузьмина Т.Г.¹, Кононкова Н.Н.¹, Добрецова И.Г.²,
Габлина И.Ф.³**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, rusakov@geokhi.ru; ²ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Ломоносов; ³Геологический институт РАН, Москва)

**Основные черты структуры гидротермально-осадочного
разреза на примере рудного узла “Семенов” (13°30’-13°31’
с.ш. Срединно-Атлантический хребет)**

**Rusakov V.Yu.¹, Shilov V.V.², Ryzhenko B.N.¹, Roshchina I.A.¹,
Kuzhmina T.G.¹, Kononkova N.N.¹, Dobretzhova I.G.²,
Gablina I.F.³**

(¹Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow; ²Polar Marine Geological Prospecting Expedition, St. Petersburg; ³Geological Institute, Moscow)

**Main pattern of hydrothermal-sedimentary strata, illustration
of the ‘Semyonov’ ore cluster (13°30’-13°31’ N Mid-Atlantic
Ridge)**

Рунный узел “Семенов” впервые был открыт в 2007 г. в 30-й экспедиции, проходившей на борту НИС “Профессор Логачев”, организованной совместно сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) и ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Исследования, проведенные в ходе двух экспедиций (30-й и 32-й рейсы) показали, что рудный узел (cluster) состоит не менее чем из 4 отдельных гидротермальных полей. Узел расположен у западного борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на склоне подводной горы, поднимающейся в районе 13° с.ш. на 700-800 м над (окружающей частью рельефа дна) дном. С тектонической точки зрения рудный узел, также как такие гидротермальные поля Атлантики как “Логачев”, “Ашадзе”, “Рэйнбоу” и “Нибелунгов”, связан с нетрансформным разломом срыва (detachment fault), вызванным дислокационным тектоническим движением участка океанской коры.

Район исследований. Гидротермальные поля образуют цепь из пяти рудных холмов, протянувшуюся на 12 км с запада на восток от 45°00’ до 44°52’ з.д., и залегают на толеитовых базальтах средне- и позднеллейстоценового возраста, а также частично на перидотитах. Максимальная мощность осадков, вскрытая грунтовыми трубками в пределах гидротермальных полей, составила 50-55 см.

Северо-Западное поле залегает на базальтах (но также присутствуют и перидотиты) на глубинах 2370-2750 м и состоит из двух рудных тел близко расположенных друг к другу, размерами 200x175 м и 600x400 м. На

вершине наиболее массивного рудного тела обнаружены низкотемпературные активные гидротермальные постройки. Возраст сульфидов поля не превышает 76 тыс. лет [1].

Восточное поле наиболее обширно и располагается на базальтах на глубине 2600-2900 м. На юго-западной границе поля обнаружены обнажения габброидов и серпентизированных перидотитов. Очевидно, ранее поле состояло из отдельных рудных построек, ныне сросшихся в единый массивный холм размером 2700x1600 м. Сульфиды Восточного тела имеют максимальный возраст для всего рудного узла – около 124 тыс. лет [1].

Литология и биостратиграфия. Основываясь на данных предварительного литологического описания, а также гранулометрического, минерального и химического состава осадков, вскрытый осадочный разрез рудного узла можно разделить на два самостоятельных горизонта, образующих две пачки. Верхняя пачка представлена голоценовыми осадками, нижняя – верхнеплейстоценовыми. В ходе исследований комплексов планктонных фораминифер было установлено, что осадочный разрез районов исследований включает три биостратиграфические зоны: *Z* – 0-11 тыс. лет (голоцен Q_4), *Y* – 11-75 тыс. лет (поздний плейстоцен Q^2_3) и зона *X* – 75-128 тыс. лет (поздний плейстоцен Q^1_3).

Наиболее наглядно **минеральные типы осадков** и соответствующие им доминирующие минеральные ассоциации, можно продемонстрировать на диаграмме Cu-S-Fe/4 (рис. 1). Как видно, все осадки *Северо-Западного поля*, обладающие наиболее высоким содержанием Cu, лежат в области атакамитово-гидроксидно-железистой (АГЖ) минеральной ассоциации, в то время как осадки *Восточного поля* с меньшим содержанием Cu распределены между баритово-сульфидным песком (БСП), гидроксидно-железисто-сульфидно-баритовой (ГЖСБ), баритово-гидроксидно-железистой (БГЖ) и гидроксидно-железистой (ГЖ) минеральной ассоциациями. Промежуточное положение, соответствующее ГЖСБ и БГЖ ассоциациям, занимают отдельные слои колонок 32л-362, 32л-368 и 32л-356. Исключением является лишь верхний (0-3 см) слой кол. 32л-342, который попадает в область атакамитово-баритово-гидроксидно-железистой (АБГЖ) ассоциации.

Принципиальная схема геологического строения гидротермально-осадочной толщи. Как видно из схемы (рис. 2), структура осадочной толщи, непосредственно перекрывающей рудное тело, представляет собой “слоеный пирог” из последовательно сменяющих друг друга минеральных типов (снизу вверх): БСП – ГЖСБ – БГЖ – АГЖ.

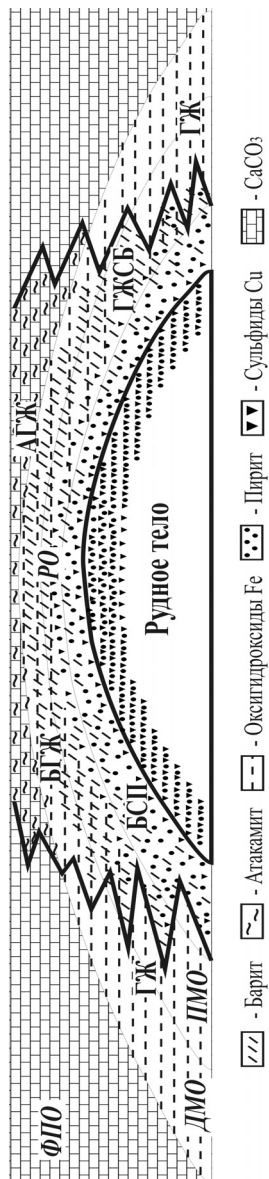


Рис. 2. Принципиальная схема геологического строения гидротермально-осадочной толщи рудного узла “Семенов”. *ФЛО* – фоновые пелагические осадки, *ДМО* – дистальные металлоносные осадки, *ПМО* – проксимальные металлоносные осадки, *РО* – рудоносные осадки.

окружающей морской воды. Таким образом, можно сделать вывод о том, что процессы гальмиролиза ведут к закономерному обогащению медными минералами не только сульфидных построек, но и перекрывающих их рудоносных осадков.

На периферии рудных тел широко развиты ритмичные слоистые структуры, образованные в результате гравитационного переноса осадочного материала, как зерновыми потоками (продукты разрушения вертикальных сульфидных построек), так и турбидитными течениями при движении разжиженного гидротермально-осадочного материала. В первом случае формируются слои баритово-сульфидного песка (кол. 32л362), а во втором – ритмично построенные слои более тонкого и обводненного материала, состоящего из сульфидов, барита, гидроксидов Fe, и биогенных карбонатов (кол. 32л368 и -356). По мере удаления от рудного тела, эти слои выклиниваются, постепенно переходя в проксимальные не рудоносные металлоносные осадки, рудная часть которых, главным образом, состоит из гидроксидно-железистых (ГЖ) отложений. На более значительном удалении от рудного тела последние постепенно сменяются дистальными металлоносными отложениями, образованными в результате осаждения гидроксидов Fe в водном столбе из плюмов нейтральной плавучести [3]. Таким образом, наблюдается закономерная вертикальная и горизонтальная зональность гидротермально-осадочной толщи, которая в общем виде состоит из эпицентральной части рудоносных осадков, перекрывающих рудное тело, и окружающих их проксимальных и дистальных металлоносных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kuznetsov V., Cherkashov G., Bel'tenev V., Lazareva L., Maksimov F., Zheleznov A., Baranova N., Zherebtsov I. Semyenov hydrothermal node (13°31'N, Mid-Atlantic Ridge): radiochemical study, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and chronology of ore formation / In: Materials of International Conference "Minerals of the Ocean – 5 & Deep-Sea Minerals and Mining – 2". St. Petersburg. 2010. P. 64-65.
2. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литол. и полезн. ископаемые. 2005. № 4. С. 339-367.
3. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.

The work presents the studies of the metalliferous and ore-bearing sediment strata, located within northwestern (active) and the eastern (non-active) hydrothermal fields of the *Semyonov* ore cluster; the basis is original material of eight sediment cores, which were collected during 32nd expedition on board of R/V *Professor Logachev* in 2009. The work is also the first presentation of the results of lithological, facies, biostratigraphic and geochemical research.

Судариков С.М.^{1,2}, Кривицкая М.В.¹

(¹СПбГГУ, ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, sudarikov@vniio.ru)

**Новый тип магматогенных гидротерм массивов
ультраосновных пород САХ в составе мировой провинции
СОХ**

Sudarikov S.M.^{1,2}, Krivitskaya M.V.¹

(¹SPbSMU, ²VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg)

**The new type of magmatic hydrothermal solutions in massifs of
MAR ultrabasic rocks in the world province of MOR**

В соответствии со сложившейся традицией районирования минеральных и промышленных вод суши [1], ранее были выделены крупные металлогенические провинции рудообразующих гидротерм Океана, в том числе провинция срединно-океанических хребтов (СОХ), включавшая два типа [2].

В результате комплексного анализа геологических, гидрогеологических, геохимических данных в составе мировой провинции СОХ выделен новый тип магматических гидротермальных растворов массивов ультраосновных пород САХ свободных от осадков, отличающихся специфическими условиями формирования глубинных гидротермальных систем. Особенностью геологического и гидрогеологического строения САХ является широкое распространение плутонических массивов ультраосновных и основных пород, формирующих гипербазитовые субокеанические массивы трещинных вод (СОМ), не встречающиеся на других СОХ.

Разработаны новые принципы гидрогеологического районирования САХ с учетом сегментарной структуры САХ, наличием трансформных и демаркационных разломов, глубинных пород базит-гипербазитового состава.

Средний химический состав исследованных массивных сульфидных отложений существенно отличается от среднего химического состава сульфидных руд других гидротермальных полей САХ. Так, руды поля Рейнбоу обогащены серебром, а руды полей Ашадзе-2 и Логачев-2 – золотом соответственно в 5 и 8 раз по сравнению с другими рудными полями САХ. В рудах поля Логачев-1 концентрации серебра и особенно золота выше, чем в других районах САХ. Таким образом, по обогащенности полезными компонентами (Zn, Cd, Co, Au и др.) сульфидные руды гипербазитовых СОМ не имеют аналогов среди рудопроявлений САХ.

Для гидротерм гипербазитовых СОМ характерны высокие концентрации Fe и низкое содержание H₂S. Особенностью гидротермальных растворов полей Ашадзе, Логачев и Рейнбоу являются высокие концентрации метана и водорода, отражающие влияние процессов серпентинизации на

формирование состава флюидов. Результаты корреляционного анализа показали, что в целом для растворов САХ характерна обратная корреляционная зависимость между концентрациями метана, водорода и H_2S . В гидротермальных растворах поля Логачев впервые были обнаружены существенные концентрации благородных металлов и других микрокомпонентов.

Состав углеводородов принципиально отличается от наблюдаемого на других гидротермальных полях [3]. В донных отложениях и в массивных сульфидных образованиях преобладают высокомолекулярные соединения над низкомолекулярными, что более характерно для нефтяных месторождений. Наряду с биогенными липидами обнаружены углеводороды, не связанные напрямую с биогенным материалом руд. В гидротермальных полях при отсутствии осадочной толщи образование нефтяных углеводородов, возможно, может идти путем абиогенного термокаталитического синтеза. По результатам регрессионного анализа нами установлена обратная корреляционная зависимость метана, этана с Mg в растворе, что свидетельствует о связи углеводородных газов с гидротермальным процессом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Толстихин Н.И., Посохов Е.В. Минеральные воды. Л., Изд-во ЛГИ, 1975. 169 с.
2. Судариков С.М. Гидроминеральные проявления в Океане. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. СПб, ВНИИОкеангеология. 1999. 62-72 с.
3. Леин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. ДАН. 2000. Т.375. № 3. С.381-382.

The new type of magmatic hydrothermal solutions in massifs of MAR ultrabasic rocks in the world province of MOR have been determined. Solutions are characterized of high noble metals, H_2 , CH_4 concentrations, negative correlation of H_2 , CH_4 / H_2S .

Судариков С.М.^{1,2}, Наркевский Е.В.³

(¹СПбГГУ, ²ВНИИОкеангеология, ³ПМГРЭ, Санкт-Петербург, sudarikov@vniio.ru)

Некоторые особенности формирования плюмов в придонных водах гипербазитовых гидротермальных систем

Sudarikov S.M.^{1,2}, Narkevsky E.V.³

(¹SPbSMU, ²VNIIOkeangeologiya, ³PMGRE, St.Petersburg)

Some features of plume forming in bottom waters of the ultrabasic hydrothermal systems

В русско-французской экспедиции «СЕРПЕНТИН» (2007) впервые в реальном времени наблюдалась гидротермальная разгрузка на поле Ашадзе-1 и 2. Разгрузка спонтанных газов и периодический выброс вещества из источников поля Ашадзе-1 указывают на процессы, приводящие к формированию особых структур в зонах разгрузки «гипербазитовых» терм – гидротермальных кратеров. Такие кратеры обнаружены на полях Логачев и Ашадзе-2. Свидетельства фазовой дифференциации растворов (формирование реверс-плюмов в гидротермальных кратерах и разгрузка парово-водяных, газонасыщенных флюидов) получены в той же экспедиции на поле Логачев- 1, 2.

Наряду с выраженной нефелометрической аномалией на высоте 150-200 м от дна в плюме нейтральной плавучести поля Ашадзе-1 наблюдаются отрицательные аномалии температуры, солёности (в соответствии с «атлантической» моделью формирования плюмов) и плотности. Такая же картина наблюдается на поле Логачев. Проведенный анализ говорит о наличии в составе газов гидротерм этих полей повышенных количеств водорода и метана. Пониженная плотность придонных вод в зоне гидротермальной аномалии поля Ашадзе-1 может быть связана с повышенным содержанием газов, связанным с процессами фазовой дифференциации растворов. В то же время, STD-исследования на поле Рэинбоу в экспедиции на НИС Атлантис (2001) свидетельствуют о том, что «атлантическая» модель формирования плюмов при глубине источников менее 3000 м не работает.

Ещё одной особенностью гипербазитовых структур является формирование слоистых плюмов. Анализ данных по составу и структуре придонных вод поля Логачев показывает, что одним из факторов является наличие нескольких групп источников с существенно отличными свойствами растворов. Кроме того, анализ придонных течений по данным прямых визуальных наблюдений за распределением плюмов по разрезу относительно источников указывает на различное направление движения придонных вод для разных горизонтов плюмов.

The main features of plume forming in bottom waters of the ultrabasic hydrothermal systems are the special type of discharge from hydrothermal craters and forming of “layered” plumes. The “Atlantic model” is not suitable for hydrothermal systems less than 3000 m depth.

Судариков С.М.^{1,2}, Кривицкая М.В.¹, Михальчук Н.Н.¹

(¹СПбГГУ, ²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, sudarikov@vniio.ru)

Эколого-геохимические исследования в Международном районе САХ в связи с началом освоения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС)

Sudarikov S.M.^{1,2}, Krivitskaya M.V.¹, Mihalchuk N.N.¹

(¹SPbSMU, ²VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg)

Ecologo-geochemical investigations in the International region of the MAR in connection with the beginning of deep polimetallic sulfides utilization

В связи с успешным прохождением заявки в МОД ООН на выделение России участка дна в Международном районе океана для разведки и промышленного освоения ГПС в районе Срединно-Атлантического хребта (САХ) в повестку дня встает вопрос об активизации эколого-геохимических исследований в этом районе океана.

В соответствии с «Правилами поисков и разведки полиметаллических сульфидов в океане» (Mining Code) готовится контракт, который будет включать следующие требования по защите и сохранению морской среды: «Учитывая любые рекомендации, выносимые Юридической и технической комиссией, подрядчик собирает фоновые экологические данные и устанавливает экологический фон, используемый для оценки вероятного воздействия его программы деятельности... на морскую среду, а также программу мониторинга такого воздействия и сообщения о нем».

Исходя из этих положений анализируются материалы эколого-геохимических исследований, проведенных во ВНИИОкеангеология в течение последних 15 лет, включая результаты, полученные при участии международного биологического сообщества в рейсах НИС Атлантис (2001) и Пуркуа Па? (2007). Имеющиеся материалы позволяют предварительно охарактеризовать современный экологический фон и приступить к разработке программы мониторинга техногенного воздействия в процессе разведки на морскую среду.

Ecologo-geochemical investigations of VNIIOkeangeologia at MAR hydrothermal sites of the last 15 years is analyzing in connection with the beginning of deep polimetallic sulfides utilization in the International region of the Ocean.

Фирстова А.В.

(ФГУП «ВНИИОкеангеология» имени ак. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург)

Типы сульфидных труб на рудном поле «Семенов-2»

Срединно-Атлантического хребта

Firstova A.V.

(I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia, St.Peterburg)

Types of sulphide ore pipes on the "Semenov-2" ore field, Mid-Atlantic Ridge

Анализ изменчивости вещественного состава активных и реликтовых гидротермальных построек дает важную информацию физико-химических условий их формирования и выявления прогнозных критериев залежей сульфидных руд.

Материалы и методы.

В данной работе было проведено сравнение морфологии и вещественного состава руд, взятых от семи небольших сульфидных труб двух тел гидротермального поля «Семенов-2». Одна постройка активная (современная). При радиометрическом определении возраста других построек был получен интервал 3,5-75,8 тыс. лет. Была использована коллекция образцов и материалы фондового отчета ПМГРЭ, 2010 г. (Отв. исп. Бельтенов В.Е.)

Изучение вещественного состава «черных курильщиков» дает важную информацию для различных минералогических и геохимических исследований руд и их прогнозной оценки. В данной работе было проведено сравнение морфологии и вещественного состава гидротермальных сульфидных руд между двумя рудными телами гидротермального поля «Семенов-2» современных построек и построек, возраст которых 3.5-74 тыс. лет. Дано их макроскопическое описание, изучены и описаны аншлифы, проведен текстурно-структурный анализ, проинтерпретированы данные рентгено-фазового и микрозондового анализов.

Результаты исследований.

1) Вещественный анализ сульфидных труб первого тела показал:

- выделяются два типа руд халькопирит-сфалеритовые (0; 35,4 тыс. лет) и халькопиритовые (35,4 тыс. лет);
- в халькопирит-сфалеритовых (медно-цинковый тип) рудах обнаружено золото как в современных курильщиках, так и в тех, возраст которых около 35,4 тыс. лет.;
- в халькопирит-сфалеритовых рудах активных курильщиков найден селенистый галенит и отмечаются повышенные содержания кадмия, ртути, мышьяка;
- в халькопиритовом типе повышенных содержаний элементов примесей

не обнаружено.

2) Вещественный анализ сульфидных труб второго тела выявил:

- выделяется только халькопиритовый тип (3,5; 75,8 тыс. лет);
- золото в халькопиритовых рудах (медный тип) обнаружено в трубах, возраст которых 3,5 тыс. лет;
- теллуриды серебра (?) обнаружены в халькопиритовых рудах с возрастом 75,8 тыс. лет.

3) На двух телах с увеличением возраста труб возрастает количество (до 15% в медном типе) вторичных сульфидов меди: халькозин, ковеллин (($d, A/I$): 3.273(1), 3.216(1), 2.715(7), 1.915(71), 1.894(6), 1.734(1)), дигенит- $\text{Cu}_{1,8}\text{S}_{1,00}$, анилит- $\text{Cu}_{1,7}\text{S}_{1,00}$, джарлент- $\text{Cu}_{1,9}\text{S}_{1,00}$.

4) Последовательность минералообразования:

- для халькопирит-сфалеритовых руд: халькопирит+сфалерит – пирит – борнит – вторичные сульфиды меди;
- для халькопиритовых руд: пирротин – халькопирит+изокубанит – борнит – вторичные сульфиды меди.

Выводы.

На двух рудных телах поля «Семенов-2» разновозрастные трубы по морфологии существенно не отличаются друг от друга.

По вещественному составу в образцах первого рудного тела выделено два типа труб: халькопиритовый и халькопирит-сфалеритовый. В трубах последнего типа обнаружены повышенные содержания Cd, Hg, As – характерные элементы цинковой специализации среднетемпературных гидротермальных месторождений.

Первое тело формировалось, по-видимому, в условиях многократного изменения температуры и состава гидротермальных растворов.

Второе тело формировалось в течение более длительного времени (почти в два раза дольше первого) под воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов.

Определяющим фактором геохимической специализации гидротермальных построек служит состав, температура и другие параметры флюидов, которые отражают физико-химические условия их формирования.

Investigation is devoted to analysis and comparison of the chemical composition of the sulfide pipes of different ages of the two bodies from ore field Semenov-2. There are two types of ore - chalcopirite-sphalerite and chalcopirite. One of the bodies fully represented the type of chalcopirite ore. In mature buildings secondary copper sulfides are observed. In a few specimens selenide galena and tellurides of silver (?) are found. In the copper-zinc geochemical type gold, cadmium, mercury and arsenic are found.

Шульга Н.А.¹, Пересыпкин В.И.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, peresypkin@ocean.ru)

Происхождение алкано-нафтеных углеводородов в гидротермальных отложениях САХ и ВТП

Shulga N.A.¹, Peresypkin V.I.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Origin of alkanonaphtenic hydrocarbons in the hydrothermal deposits of the Mid-Atlantic Ridge and East Pacific Rise

Совокупность органических соединений в зонах глубоководной гидротермальной активности представляет собой продукты биохимического синтеза и продукты реакций разных стадий преобразования органического вещества (ОВ). Как исходные составляющие ОВ, так и продукты их превращения обладают свойством специфичности, отражая всю сумму факторов окружающей среды, которые, с одной стороны, определяют интенсивность и качественное разнообразие биосинтеза, а с другой, - пути и механизмы реакций трансформации ОВ [1, 2].

В отличие от наземных гидротермальных систем, подводные системы имеют больший потенциал для долгосрочного сохранения ОВ в связи с термическим преобразованием, миграцией и процессами фиксирования органических продуктов в условиях высокого давления с последующим их захоронением в слое осадка. Гидротермальные преобразования незрелого органического детрита происходят при высоких температурах и режимах высокой скорости флюидного потока, как правило, в сильно восстановительных условиях. Восстановители, такие как водород, сероводород, метан и более высокие углеводороды, которые выделяются вместе с флюидами, подпитывают экосистемы с микробиотой, осуществляющей процессы хемосинтеза для продукции биомассы и дыхания. Сравнительно недавно начали изучаться липидный и биомаркерный составы этих организмов, их роль в процессах трансформации ОВ [3].

Целью настоящих исследований было изучение содержания и молекулярного состава алкано-нафтеных углеводородов (УВ) в отложениях гидротермальных полей различных рифтовых зон Мирового океана для выявления особенностей распределения и генезиса ОВ, что несет практическую значимость в перспективе поиска новых ресурсов Мирового океана.

Известно, что углеводороды вместе с флюидом, попадая в морскую воду, охлаждаются и сорбируются неорганическим субстратом или конденсируются на его поверхности. Далее гидротермальная смесь углеводородов и воды может разгружаться в пористую осадочную толщу, подвергаться фазовому разделению и при благоприятных геолого-

минералогических условиях захорониться в образовавшихся резервуарах [4].

Уникальные физико-химические условия (давление, температура, Eh, pH, наличие катализаторов) в океанических гидротермальных системах вызывают научный интерес и в области исследования процессов abiогенного синтеза углеводов по реакции типа Фишера-Тропша, что может дать впоследствии ответ на фундаментальный вопрос о происхождении жизни [5,6].

Алкановые УВ представляют собой тип биомаркеров, отражающий структурные изменения их предшественников. Этот тип биомаркеров химически стабилен и, таким образом, несет первичную биологическую и геологическую информацию [7].

Образцы для исследований были отобраны в многочисленных экспедициях с помощью ГОА “Мир-1” и “Мир-2”. Молекулярный и групповой состав n-алканов изучался в образцах сульфидных, ангидритных и карбонатных отложениях, отобранных на различных гидротермальных системах Срединно-атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, связанных с процессами серпентинизации ультраосновных пород (Rainbow, Lost City), базальтовым вулканизмом (Broken Spur, Lucky Strike, TAG, Snake Pit, 9°50'N), а также насыщенные нефтью образцы бассейна Guaymas.

Аналитическую основу проведенных исследований составил метод газовой хроматографии/масс-спектрометрии с предварительной ультразвуковой экстракцией анализируемых образцов.

На рис. 1, 2 приведены усредненные данные по некоторым параметрам.

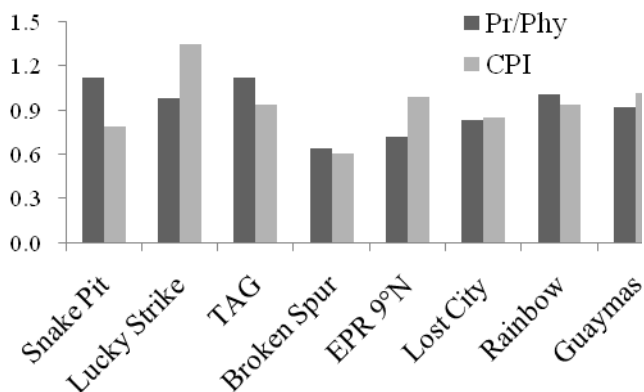


Рис. 1. Распределение относительных значений параметров, отражающих окислительно-восстановительные условия среды (Pr/Phy) и степень преобразованности ОБ (CPI)

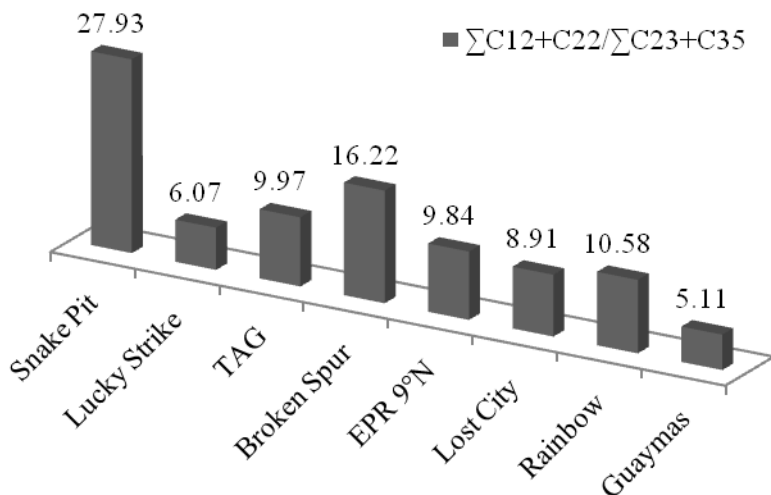


Рис. 2. Гистограмма соотношений групп n-алканов в исследованных образцах

Основываясь на полученных данных, каждое из изученных полей имеет свои геолого-геохимические и биологические особенности, связанные с разницей в составе исходных пород, с процессами трансформации состава растворов и с рядом локальных факторов [1,4,8]. Следует подчеркнуть, что даже в пределах одного поля существуют значительные различия в молекулярном составе углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пересыпкин В.И., Леин А.Ю., Богданов Ю.А. Липиды в гидротермальных образованиях в районе 14°45' с.ш. и 29° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1999. Т. 39. № 2. С. 258–269.
2. Peresyypkin V.I., Simoneit B.R.T., Lein A.Y. Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow Field (Mid – Atlantic Ridge at 36°N) // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. V. 68. № 10. P. 2275–2294.
3. Simoneit B.R.T. Molecular Indicators (Biomarkers) of Past Life // The Anatomical Record. 2002. V. 268. P. 186–195.
4. Simoneit B.R.T., “Organic Geochemistry of Aquatic Systems at High Temperatures and Increased Pressure: Hydrothermal Oil,” in The Main Directions

in Geochemistry: To the 100th Anniversary of Academician A.P. Vinogradov (Nauka, Moscow, 1995), pp. 236–259

5. McCollom T.M., Seewald J.S. Abiotic synthesis of organic compounds in deep-sea hydrothermal environments // Chem. rev. 2007. V. 107. № 2. P. 382–401.

6. Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S. Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field // Science. 2008. V. 319. P. 604–607.

7. Шляхов А.Ф. Газовая хроматография в органической геохимии. М.: Недра. 1984. С. 77-85.

8. Леин А.Ю. Экосистемы атлантических гидротерм. М.: Наука, 2006. С.84.

Molecular and group composition of n-alkanes were analyzed in sulphide and carbonate deposits of hydrothermal fields from the Mid-Atlantic Ridge and East Pacific Rise, related to the process of serpentinization of ultrabasic rocks in the oceanic core (Rainbow, Lost City); basaltic volcanism (Broken Spur, Lucky Strike, TAG, Snake Pit, 9°50'N) and oil-saturated ores from Guaymas Basin. All solvent extracts from samples have been studied by gas chromatography/ mass-spectrometry method.

***СИМПОЗИУМ
ИМ. П.Л. БЕЗРУКОВА
"ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И МИНЕРАЛОГИЯ ОКЕАНОВ
И МОРЕЙ"***

Базилевская Е.С.

(Геологический институт РАН, Москва, bazile@ocean.ru)

Формирование кобальтоносности Fe-Mn корок подводных гор

Bazilevskaya E.S.

(Geological Institute RAS, Moscow, Russia)

Fe-Mn crust rich of Co formation on the ocean seamounts

Предлагается новая концепция причин обогащения кобальтом железо-марганцевых корок, формирующихся на подводных горах глубоководных районов океанского дна. Наиболее часто эта причина связывается с зонами кислородного минимума, обогащенными марганцем в более восстановленных формах гидроксида, обычно встречающихся ниже биологически продуктивных зон океана на глубинах 600-900 м, где происходит разложение органических остатков отмершей биоты.

Однако, во-первых, это могло бы быть использовано для объяснения возможных причин поставки Mn, но не Co, а, во-вторых, самые крупные рудные накопления кобальтоносных корок, перспективных для освоения, располагаются на глубинах от 2000м и ниже (Маггелановы горы, Тихий океан), т.е. существенно оторваны от упомянутой зоны. Кроме того, зона кислородного минимума в океане не всегда сопровождает подводные поднятия, поскольку не является для океана сплошной, а образуется в районах с высокой биологической продуктивностью в результате разложения отмирающей биоты.

Нами были изучены Fe-Mn корки с 3-х подводных гор Бразильской котловины. На двух из них корки оказались обогащены Co в среднем до 0,75%, на третьей – корки были маломощные, и среднее содержания Co в них составляло 0.09%.

Эти различия сопровождались изменениями в степени окисленности Mn фазы корок, т.е. содержаний в них связанного Mn^{2+} . В среднем в богатых Co корках эти содержания составляли 1,6%, а в обедненных - 2,56%, т.е. степень окисленности Mn в бедных корках ниже. Заметим, что скорости роста корок на горах определяются мм в млн. лет.

Что касается возможных причин обогащения корок Co, то понять их поможет проведенный нами ранее эксперимент по сорбции Cu, Ni и Co на гидроксидах Mn разной степени окисленности [1].

Эксперимент показал, что адсорбция всех металлов резко возрастает по мере увеличения степени окисленности гидроксидов Mn. Однако наибольшее сродство к кислороду проявляет Co, сорбция которого резко возрастает и опережает сорбцию Cu и Ni в максимально окисленных препаратах Mn.

Интересное предположение о влиянии на образование корок восходящих

топографических вихревых течений Тейлора-Хогга, формирующихся над вершинами подводных поднятий, высказали Е.В. Михайлик и А.И. Ханчук [2]. Они способствуют сносу осадка с вершин поднятий и являются источником поставки металлов для формирования корок и специфики их состава. Эти течения поднимают холодную глубинную воду, насыщенную кислородом и создают окислительную среду для обогащения корок Со, в соответствии с описанным выше экспериментом [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана. М., Наука, 2007. 188 с.
2. Михайлик Е.В., Ханчук А.И. // ДАН. 2002. Т. 394. № 2. С. 234-236.
3. Базилевская Е.С. Железо-марганцевые образования подводных гор Бразильской котловины (Южная Атлантика) // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 499-503.

In this work we propose an explanation for enrichment in Co typical of cobalt-rich crusts connected with oxidation-reduction properties of Mn hydroxides.

Батурин Г.Н.¹, Зайцева Л.В.², Маневич Т.М.³

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

²Институт палеонтологии им. А.А. Борисьяка РАН, Москва, ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

Вулканические пеплы исландского и камчатских вулканов

Baturin G.N.¹, Zaitseva L.V.², Manevich T.M.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Paleontology RAS,

Moscow; ³Institute of Volcanology and Seismology, Far-East branch of RAS, Petropavlovsk-Kamchatskiy)

Volcanic ashes from Iceland and Kamchatka volcanoes

Вулканогенный материал разной крупности, включая вулканическую пыль, в донных отложениях океана впервые был обнаружен при исследовании осадков, собранных экспедицией на “Челледжере” в конце 19 века [Murray, Renard, 1884]. Впоследствии вопрос о составе и роли этого материала в океанском осадконакоплении рассматривался в работах многих исследователей и остается актуальным в связи с современными активными проявлениями вулканизма, в частности, с извержениями вулканов Исландии и Камчатки. Особый интерес представляют тонкие фракции (вулканическая пыль), переносимые ветром на тысячи километров от вулканов.

Нами исследован образец пепла, полученный от Д.Г. Батурина и собранный во время извержения 2010 г вблизи от исландского вулкана Эйяфьяллайокуль, и пеплы камчатских вулканов из коллекции одного из авторов (Т.М. Маневич): Карымского (образец собран в 3 км к югу от кратера в течение суток после извержения в апреле 2010 г.), Корякского (образец взят со склона вулкана во время извержения в апреле 2009 г.) и Ксудач (образец пепла, распространившегося на обширной территории во время мощного извержения 1907, собран в районе Авачинской губы). Образец пепла вулкана Шивелуч получен от В.С. Савенко (Географический факультет МГУ); извержение началось в 1964 г и эпизодически продолжается до сего времени.

Для сопоставления с пеплами был также определен состав андезитовой породы подводного вулкана Пийпа (Берингово море) из коллекции О.Ю. Богдановой (ИО РАН).

Материал исландского извержения просматривали под электронным сканирующим микроскопом с ЭДС-анализатором в Палеонтологическом институте РАН. Определение элементного состава пепло выполнено методом ИСП-МС в ИПТМ РАН под руководством В.К. Карандашева.

Размер и морфология частиц из общей пробы исландского пепла чрезвычайно разнообразны, в частности, крупные частицы (до 0.5 мм в поперечнике) отличаются по своему облику от мелких частиц (порядка 0.01 мм). В целом проба состоит преимущественно из мелких частиц.

Среди последних во фракции крупностью от 20 до 100 мкм в

поперечнике установлены монолитные обломки пород разнообразной формы, агрегаты сцементированного более тонкого материала, пористые частицы с кавернами, заполненными тонкозернистой массой. Поверхность частиц преимущественно неровная, бугристая или ячеистая. Особая разновидность пепловых частиц представлена округлыми и овальными образованиями, размер которых не превышает 20-30 мкм, для которых характерна гладкая поверхность, на которой видны лишь отдельные углубления или каверны (рис. 1). Микронзондирование показало, что некоторые из этих частиц состоят преимущественно из углерода (рис. 2). Судя по микродифракции, их кристаллическая структура отлична как от алмаза, так и от графита (личное сообщение В.Т. Дубинчука, ВИМС).

Результаты исследования основного и микроэлементного состава пеплов, а также сопоставление их с составом пород подводного вулкана Пийпа и океанских андезитов в целом [Лисицын, 1978] свидетельствуют о следующем (таблица 1).

Пеплы камчатских вулканов довольно однородны по основному химическому составу, за исключением фосфора и особенно общей серы, содержание которой меняется от 0.012% (Шивелуч) до 0.085% (Карымский).

Содержание некоторых микроэлементов колеблется еще более значительно, в частности, висмута (0.045-0.69 г/т), хрома (13-115 г), ртути (0.012-0.064 г/т) и таллия (0.12-0.65 г/т). Прочие микроэлементы распределяются в пеплах камчатских вулканов более равномерно.

Основной химический состав пепла исландского вулкана отличается от камчатских пеплов более высоким содержанием железа (10.2% Fe_2O_3), титана (1.6% TiO_2), марганца (0.13% MnO) и фосфора (0.32% P_2O_5). Что касается микроэлементного состава, то пепел исландского вулкана в той или иной степени обогащен по сравнению с камчатскими пеплами бериллием, галлием, гафнием, молибденом, ниобием, оловом, танталом, торием, ураном, вольфрамом, иттрием и цирконием. Наряду с этим пепел исландского вулкана обеднен по сравнению с камчатскими пеплами мышьяком, висмутом, цезием, свинцом, стронцием и ванадием.

Для дальнейшего рассмотрения воспользуемся полученными данными о составе андезито-базальтовой породы подводного вулкана Пийпа, а также обобщенными данными о среднем составе вулканогенных пород андезитовой зоны Мирового океана [Лисицын, 1978].

При таком сопоставлении выявляется значительная близость макроэлементного состава рассматриваемых пород, за исключением того, что пепел исландского вулкана относительно обогащен железом, марганцем, титаном, фосфором и серой; столь же высокое содержание железа характерно для океанских андезитов.

Картина распределения микроэлементов в пеплах значительно сложнее. Наиболее богат ими пепел исландского вулкана, в котором отмечены максимальные содержания 16 элементов: Be, Cd, Co, Ga, Hf, Mo, Nb, Rb, Sn,

Ta, Th, U, W, Y, Zn, Zr. Пеплы камчатских вулканов отличаются относительно повышенным содержанием другой группы элементов: As, Bi, Pb, Sb, Sr, Tl. Андезито-базальт вулкана Пийпа обогащен никелем и ртутью, а океанские андезиты – цезием, медью, скандием и ванадием. Но последнее наблюдение является предварительным, поскольку данные по микроэлементному составу андезитов нуждаются в дополнениях.

Особого внимания заслуживают редкоземельные элементы (РЗЭ), суммарное содержание которых в пеплах камчатских вулканов меняется в пределах от 40.60 г/т (вулкан Шивелуч) до 76.70 г/т (вулкан Карымский), а в пепле исландского вулкана резко повышается – до 314.31 г/т.

Важнейшими характеристиками состава РЗЭ являются величины цериевой и европиевой аномалий, рассчитываемые как отношение нормализованных по сланцам содержаний церия и европия к полусумме двух соответствующих соседних элементов [Балашов, 1976].

В исследованных образцах величина цериевой аномалии меняется в пределах 0.82-0.93 и европиевой – в пределах 1.21-1.41, что соответствует величинам, характерным для исследованных ранее вулканогенных пород мира. Судя по данным [Балашов, 1976], как в континентальных, так и в островодужных толеитах, а также в обычных и высокоглиноземистых континентальных и островодужных базальтах величины цериевой и европиевой аномалий колеблются в пределах соответственно 0.72 – 0.88 и 1.24-1.35.

Приведенные данные дополняют банк данных о составе вулканических пеплов и свидетельствуют о наличии как общих, так и различных черт их геохимии в зонах современной вулканической активности, что может быть использовано для палеореконструкций среды осадконакопления.

The presentation is dealing with new set of data about particle morphology and geochemistry of volcanic ashes from a series of recent volcanoes and reveals some common as well as different features of their elemental composition.

Таблица 1. Элементный состав пеплов и вулканических пород

Элемент	Пеплы вулканов					Породы	
	Эйяфьял-лайокуль	Карым-ский	Коряк-ский	Ксудач	Шиве-луч	Вулкан Пийпа	Анде-зиты
Макроэлементы, %							
SiO ₂	52.19	65.89	50.08	72.27	-	-	59.5
Al ₂ O ₃	13.8	16.9	15.8	14.8	16.4	14.1	17.2
TiO ₂	1.6	0.89	0.82	0.47	0.52	0.38	0.84
CaO	5.3	5.6	7.0	2.9	5.4	4.6	6.1
MgO	2.6	2.1	3.5	1.3	3.7	3.1	3.42
Na ₂ O	4.2	4.7	2.8	3.9	4.6	4.8	3.25
K ₂ O	1.6	1.6	1.1	2.0	0.81	0.91	1.24
Fe ₂ O ₃	10.2	6.4	7.8	3.1	4.3	3.6	6.6
MnO	0.23	0.14	0.11	0.095	0.13	0.075	0.16
P ₂ O ₅	0.32	0.22	0.14	0.054	0.10	0.13	0.30
S _{общ}	0.076	0.085	-	0.025	0.012	0.056	-
Микроэлементы, г/т							
As	0.17	1.3	6.5	3.6	2.5	1.5	-
Ba	412	360	510	543	285	163	270
Be	3.0	1.0	0.8	1.6	1.1	0.9	-
Bi	0.041	0.14	0.69	0.19	0.045	0.035	-
Cd	0.34	0.23	0.23	0.09	0.10	0.057	-
Co	16.0	12.3	22.9	7.4	18.3	13.7	25
Cr	49.5	13.1	40.2	14.7	115	35.2	56
Cs	0.53	0.92	0.70	1.10	0.50	0.30	1.3
Cu	23.1	34.4	32.9	12.9	21.5	29.7	36
Ga	28.2	17.4	18.4	15.7	16.1	15.7	17
Hf	12.1	3.6	1.7	2.1	2.5	2.8	2.3
Hg	0.020	0.025	0.064	0.022	0.012	0.058	-
Li	13.0	14.7	6.22	22.3	13.3	9.1	-
Mo	4.6	2.1	4.7	2.1	1.6	1.1	1.1
Nb	56.8	2.8	2.3	7.9	2.7	3.2	4.3
Ni	35.3	-	22.2	13.6	44.8	47.4	18
Pb	5.2	6.1	16.4	9.0	5.2	6.1	6.7
Rb	39.8	18.8	18.1	34.7	6.7	4.8	31
Sb	0.21	0.27	0.28	0.32	0.55	0.21	0.22
Sc	15.9	22.1	22.5	7.3	16.4	9.8	30
Sn	4.4	1.2	1.6	1.0	0.92	1.4	0.8
Sr	287	323	428	309	565	374	385
Ta	4.1	0.21	0.19	0.74	0.21	0.21	-
Th	5.3	1.6	1.7	3.2	0.84	0.85	2.2
Tl	0.10	0.22	0.65	0.32	0.12	0.07	0.2
U	3.2	1.0	0.76	1.4	0.84	0.72	0.7
V	82	138	198	74	108	73	175
W	1.0	0.22	0.31	0.43	0.18	0.19	-
Y	68.5	26.5	17.0	14.1	22.8	8.5	21
Zn	259	80.7	76.7	61.8	58.7	45.9	-
Zr	506	128	55	72	65	94	110

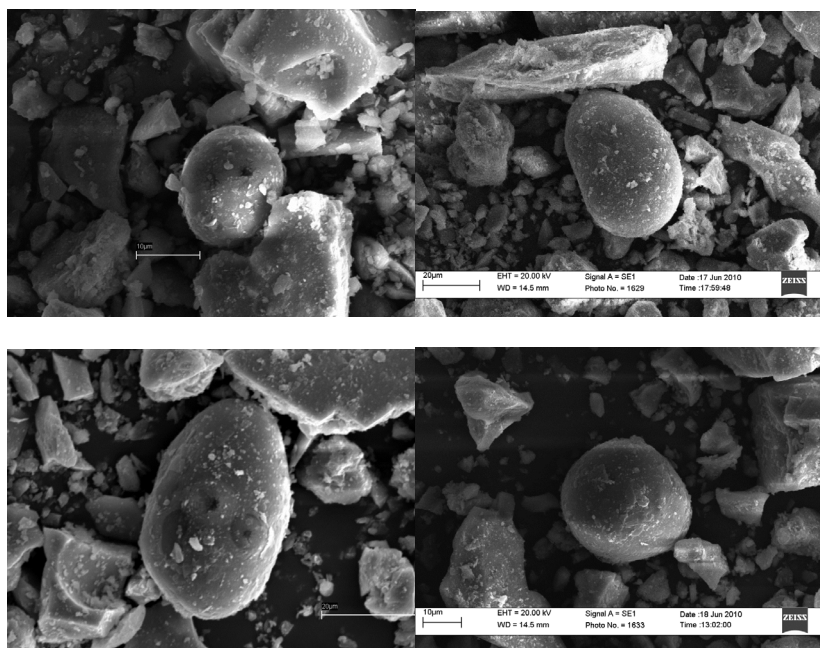


Рис. 1. Морфология частиц пепла

Элемент	Весовой %	Атомный%
C K	77.98	83.09
O K	20.05	16.04
Na K	0.35	0.19
Al K	0.19	0.09
Si K	0.61	0.28
P K	0.42	0.17
Cl K	0.21	0.08
Ca K	0.19	0.06
Итоги	100.00	

Количественные результаты

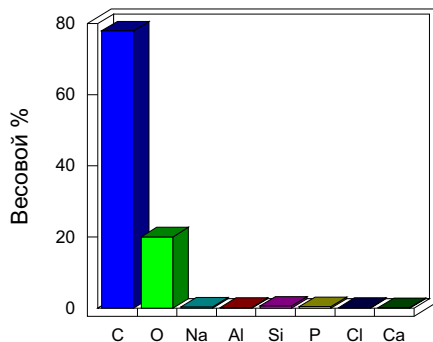


Рис. 2. Состав углеродистой частицы по результатам микрозондирования.

**Богданова О.Ю.¹, Мельников М.Е.², Новиков Г.В.¹,
Ожогин Д.О.¹**

(¹Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, gvnovikov@yandex.ru; ²ФГУП ГНЦ «Южморгеология»)

**Минералогия кобальтоносных железомарганцевых корок
гайотов Паллада и Бутакова Магеллановых гор Тихого
океана**

**Bogdanova O.Yu.¹, Melnikov M.E.², Novikov G.V.¹, Ozhogin
D.O.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ²State Scientific
Centere Yuzhmorgeologiya)

**Minerology of cobalt rich ferromanganese crusts of guyots
Pallada and Butakova Magellanov mountanes Pacific Ocean**

Основными рудными минералами кобальтоносных железомарганцевых корок океана являются гидратированный диоксид марганца и гидроксиды железа, содержащие значительное количество экономически ценных металлов, в первую очередь кобальт, никель, марганец и медь. С другой стороны, корки состоят из разновозрастных слоев, в которых состав рудных минералов может быть различен. Именно этот аспект и явился целью данной работы.

Объектами исследования стали железомарганцевые корки гайотов Паллада (обр. 30Д-154) и Бутакова (обр. 39Д-19 и 39Д-88) Магеллановых гор, которые рассматриваются в настоящее время как потенциальный объект их добычи. Корки представлены многослойными образованиями и сформированы преимущественно тонкодисперсными полиминеральными рудными агрегатами, тесно ассоциирующими с породообразующими фазами.

Образец 30Д-154. Строение разреза корки 4-х слойное, текстура – компактно-слоистая. *Слой I-1.* В основании разреза находится чёрный, плотный фосфатизированный слой массивного строения. Излом раковистый, блеск матовый. Структура визуально неразличима, на отдельных участках видна тонкослоистая. Характерные межслоевые и секущие фосфатные прожилки развиты ограничено. Верхняя поверхность слоя частично нарушена. Мощность слоя составляет в среднем 4 см. Структура слоя - компактно-тонкослоистая. Рудная масса и местами тонкие рудные слои сложены ассоциацией из плохо окристаллизованных, плохо упорядоченных, находящихся в тонком сростании между собой, Fe-вернадита и Mn-ферроксигита, которые характерны для зерен крупностью 0.50-0.25 и 0.25-0.10 мм. В зернах первого из указанных выше классов отмечается также незначительное количество асболоан-бузерита, тогда как в менее крупных зернах данный минерал не фиксируется. Fe-вернадит в основном очень

слабо раскристаллизован, имеет неправильную чешуйчатую и таблитчатую форму и различный размер. В основном он присутствует в виде агрегатов, но встречается также и виде индивидуализированных зерен.

Слой I-2. Выше, на частично нарушенной поверхности слоя I-1 залегает плотный, пёстро окрашенный, фосфатизированный слой пятнистого облика. Структура слоя глобулярно-столбчатая (косое сечение столбцов). Столбцы размером 25×7 мм расположены относительно плотно. Участками субпараллельно, наклонно поверхности. Интерстиции между столбцами заполнены плотным карбонатно-фосфатным материалом, грязно-белого, желтоватого, светло-коричневого цветов. Мощность слоя I-2 от 3,5 до 4,0 см. В подошве слоя отмечены линзы, в трещинах которых фосфатный материал чисто белого цвета. Структура данного слоя - глобулярно-дендритовая. Дендриты и глобулы имеют тонкослоистое строение, обусловленное чередованием низкоотражающих и более высокоотражающих Mn-слоев, сложенных плохо упорядоченным Fe-вернадитом и асболан-бузеритом (отдельные частицы в зернах крупностью 0.50-0.25 мм). Зерна размером 0.25-0.10 мм состоят практически полностью из Fe-вернадита, тогда как содержание Mn-фероксигита незначительно.

Слой II. На поверхности слоя I-2 с отчётливым контактом по смене строения и плотности залегает пористый, пёстрый слой радиально-столбчатого строения. Структура слоя гигантостолбчатая. Размеры столбцов достигают размеров 38×6 мм, столбцы расположены относительно свободно, субпараллельно, с небольшим наклоном к поверхности роста. Интерстиции не полностью заполнены светло-коричневым глинистым материалом. Мощность слоя 3,5-4,0 см. Структура слоя II - радиально-дендритовая. Объемные дендриты имеют слоистое строение. В центральной части в них наблюдается чередование недостаточно раскристаллизованных железомарганцевых слоев, сложенных плохо упорядоченными Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (зерна крупностью 0.50-0.25 мм), и тонких прослоев нерудного вещества. Рудная масса крупностью 0.25-0.10 мм также сложена из выше упомянутых минералов, однако Mn-фероксигит присутствует в виде примеси. Внутри данного слоя на поверхности рудной массы черного цвета обособленно встречено рыхлое охристое вещество ярко-рыжего цвета. Частицы данного вещества очень тонкодисперсны и составляют сотые и тысячные доли микрона. Вещество состоит только из Fe-X-фазы, являющейся одной из минеральных разновидностей гидроксида железа FeOОН.

Структура *слоя III* мелкостолбчатая до игольчатой. На отдельных участках часть слоя разрушена и регенерирована слоем рудного вещества мощностью около 1 мм, в целом мощность слоя меняется от 1 до 2 см. Структура слоя - тонкослоисто-глобулярно-дендритовая. Тонкие дендриты и слои рудного вещества сложены Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (зерна крупностью 0.50-0.25 мм) и Fe-вернадитом и Fe-X-фазой, количество которой очень низкое (зерна крупностью 0.25-0.10 мм).

В нижней части данного образца развита «сахаристая», сильно пористая разновидность слоя III - *слой (IIIp)* черного цвета. Мощность данного слоя изменяется от 0,5 до 3,5 см. Рудные масса, состоящая из зерен размером 0.50-0.25 мм, представлена в основном хорошо окристаллизованным, хорошо упорядоченным вернадитом, в меньшей степени Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом, который находится в виде примеси; зерна размером 0.25-0.10 мм сложены Fe-вернадитом средней степени упорядоченности структуры, незначительным количеством Fe-X-фазы и отдельными частицами Mn-фероксигита.

Из нерудных минералов в слоях I-1 и I-2 присутствует в подчиненном количестве апатит, в слоях I-2, 2, 3 иногда отмечается кварц, в слоях I-1 и 2 диоктаэдрические слоистые алюмосиликаты.

Образец 39Д-19. Разрез 4х-слойной корки: контакт с субстратом резкий, часто неровный. Текстура – грубоконцентрически-слоистая.

Слой I-1. Рудный материал чёрный с антрацитовым блеском. Текстура неявно тонкослоистая, выявляемая отдельными межслойковыми прожилками бежевого и коричнево-бежевого фосфата мощностью в доли мм, иногда заметное их чередование через рудные слойки с интервалом 0,5-1 мм. Мощность слоя 2,5-4,3 см. Структура данного слоя – компактно-слоистая. Наблюдается чередование тонких железомарганцевых слоев и нерудных коричнево-бежевых прослоев.

Минеральный состав тонких рудных слоев полностью совпадает с составом аналогичного слоя образца 30Д-154 и представлен плохо окристаллизованными, плохо упорядоченными Fe-вернадитом, Mn-фероксигитом (зерна размером 0.50-0.25 и 0.25-0.10 мм) и отдельными частицами асболан-бузерита (зерна 0.50-0.25 мм) (табл.1).

Слой I-2. Цвет чёрный, иногда пёстрый. Текстура столбчатая, пятнисто-столбчатая: столбцы, иногда составленные пятнами 1-5 мм, имеют длину 1-3 см, иногда – дендровидную и веерообразную форму. Интерстиции заполнены белым кальцитом, иногда фосфатизированным (кремовый цвет), занимают объём до 40%. Мощность слоя 2,5-3,5 см. Структура слоя – тонкослоисто-дендритовая. Дендриты имеют тонкослоистое строение, обусловленное чередованием слабо отражающих Fe-Mn концентров и более отражающих Mn-концентров.

Минеральный состав рудной массы аналогичен составу такого же слоя образца 30Д-154: зерна размером 0.50-0.25 мм сложены ассоциацией плохо упорядоченного Fe-вернадита и асболан-бузерита в виде отдельных частиц, зерна размером 0.25-0.10 мм образованы Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом, которого очень мало.

Слой II. Цвет пёстрый. Текстура столбчатая: столбцы руды 1-1,5 чешуйчатой структуры (чешуи вертикального и веерного расположения по 1-2 мм). Интерстиции занимают объём 10-40%, заполнены бежевым глинистым материалом. Мощность слоя 2-3 см. В основании слоя II встречается слоистая текстура – более-менее плотные прослои через 2-3 мм.

Структура слоя - компактно-слоисто-глобулярно-дендритовая. Объемные дендриты и глобулы имеют тонко-слоистое строение, обусловленное чередованием слойков, сложенных плохо окристаллизованными гидроксидами железа и гидратированным диоксидом марганца, сменяющимися слойками, сложенными марганцевыми минералами. Минеральный состав обоих классов крупности представлен плохо упорядоченными Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом.

Слой III. Чёрный, буровато-чёрный, массивный, иногда с признаками слоистости. Структура неявно чешуйчатая, размеры чешуй – до 1-3 мм, расположение – вертикальное и веерообразное. Структура слоя – тонкослоисто-ажурно-глобулярно-дендритовая. Ажурные тонкослоистые дендриты, глобулы, независимо от их крупности, сложены теми же минералами, что и слой II - плохо упорядоченными Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом, содержание которого в зернах размером 0.25-0.10 мм незначительно.

Образец 39Д-88. Корка состоит из 3 слоев. Слои корок отличаются в основном достаточно плотным, массивным сложением. Рудные агрегаты имеют глобулярное, колломорфное, ветвистое микростроение, иногда отмечаются относительно крупные округлые выделения, которые практически всегда окаймлены породообразующими минералами. Следует отметить, что рудный агрегат I и II слоев рассечен многочисленными трещинами, которые в различной степени выполнены в основном фосфатным материалом (апатитом). Рудные образования III слоя содержат многочисленные углубления и поры разного размера и формы, которые нередко выполнены рудным материалом, отличающимся более низким содержанием марганца. Как правило, эти образования не трещиноваты.

Основным рудным минералом является вернадит, представленный зернами пластинчатой, таблитчатой формы и их скоплениями, имеющими различную форму.

Иногда отмечаются ветвистые (слой II) и губчатые (слой III) агрегаты вернадита. Вернадит преимущественно плохо раскристаллизован, но в слое I-2 обнаружен хорошо раскристаллизованный минерал. В слое I в ассоциации с вернадитом присутствует крупно-пластинчатый асболаб-бузерит, образующий скопления неправильной формы.

Из породообразующих минералов в слоях I и II присутствует тонко-мелкокристаллический апатит, образующий скопления в межрудном пространстве и в трещинах. В слоях II и III отмечаются призматические и практически гексагональные зерна апатита.

Таким образом, результаты исследований позволяют сделать ряд важных выводов. Минеральный состав рудной компоненты различных слоев кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Магеллановых гор достаточно стабилен и однороден. Основными рудными минералами слоев корок являются, как правило, плохо окристаллизованные с низкой степенью упорядоченности структуры Fe-вернадит, вернадит и Mn-фероксигит. При

этом степень упорядоченности структуры Fe-вернадита выше в зернах более крупного класса - 0.50-0.25 мм. В отличие от других слоев корки «сухаристый» слой (IIIр) корки образца 30Д-154 представлен в основном хорошо окристаллизованным, хорошо упорядоченным вернадитом (зерна крупностью 0.50-0.25 мм). Скорее всего, его образование происходит за счет раскристаллизации плохо упорядоченного вернадита и является функцией времени.

Другой особенностью можно считать присутствие в нижних слоях (I-1 и I-2) корок всех исследованных образцов асболан-бузерита, который в зернах крупностью 0.50-0.25 мм находится в виде примеси, а в зернах 0.25-0.10 мм - в виде отдельных частиц. Образование данного минерала, скорее всего, происходит в результате сочетания двух функций: времени, за счет которой происходит частичная перекристаллизация Fe-вернадита, и «концентрационной», когда в формирующемся вернадите (Fe-вернадите) накапливается определенное количество ионов Ni^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} , способное участвовать в процессе образования асболанового межслоя (типа $\text{Ni}(\text{OH})_2$) асболан-бузерита.

Интерес вызывают также данные по минеральному составу относительно *возраста слоя* корок, который они формируют. Выделенные слои корки образца 30Д-154 являются достаточно представительными и характерными для гайота Паллада и в целом для района Магеллановых гор. Для аналогичных корок этого района установлен возраст их слоев: I-1 – позднепалеоценовый-раннеэоценовый, I-2 – эоценовый, II – средний-поздний миоцен и III – плиоцен-четвертичный возраст. Исходя из этих определений, вытекает, что образование одних и тех же рудных минералов, причем с плохо упорядоченными структурами, происходило как в позднем палеоцене, так и в четвертичное время, то есть на протяжении порядка 55 млн. лет. В тоже время, процесс непосредственного образования химического соединения MnO_2 (FeOOH) протекает с высокой скоростью за очень короткое время (порядка нескольких минут). Единственно необходимым условием зарождения MnO_2 в океане является наличие в микрозоне реакции Mn^{2+} и O_2 (биогенного или абиогенного происхождения). Нарращивание же рудной массы каждого слоя корок зависит во многом от поставки данных компонентов к поверхности отложившихся минералов, на которой в дальнейшем также могут протекать химические реакции образования марганцевых (и железистых) фаз. Содержание Mn и Fe в слоях корок как раз и является доказательством их поступления в различные временные интервалы роста корок.

It was determined, that iron-manganese crusts Pallada and Butakov guyots of Magellanv seamounts formed by fourth layers. Main ore minerals of each layers are Fe-vernadite, Mn-feroxigite. Rare grains composed by vernadite and asbolane-buserite. It was looked into mineral composition and age of different crust layers.

Глазырин Е.А.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, eaglazyrin@mail.ru)

Генетические особенности выполнения трещин усадки в железомарганцевых конкрециях поля Кларион-Клиппертон

Glazyrin E.A.

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Genetic features of performance of cracks of the counteraction in ironmanganous nodules weeding a Clarion-Klipperton

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) зоны Кларион-Клиппертон (Тихий океан) относятся к типичным стратиграфически расслоенным геологическим телам. Рост ЖМК сопровождается процессами, которые приводят к усложнению их разреза, его преобразованию, а нередко и деструкции, вплоть до раскола ЖМК по трещинам усадки [1, 2 и др.].

Характерной чертой трещин усадки ЖМК является звездчатый характер - увеличение мощности к более древним слоям (рис. 1). За счет развития трещин ЖМК может раскалываться на фрагменты.

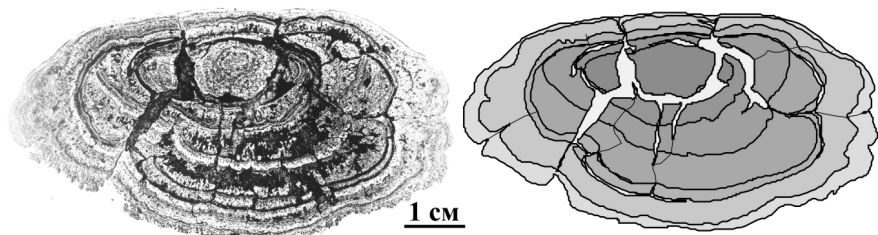


Рис. 1. Звездчатые трещины усадки в теле ЖМК (фото и его прорисовка)

Трещины развиваются по двум системам направлений, обусловленных внутренним строением ЖМК.

Первая система – поперечная. Встречается наиболее часто. Провоцируется наличием границ раздела между почковидными и стержневыми агрегатами, которые служат проводниками трещин. Чаще всего трещины поперечного типа развиваются между почковидными, бугристыми выростами на фронте роста ЖМК – *субиндивидами роста* (рис. 1). Граница раздела субиндивидов роста служит каналом сброса примесей, зоной затрудненного роста, аналогичной, что и между отдельными почками в почковидных агрегатах, но более высокого ранга. За счет асимметрии роста ЖМК такими трещинами обогащена, как правило, одна сторона ЖМК – сторона, обращенная к «питающему слою» и потому обладающая максимальной скоростью роста, геометрическим отбором с формированием

почковидных текстур, вплоть до стержневых.

Вторая система – согласная. Встречается реже. Обусловлена она слоистостью разреза ЖМК и развивается между слоями, обладающими ровными контактами, преимущественно по почве массивных слоев и стратиграфическим несогласиям. По таким границам производится «шелушение» ЖМК. Почковидные агрегаты для такой системы трещин неблагоприятны из-за извилистости межслоевых контактов, которые как бы склеены между собой по механизму «молнии». Вследствие асимметрии роста ЖМК такими трещинами обогащена, как правило, одна сторона ЖМК, которая обращена вверх и испытывает в связи с этим затрудненный рост с образованием стратиграфических перерывов.

Таким образом, почковидные агрегаты благоприятны для развития поперечных трещин, а массивные слои и стратиграфические несогласия – согласных трещин. Комбинация таких трещин дает ступенчатую морфологию трещин.

Развитие трещин идет в сторону увеличения их мощности от периферии к ядру с потерей силы сцепления разделяемых фрагментов ЖМК. Развитие трещин усадки не обязательно сопровождается разломом ЖМК – часть трещин не получает своего дальнейшего развития и перекрывается выше образующимися слоями.

Практически все зияющие трещины подвергаются заживанию – нарастанию на их стенках слоев и пачек, как фациальных аналогов формируемых внешних оболочек ЖМК (рис. 2). Заращение трещин идет от их устьев, выходящих на поверхность. По простиранию трещины к центру ЖМК мощность нарастающих слоев постепенно падает, вплоть до выклинивания из-за ограничения доступа во внутренние части ЖМК питающего материала, его расходования растущими ближе к поверхности слоями.

Устья зарастаемых трещин показаны стрелками. На крайнем левом фрагменте присутствует только половинка трещины, сохранившаяся после раскола древней конкреции.

Нарастающие на поверхности трещин слои чаще всего ложатся со структурным несогласием (рис. 2, 3). Судя по взаимоотношению несогласия и нарастающих слоев, возникновение трещин, их выход на поверхность по времени совпадает с длительными перерывами роста ЖМК, сопровождаемыми образованием стратиграфических несогласий, деструкцией, растворением и др. динамическими процессами [1, 2 и др.]. В разрезах ЖМК выделяется более десяти длительных перерывов роста, когда рост трещин не сопровождается заживанием. Из них как минимум 4 относятся к наиболее длительным и тотальным, с активной деструкцией, фрагментацией тел ЖМК по трещинам и образованием структурных несогласий регионального ранга. При этом ранее сформированная часть стратиграфического разреза ЖМК может быть в различной степени

уничтожена.

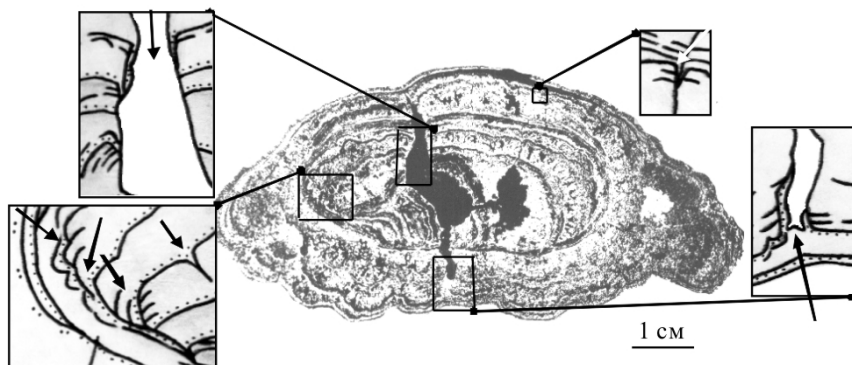


Рис. 2. Детали-прорисовки зарастания трещин (показаны стрелками) в срезе ЖМК

Детальное исследование заполнения трещин, прослеживание нарастающих на стенках трещин слоев к их фациальным аналогам – внешним слоям (рис. 3), показывает, что открытие (рост) трещин происходит непрерывно, а зарастание трещин носит пульсационный характер. Не все внешние слои роста ЖМК продолжают в трещину и нарастают на ее стенки. Часть слоев трещину закупоривает, перекрывает. Зарастание прекращается в периоды остановки роста ЖМК, и трещина прорывает выше отложившиеся слои. В период возобновления роста ЖМК последующие слои ее роста заходят в трещину – нарастают на ее стенках или закупоривают ее. Такой цикл повторяется неоднократно.

Рассмотрение пульсационного зарастания трещин показывает, что формируемый на стенках трещин разрез несколько отличается от его стратиграфического аналога на поверхности ЖМК. Отличается как минимум по двум признакам.

Во-первых, стратиграфический разрез на стенках трещин не полный. В нем происходит «выпадение» части слоев (рис. 3).

Во-вторых, текстурный облик нарастающих на стенки трещин слоев агрегатов также отличается от их стратиграфических аналогов во внешней оболочке ЖМК. Это связано с затруднением их питания, прогрессирующим к центру ЖМК, вплоть до выклинивания слоев. В трещине преимущественно формируется тонкослоистые слои, а почковидные испытывает деградацию (рис. 3). По своему облику формируемый на стенках трещины разрез схож с конденсированными слоями.

Стратиграфический разрез на стенках трещин отличается от синхронного ему разреза на внешней оболочке ЖМК по своей полноте и условиям роста, поэтому он не характеризует собственно рост ЖМК. Ввиду

этого предлагается называть его *метаразрезом*, а сами слои – *метаслоями*. По ряду причин метаразрез при микростратиграфическом профилировании может быть воспринят как конденсированный разрез или даже как нормальный разрез.

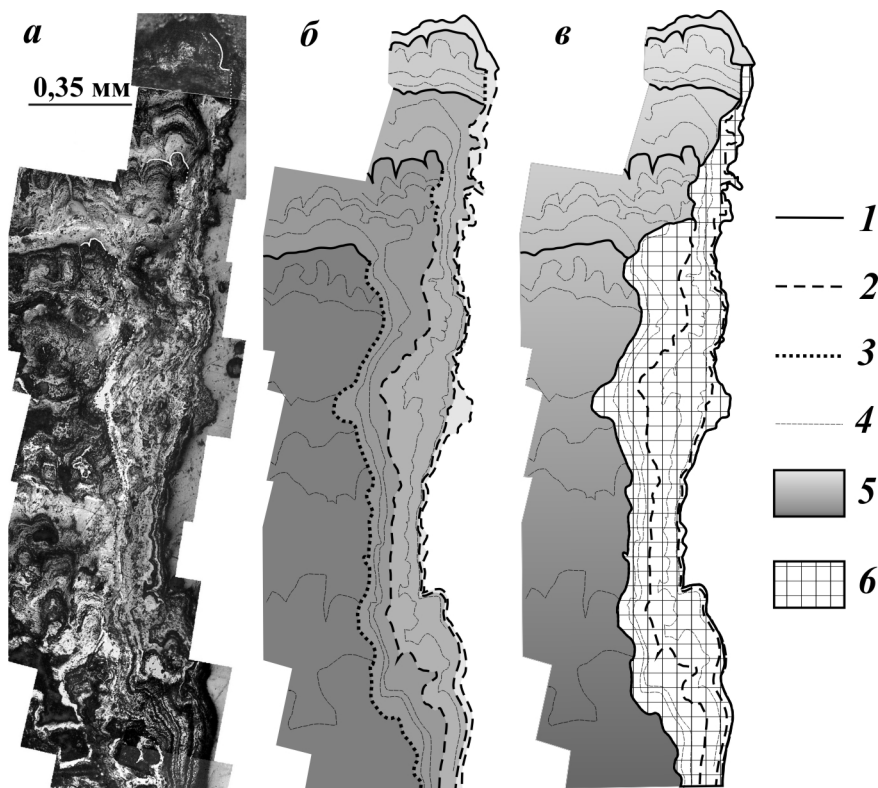


Рис. 3. Фрагмент стенки трещины с признаками ее пульсационного зарастания: *а* – фотоколлаж разреза; *б, в* – прорисовка.

1, 2 – границы между пачками, стратиграфические перерывы в разрезе ЖМК (*1*) и метаразрезе трещины (*2*); *3* – структурные несогласия (на детали *б*); *4* – слоистость; *5* – нормальный стратиграфический разрез (на детали *в*); *6* – метаразрез (на детали *в*)

Одним из отличий метаразреза от конденсированного разреза ЖМК служит характер заполнения их механическими включениями. Из-за открытости конденсированного разреза к захвату механических примесей, и наоборот, закрытости метаразреза, они будут резко отличаться. Более или менее частые примеси в метаразрезе наблюдаются лишь у устья трещины, а

ниже по трещине они быстро исчезают, несмотря на увеличение конденсированности. Это также дополнительно их различает, т.к. чем более конденсирован разрез, тем он более переполнен механическими примесями.

При нарастании метаслоев на стенках согласных трещин может возникать ошибочное представление о непрерывности наблюдаемого стратиграфического разреза, в то время как часть слоев в данном разрезе являются более молодыми, чем их кажущееся согласным стратиграфическое окружение. Данное явление можно назвать *стратиграфическим «вклиниванием»* - нарушением возрастной последовательности слоев в разрезе. Отличительной чертой «вклинивания» является частая его симметричность, т.е. зарастание трещины слоями навстречу друг другу. В результате часть слоев ориентирована направлением роста в противоположную сторону по отношению к вмещающему разрезу. Такая *обратная стратиграфическая последовательность* (перевернутость разреза), выявляемая при текстурном анализе слоев и пачек может служить другим признаком стратиграфического «вклинивания». При расколе ЖМК по трещине и последующем обрастании фрагмента метаразрез и стратиграфическое вклинивание может не распознаваться и приниматься за нормальную стратиграфическую последовательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазырин Е.А., Берберьян Т.К. Онтогеническая модель формирования железомарганцевых конкреций океана на примере рудной провинции Клариян-Клиппертон // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений: сборник науч. статей. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 47-54.
2. Глазырин Е.А., Юбко В.М., Берберьян Т.К. Отражение периодичности океанского железомарганцевого рудогенеза в разрезе железомарганцевых конкреций // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). Т. 1. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 165-167.

Studying of cracks of the counteraction ironmanganous nodules weeding a Clarion-Klipperton shows periodic character of their curing at continuous growth. It is shown that formed on walls of cracks stratigraphic the cut sharply differs from synchronous actually a cut nodules. It is offered to call its metacut. At curing of concordant cracks there is an infringement stratigraphic sequences.

Григорьева Ж.В., Губенков В.В., Тетикова О.А.

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

Химические исследования железомарганцевых конкреций на участке расположенном в западной части Восточного полигона Российского разведочного района зоны Клариион-Клиппертон

Grigorieva J.V., Gubenkova V.V., Tetikova O.A.

(SSC FSUGE “Yuzhmorgeologiya”, Gelendzhik)

Chemical researches of manganese nodules on a site located in the western part of East range of the Russian prospecting area of a zone a Klarion-Klipperton

По прогнозам отечественных и зарубежных специалистов доля морских и океанических месторождений полезных ископаемых в третьем тысячелетии станет преобладающим по сравнению с месторождениями суши. Одним из основных потенциальных источников рудного сырья являются железомарганцевые конкреции зоны Клариион-Клиппертон. Помимо основных рудных элементов: марганца, меди, никеля и кобальта, практический интерес могут представлять молибден, платина, редкоземельные элементы, золото, серебро и др., имеющие более высокое содержание в железомарганцевых конкрециях, по сравнению с их содержанием в добываемых рудах российских месторождений на суше.

В настоящее время, в связи с разработкой технологии гидрометаллургической переработки железомарганцевых конкреций, в ФГУП «ВИМС» помимо основных рудных элементов – Mn, Ni, Co, и Cu, предложено выделять следующие группы:

- попутные элементы (Au, Ag, элементы платиновой группы, некоторые редкие и рассеянные, РЗЭ);
- токсичные элементы (Tl, Te, As, Cd, Pb и др.).

Сотрудниками ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» проводились исследования на участке, площадью 3540 км², расположенном в западной части Восточного полигона Российского разведочного района. Изучение содержания попутных и токсичных микроэлементов выполнялось в ФГУП «ВИМС» по групповым пробам железомарганцевых конкреций, методом масс-спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (MS).

Средние полуколичественные содержания микроэлементов (г/т) в групповых пробах железомарганцевых конкреций всего участка приведены на рисунке 1.

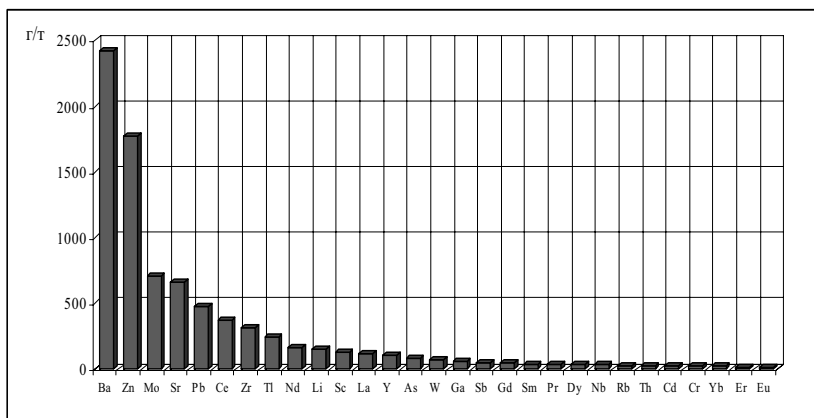


Рис. 1. Средние полуколичественные содержания микроэлементов в групповых пробах

Полученные средние содержания химических элементов в ЖМК были сопоставлены со средними содержаниями в земной коре по данным А.П. Виноградова (1962). Анализ приведенных сопоставительных данных дает возможность выделения химических элементов в несколько групп.

Первая группа включает элементы, концентрации которых в групповых пробах ЖМК ниже или близки к средним содержаниям в земной коре. Это рубидий, хром, тантал, цезий, бериллий, олово, ниобий, цирконий и стронций.

Вторая группа состоит из элементов, среднее содержание которых превышает кларковое в 2–5 раз. Сюда относятся 13 элементов: уран, торий, лантан, галлий, гольмий, иттрий, барий, лютеций, гафний, празеодим, неодим, литий и самарий.

Третья группа химических элементов характеризуется превышением концентраций в ЖМК по сравнению со средними содержаниями в земной коре в 5–10 раз. Это серебро, ртуть и шесть редкоземельных элементов: эрбий, церий, иттербий, диспрозий, тулий и европий.

В четвертой группе находятся элементы, концентрация которых в ЖМК превышает их среднее содержание в земной коре в 10–50 раз. В железомарганцевых конкрециях исследуемого участка такие концентрации характерны для скандия, рения, цинка, золота, свинца и мышьяка.

Пятая группа включает в себя химические элементы, концентрирующиеся в железомарганцевых конкрециях в 50 и более раз больше по сравнению со средними содержаниями в земной коре. Так, концентрация вольфрама и селена превышает в 57 и в 60 раз соответственно, в 102 и в 169 раз сурьма и кадмий в пробах ЖМК накапливается больше,

чем в земной коре.

Особое внимание стоит уделить такому высокотоксичному элементу, как таллий. По аналитическим данным ФГУП «ВИМС», среднее содержание Tl по всем групповым пробам составило 245 г/т, что превышает среднее содержание в земной коре в 245 раз, а в одной групповой пробе концентрация этого элемента достигает 290 г/т. Наибольшие превышения от кларковых показателей характерны для двух легких металлов: висмута (в 889 раз) и теллура (в 5000 раз).

Корреляционный анализ химических элементов железомарганцевых конкреций по всем групповым пробам (в выборку вошли элементы, концентрация которых в пробе превышает 10 г/т) показал, что такие элементы, как Li, Zn, Mo, Ga, Cd, Tl, Sb и Cs имеют между собой значимую положительную корреляционную связь. Элементы редких земель также хорошо коррелируют между собой и имеют значимые коэффициенты корреляции. Наиболее значимыми отрицательными коэффициентами корреляции характеризуется цинк с мышьяком, церием и свинцом.

Следующим этапом в анализе попутных элементов по групповым пробам ЖМК является сопоставление химических компонентов конкреций типа А и типа С. Средние содержания основных элементов по групповым пробам в разных типах конкреций, проанализированные в ФГУП «ВИМС» представлены на рисунке 2.

Исследования попутных и токсичных элементов показали, что десять химических элементов имеют постоянную концентрацию для всех групп, независимо от типов конкреций: Se, Rh, Pd, Ag, Re, Ir, Pt, Au, Hg, Lu

При сопоставлении концентраций элементов в разных типах конкреций наблюдается увеличение концентраций одних элементов, при уменьшении других. Выявлено 16 элементов, которые содержатся в большей концентрации в конкрециях типа С, по сравнению с типом А.

Для таких элементов как литий, кадмий, цинк, таллий, галлий и цирконий характерно увеличение содержаний в ЖМК типа С более чем на 25 % по сравнению с типом А. Отклонения менее 5% между различными типами конкреций характерны для редкоземельных элементов: иттербия и эрбия, а также для рассеянных элементов: скандия и рубидия. Тантал, сурьма, цезий, молибден и барий превышают свои содержания в конкрециях типа С относительно конкреций типа А от 9% до 23%. 24 химических элемента превышают свою концентрацию в железомарганцевых конкрециях типа А, относительно типа С (рис. 3). Это наиболее характерно для висмута, теллура и мышьяка.

Для групповых проб железомарганцевых конкреций типа С в были построены схемы площадного распределения для хрома, мышьяка, теллура, иттрия, празеодима, циркония, висмута, олова, церия, ниобия, тория и гадолиния, как наиболее изменчивых по содержаниям элементов. По полученным данным, также как и для основных элементов проявляется

меридиональная зональность их распределения на площади исследуемого участка.

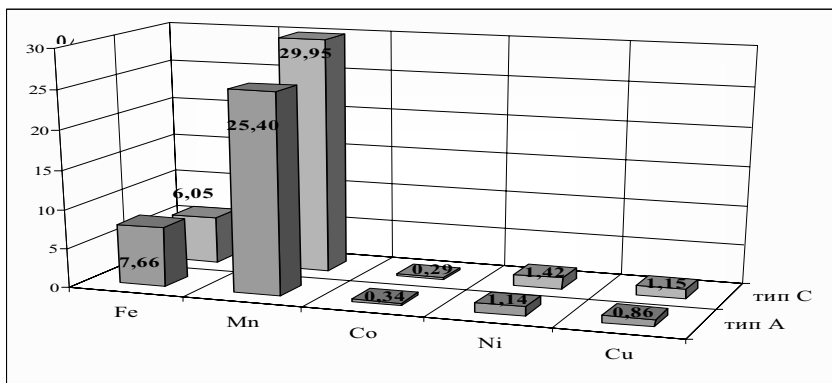


Рис. 2. Сопоставление содержаний основных элементов в разных типах конкреций по групповым пробам

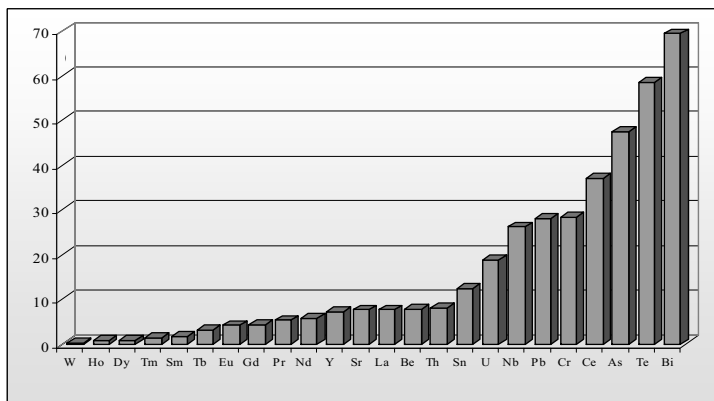


Рис. 3. Процент уменьшения концентраций элементов в конкрециях типа С, относительно типа А

In article classification of chemical elements in manganese nodules, depending on their quantitative maintenance is considered. Five groups of passing elements are allocated. The correlation analysis of chemical elements is carried out. Are resulted dynamics of concentration of chemical elements depending on types of manganese nodules.

Дарьин А.В.¹, Асавин А.М.², Мельников М.Е.³, Ракшун Я.В.

(¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, avd@uiggm.nsc.ru;

²ГЕОХИ РАН, Москва, aalex06@inbox.ru; ³ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»,

Геленджик, melnikov@ymg.ru)

Оценка роли изоморфизма Mn, Fe и редких элементов по их распределению в тонкослоистых железо-марганцевых корках Магеллановых гор

Daryin A.V.¹, Asavin A.M.², Melnikov M.Ye.³, Rakshun I.V.

(¹Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ³SSC "Yuzhmorgeologia", Gelendzhik)

Isomorphism of trace elements for Mn & Fe in thin-layers Fe-Mn crust of Magellan seamountains

Одной из наиболее интересных особенностей богатых кобальтом железо-марганцевых корок (КМК) формирующихся на поверхности подводных гор является их слоистость. Помимо трех-четырех крупных слоев, на основе которых проводится возрастная стратификация корок, внутри каждого слоя можно выделить более мелкие тонкие слои. Исследования на микро уровне показывают, что такая микрослоистость корок может быть легко прослежена до уровня в сотни микрон и меньше. Очень характерно также для строения корок чередование на микроуровне слоев богатых железом со слоями богатыми марганцем. Такие чередования могут быть объяснены как изменением палеоклиматических условий, так и сложным автокаталитическим характером реакции окисления марганца и железа в морской воде при формировании их гидроокисных образований. Благодаря развитию метода микроанализа (micro-XRF-SR) с возбуждением электронным или протонным пучком на ускорительном комплексе ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН (Новосибирск), удалось получить возможность одновременно измерить вариации содержаний Fe, Mn и более 20 микроэлементов (Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Pb, Th, U, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Nb, Mo, Ag, Cd, In Sn) в микрослоях образцов КМК. Сканирующее устройство позволяет осуществлять протяжку длинных (до 30 см) образцов через пучок сканирующего излучения с минимальным шагом 10 мкм [1, 2]. Полученные результаты позволяют оценить роль изоморфизма редких элементов с железом и марганцем по корреляции их содержаний в корках. Или, напротив, при отсутствии корреляции, подтвердить предположении о ведущей роли самостоятельных минеральных (редкометалльных) фаз механически внедряющихся в рыхлую структуру формирующихся корок.

Исследованные образцы представляют собой слоистые корки с полным набором всех главных стратиграфических слоев от III до I-1, I-2 R. Из них

были приготовлены пластины и с шагом 0.02 мм проведен анализ в направлении перпендикулярном слоистости. Это позволило построить корреляционную матрицу микроэлементов с основными компонентами – Fe и Mn отдельно по разновременным слоям. В таблицах светло-серым выделены значения отрицательных КК.

Табл.1. Корреляционная матрица слоя III, n=100 (Обр.ц D12; внешний слой)

	Mn	Fe	Sr	Ba	Tl	Mo	Ni	Co	Cu	Zn	V	Cr	Ce	As	Rb
Fe	0.0	1.0													
Sr	0.8	0.0	1.0												
Ba	0.7	0.0	0.6	1.0											
Tl	0.8	0.2	0.7	0.7	1.0										
Mo	1.0	0.1	0.8	0.7	0.8	1.0									
Ni	0.9	0.0	0.6	0.6	0.8	0.9	1.0								
Co	0.8	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.9	1.0							
Cu	0.8	0.1	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	1.0						
Zn	0.6	0.1	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	1.0					
V	0.7	0.1	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	0.4	0.6	0.4	1.0				
Cr	0.5	0.2	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.4	0.3	1.0			
Ce	0.8	0.0	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.5	0.6	0.4	1.0		
As	0.4	0.1	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	1.0	
Rb	0.6	0.0	0.6	0.5	0.5	0.7	0.5	0.4	0.5	0.3	0.5	0.3	0.4	0.2	1.0
La	0.6	0.2	0.3	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.4	0.3	0.3	0.7	0.2	0.3
Y	0.3	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2	0.4	0.3	0.5	0.4	0.2	0.3	0.6	0.0	0.0
Zr	0.7	0.3	0.3	0.5	0.6	0.6	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.7	0.2	0.2
Nb	0.4	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.1	0.2
Pb	0.0	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.5	0.0

Наиболее интересным фактом, оказалась установленная нами существенная зависимость корреляционных связей основных компонентов – Mn, Fe с редкими элементами от возраста слоя корки. Это же наблюдение относится и к связям марганца и железа. В наиболее молодом III-слое корреляция отсутствует или слабо положительная, во II-слое она усиливается (КК 0.4-0.6) и а наиболее древних слоях I-1,2 корреляция достигает максимальных положительных значений.

Такое непостоянство в связях марганца и железа свидетельствует, что механизм автокаталитического окисления марганца на оксидах железа не является основным механизмом осаждения марганцевых оксидов, либо он был существенен для обстановок древнего осадконакопления, а в

настоящий момент его роль не настолько значительна. В целом связь редких элементов с марганцем более тесная, чем с железом. Для большинства микроэлементов абсолютная величина КК с марганцем значительно выше, КК с железом. Это, по видимому подчеркивает, что большинство сорбционных механизмов концентрирования микроэлементов прежде всего связаны с марганцевыми гидроксидными, а не с железными. Естественно наиболее тесно с марганцем связаны сидерофильные и халькофильные элементы – Mo, Ni, Co, Cu, Zn, V, Cr. Величины КК этих элементов с Mn приближаются к 1 во всех слоях корок, при этом КК с Fe напротив, меняется в зависимости от слоя. Во внешних слоях либо слабо положительны (0.1-0.3), либо отрицательны, или корреляция отсутствует, а в более древних величина КК резко возрастает до 0.5-0.6.

Табл.2. Корреляционная матрица для слоя II. (Образец D12) n=106

	Mn	Fe	Sr	Tl	Mo	Ni	Co	Cu	Zn	V	Cr	Ce	As	Rb
Fe	0.5	1.0												
Sr	0.9	0.6	1.0											
Tl	0.9	0.6	0.7	1.0										
Mo	0.9	0.6	0.9	0.8	1.0									
Ni	0.9	0.3	0.7	0.8	0.8	1.0								
Co	0.5	0.6	0.4	0.6	0.5	0.6	1.0							
Cu	0.7	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	1.0						
Zn	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.5	0.7	1.0					
V	0.7	0.5	0.8	0.6	0.7	0.6	0.4	0.6	0.6	1.0				
Cr	0.8	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	1.0			
Ce	0.5	0.1	0.2	0.5	0.4	0.6	0.7	0.3	0.3	0.3	0.5	1.0		
As	0.6	0.4	0.6	0.7	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.2	1.0	
Rb	-0.8	-0.5	-0.8	-0.6	-0.8	-0.6	-0.3	-0.5	-0.5	-0.6	-0.6	-0.3	-0.4	1.0
La	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.4	0.0	-0.1
Y	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4	0.1	0.0	0.3	0.4	0.3	0.3	-0.2	0.2	-0.4
Zr	0.6	0.7	0.8	0.5	0.7	0.2	0.2	0.4	0.6	0.6	0.5	-0.1	0.4	-0.6
Nb	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	0.4	0.3	0.5	0.6	0.6	0.5	0.0	0.4	-0.6
Pb	0.7	0.7	0.8	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6	0.7	0.4	0.2	-0.7
Th	0.5	0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6	0.2	0.6	-0.4

Соотношения величин КК в ряду – Ni>Co>Cu>Zn>V>Cr хорошо укладываются в сорбционный механизм концентрирования редких элементов, в соответствии с экспериментами по сорбции. Неожиданно высоким КК с Mn оказались значения для Sr, Ba. Эти элементы не относятся

к микроэлементам концентрирующимся в КМК, однако для всех слоев величины КК находятся в интервале 0.5-0.9. К элементам с очень высоким значением КК (0.9 для Mn и 0.7 для Fe) относится талий. Аномально высокий уровень концентрирования талия в корках (до 10^9) относительно морской воды является до сих пор не объясненным парадоксом в природе. Типоморфным элементом для гидrogenных КМК подводных гор относится церий. Его окисление до Ce^{4+} позволяет ему легко сорбироваться на КМК и в распределении редких земель в КМК возникает сильная положительная Ce аномалия. Интересно подчеркнуть, что величина КК церия с железом не велика и близка величинам для La, Y. Можно предположить, что это связано с отсутствием изоморфизма Ce^{4+} с Fe, на гидрооксидах железа. То есть, TR элементы в обычном трехвалентном состоянии слабо коррелируют или даже имеют отрицательную корреляцию (что отмечается в древних корках) с Fe. Величины КК La, Y сильно меняются в разновозрастных слоях. В слое I-1,2 они отрицательны и для Mn и для Fe. Приведенные данные лучше согласуются с представлениями о гидrogenной природе накопления в корках редких земель чем с представлениями о существовании собственных минеральных редкометалльных фаз (оксидов, карбонатов, фосфатов). Литофильные элементы – Zr, Nb являются слабо переносимыми в морских водных средах. Тем не менее они обладают высоким КК с железом, а в древних слоях и с марганцем. В слое III КК с марганцем отрицательные до -0.7. Как видно из таблицы корреляции сильно зависит от возраста слоя корки. Во внешних слоях КК этих элементов низки или даже имеют отрицательные значения.

Наиболее заметным элементом с сильными отрицательными связями во всех слоях КМК является рубидий. По видимому это отражает существование механизма сорбционного замещения или обмена с веществом корок Na или K на рубидий из морской воды.

Проведенный анализ полученных результатов распределения редких элементов и их сходства к основным компонентам корок – Mn и Fe показал, что гидrogenная теория образования корок в целом пока хорошо объясняет геохимические особенности распределения редких элементов. Однако очевидно, что эволюция океанической среды (либо эволюция условий формирования корок на данной подводной горе) имела существенную роль и условия менялись достаточно сильно, что и отразилось на смене корреляционных связей микроэлементов с Mn и Fe.

Табл.3. Корреляционная матрица для слоя I (включая слои 1 и 2) n=112.

	Mn	Fe	Sr	Tl	Mo	Ni	Co	Cu	Zn	V	Cr	Ce	As	Rb	La
Fe	0.7	1.0													
Sr	0.4	0.2	1.0												
Tl	0.9	0.7	0.5	1.0											
Mo	0.9	0.6	0.6	0.9	1.0										
Ni	0.9	0.5	0.3	0.8	0.8	1.0									
Co	0.7	0.5	0.2	0.6	0.5	0.6	1.0								
Cu	0.9	0.6	0.4	0.8	0.8	0.9	0.7	1.0							
Zn	0.8	0.5	0.5	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	1.0						
V	0.8	0.7	0.4	0.8	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	1.0					
Cr	0.8	0.5	0.4	0.8	0.8	0.8	0.5	0.7	0.7	0.7	1.0				
Ce	0.2	-0.1	0.8	0.2	0.3	0.1	-0.1	0.1	0.3	0.1	0.3	1.0			
As	0.5	0.3	0.4	0.6	0.6	0.5	0.3	0.5	0.6	0.5	0.5	0.2	1.0		
Rb	-0.7	-0.3	-0.7	-0.6	-0.7	-0.6	-0.4	-0.6	-0.6	-0.5	-0.6	-0.5	-0.4	1.0	
La	-0.4	-0.5	0.5	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	-0.3	-0.2	0.4	-0.1	0.0	1.0
Y	-0.3	-0.4	0.6	-0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.2	0.0	-0.2	-0.1	0.5	0.0	-0.2	0.9
Zr	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	-0.3	-0.1
Nb	0.2	0.2	0.8	0.3	0.3	0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.6	0.3	-0.5	0.4
Pb	0.5	0.5	0.8	0.5	0.6	0.3	0.2	0.4	0.6	0.6	0.5	0.6	0.2	-0.6	0.2
Th	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.1	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	-0.2	0.2

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dolbnya I.P., A.V. Golubev, K.V. Zolotarev, et al. Scanning synchrotron radiation X-ray fluorescence trace element analysis of microlayers of Fe-Mn nodules; new data on ore forming processes in the Ocean // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 1995. V. 359. Is. 1-2. P. 327-330.
2. Daryin A.V., Baryshev V.B., Zolotarev K.V. Scanning X-ray fluorescence microanalysis of phosphorites from the underwater mountains of the Pacific //Nucl. Instrum. and Meth. Phys. Res. A 1991. V. 308. N 1-2. P. 318-320.

We calculated the coefficients correlation for Fe, Mn and more than 20 trace elements in the laminar hydrogenic Fe-Mn crusts of Magellan seamounts (Pacific Ocean). Calculation is executed on the large statistical material (by Scanning synchrotron radiation X-ray fluorescence method) separately for the layers of different age.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А.

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

**Минералогические индикаторы обстановок
приконтинентального осадкообразования западной части
Тихого океана**

Derkachev A.N., Nikolaeva N.A.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok)

**Environmental mineralogical indicators of near-continental
sediment formation within Pacific Ocean western part**

Установление критериев диагностики обстановок осадконакопления осадочных бассейнов по комплексу вещественных характеристик современных отложений имеет важное значение в качестве актуалистической модели при реконструкции условий образования древних толщ. Одним из информативных параметров, который включает значительную информацию о процессах, протекающих как в бассейнах осадконакопления, так и на прилегающих участках суши, является минералогический состав аллотигенных (кластогенных) компонентов осадков. Наиболее известны диагностические диаграммы, характеризующие тектонические обстановки областей питания и бассейнов седиментации, основанные на исследованиях главных пороодообразующих компонентов песков и песчаников [5 и др.]. Практически отсутствуют подобные обобщения по тяжелым пороодообразующим и акцессорным минералам, хотя значение их при характеристике условий осадкообразования весьма высоко, а порой и более существенно, чем легких пороодообразующих минералов [1, 6]. Имея представительные данные по составу минеральных ассоциаций осадков окраинных морей западной части Тихого океана, мы попытались восполнить этот пробел в данной области знаний. Для более полной выборки привлекались также результаты минералогических анализов по осадкам других районов Мирового океана.

Изучение и систематизация обширного фактического материала (около 5 тысяч минералогических анализов) позволили выявить особенности формирования ассоциаций тяжелых минералов в отложениях окраинно-морских седиментационных бассейнов активной континентальной окраины в зависимости от геологического строения прилегающей суши, вулканизма, климата, гидродинамических условий среды осадконакопления. Широкое применение математических методов многомерной статистики (корреляционный, факторный, кластерный и дискриминантный анализы) способствовало установлению статистически выдержанных парагенезов тяжелых минералов, закономерно повторяющихся в отложениях седиментационных бассейнов, близких по структурно-тектоническим

(геодинамическим) и ландшафтно-динамическим (литодинамическим) условиям осадконакопления.

В результате проведенного анализа установлено, что минеральный состав осадков окраинно-морских седиментационных бассейнов наследует черты индивидуальности петрографических типов питающих провинций независимо от ландшафтно-климатических факторов среды осадкообразования. Сделан вывод, что существенного изменения минерального состава обломочного материала при переходе от источников сноса к бассейнам осадконакопления не происходит, т.е. ведущим фактором кластогенеза, ответственным за формирование облика ассоциаций тяжелых минералов в осадках морских бассейнов, является неоднородность состава пород питающих провинций (опосредованно структурно-тектонический контроль) и синседиментационный вулканизм. Учитывая это, нами предложен принципиально новый тип дискриминантных диаграмм, названных *индикационными литогеодинамическими диаграммами*, позволяющих по ассоциациям тяжелых минералов проводить оценку принадлежности исследуемых отложений к определенным структурно-тектоническим (геодинамическим) обстановкам их формирования (рис. 1) [2-4]. Разработанные диаграммы просты в построении и дают достаточно надежные результаты при идентификации геодинамических особенностей обстановок осадконакопления.

На предложенных диаграммах наиболее уверенно распознаются отложения седиментационных бассейнов, сопряженных со следующими геодинамическими обстановками: энсиматическими островными дугами, энсиалическими островными дугами, окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами, разновозрастными складчатыми (складчато-надвиговыми) областями, выступами кристаллического фундамента (щитами), древними платформами, областями тектоно-магматической активизации с проявлениями базальтового магматизма, глубоководными желобами. Результаты исследований показали, что известная индикаторная роль магматизма в отражении геодинамических обстановок находит подтверждение и в составе минеральных ассоциаций осадков сопредельных осадочных бассейнов. Так, достаточно уверенно на диаграммах (рис.1) прослеживаются два генеральных тренда, характеризующих минеральные ассоциации осадков, сопряженные с областями проявления магматизма фемического типа, который свойственен геодинамическим обстановкам режима сжатия (субдукционного типа) и режима растяжения (рифтогенного внутриплитного типа).

Предложенные диаграммы были апробированы при оценке структурно-тектонической позиции седиментационных бассейнов в приложении к древним осадочным толщам (плейстоценовым отложениям Охотского моря, кайнозойским отложениями ряда районов Мирового океана, вскрытых скважинами глубоководного бурения, отложениям древних складчатых и

складчато-надвиговых областей Сихотэ-Алиня и Камчатки). В результате было установлено, что в кайнозойских отложениях (в том числе вскрытых скважинами глубоководного бурения) в значительной мере сохраняются основные тенденции при формировании минеральных ассоциаций в зависимости от структурно-тектонических обстановок, установленные для современных отложений. С другой стороны, задача идентификации обстановок осадконакопления докайнозойских отложений складчатых и складчато-надвиговых областей суши по ассоциациям тяжелых минералов не всегда решается однозначно. Основная причина подобных несоответствий заключается либо в значительных изменениях состава исходных минеральных ассоциаций в результате прошедших постседиментационных процессов внутрислойного растворения неустойчивых минералов (что более приемлемо), либо в отсутствии в рассматриваемые геологические эпохи геодинамических обстановок, близких современным аналогам.

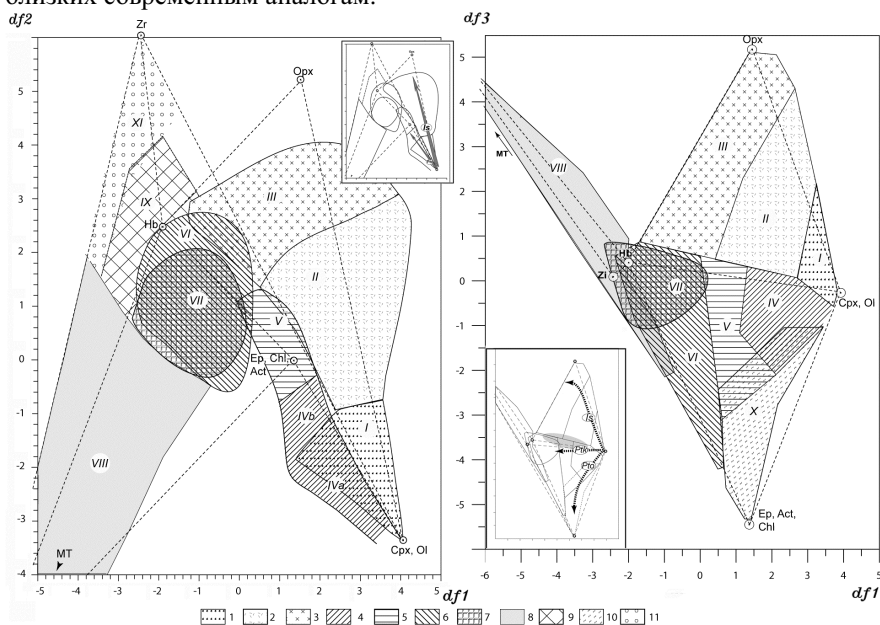


Рис. 1. Индикационные литогеодинамические диаграммы ассоциаций тяжелых минералов осадков современных седиментационных бассейнов [2-4].

Штриховкой и римскими цифрами показаны поля, характерные для ассоциаций тяжелых минералов осадков седиментационных бассейнов, сопряженных с геодинамическими обстановками: 1- энсиматических островных дуг (I), 2-3 - энсиалических островных дуг: 2 - преимущественно клинопироксен-ортопироксеновые ассоциации (II), 3 - преимущественно ортопироксен-роговообманковые ассоциации (III); 4 - областей обстановок внутриплитных

тектонических растяжений (рифтогенеза) (IVa) и внутриокеанических поднятий и островов (IVб); 5 - окраинно-континентальных вулканических поясов (V); 6 - разновозрастных складчатых и складчато-надвиговых областей (VI); 7 - выступами кристаллического фундамента древних платформ (щитами) (VII); 8 - древних платформ (VIII); 9 - ассоциации с высоким содержанием устойчивых минералов, характеризующих преимущественно высокоэнергетические обстановки минералогической дифференциации под действием волнения (IX); 10 - ассоциации эдафогенных отложений глубоководных желобов (области тектонического скупивания и дробления океанической коры) (X); 11 - ассоциации устойчивых к химическому выветриванию минералов, присутствующие обычно в корях выветривания по кислым магматическим породам (XI).

Уравнения линейных дискриминантных функций:

$$df_1 = -5,678x_1 - 5,703x_2 - 5,738x_3 - 5,659x_4 - 5,705x_5 - 5,78x_6 - 5,743x_7 - 5,742x_8 + 571,785;$$

$$df_2 = -59,797x_1 - 59,714x_2 - 59,739x_3 - 59,717x_4 - 59,764x_5 - 59,825x_6 - 59,704x_7 - 59,674x_8 + 5976,46;$$

$$df_3 = -30,154x_1 - 30,098x_2 - 30,147x_3 - 30,059x_4 - 30,206x_5 - 30,108x_6 - 30,149x_7 - 30,139x_8 + 3015,14$$

Примечание: x_1 - сумма клинопироксена и оливина (Срх,Ол); x_2 - ортопироксен (Орх); x_3 - буро-зеленая и зеленая роговые обманки (Нб); x_4 - бурая и базальтическая роговые обманки; x_5 - сумма эпидота, актинолита, хлорита (Ер, Act, Chl); x_6 - сумма граната, анатаза, рутила, ставролита, андалузита, корунда, силлиманита, турмалина, кальцита (МТ); x_7 - сумма циркона, сфена, апатита (Zr); x_8 - сумма щелочного пироксена и амфибола.

На врезках показаны наиболее типичные тренды распределения ассоциаций тяжелых минералов осадков, свойственных различным геодинамическим обстановкам: Is - островодужный; Pto - внутриплитный океанический; Ptk - внутриплитный континентальный.

Выявленные несоответствия и разногласия в идентификации геодинамической позиции бассейнов могут быть следствием общего состояния проблемы палеогеодинамических реконструкций - неоднозначности существующих концепций и гипотез становления и развития земной коры зоны перехода континент-океан.

Дальнейшее усовершенствование предложенного метода идентификации обстановок осадконакопления по комплексу тяжелых минералов авторам видится в более широком охвате и характеристике типовых бассейнов осадконакопления, а также в детализации исследований, прежде всего с учетом особенностей типоморфизма минералов и их химического состава.

Работа выполнена преимущественно при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 14-24.
2. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части

Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.

3. Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Николаева Н.А., Уткин И.В. Структурно-минералогические компоненты осадков как индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования / Дальневосточные моря России (гл. редактор В.А. Акуличев). Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 392-418.

4. Derkachev A.N. and N.A. Nikolaeva. Multivariate analysis of heavy mineral assemblages of sediments from the marginal seas of the Western Pacific / *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 2007. V. 58. P. 439–464.

5. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. V. 94. P. 222-235.

6. Mange M.A., Maurer H.F.W. Heavy minerals in colour. Chapman and Hall. London, 1992. 147 p.

On the basis of multivariate statistics methods, parageneses of heavy minerals being regularly repeated in deposits of sedimentary basins which are close on both structural-tectonic (geodynamic) and landscape-dynamic (lithodynamic) conditions of sediment forming were established. New indicational lithodynamic diagrams have been advanced. They allow (according to heavy mineral associations) to estimate the belongings of studied deposits to the definite geodynamic environments of their forming. Possibilities and limitations of the use of lithogeodynamic diagrams under paleogeodynamic reconstructions for ancient sedimentary basins of different age are shown.

**Емельянов Е.М.¹, Андрен Т.², Харфф Я.³, Гульбинскас С.⁴,
Устинович Ш.⁵**

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, abio@atlas.baltnet.ru; ²Школа естественных наук, Университет Сёдерторна, Швеция, thomas.andren@sh.se; ³Университет Клайпеды, Литва, gulbinskas@opalas.geo.lt; ⁴Институт Балтийского моря, Варнемюнде, Германия, jan.harff@io-warnemuende.de; ⁵Гданьский университет, Польша, szymon.uscinowicz@pgi.gov.pl)

Карта донных осадков Балтийского моря

**Emelyanov E.M.¹, Andren N.², Gulbinskas S.³, Harff J.⁴,
Uscinowicz S.⁵**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad; ²School of life sciences, Södertörn University, Sweden, ³University of Klaipeda, Lithuania, ⁴Baltic Sea Science Institute Warnemuende, Germany, ⁵Gdansk University, Poland)

Sediment map of the Baltic Sea

Карта подготовлена Е.М. Емельяновым (АО ИОРАН, Калининград) в период 1980-2010 гг. в лаборатории геологии Атлантики ИОРАН при участии представителей стран балтийских государств (31 человек) (Рис. 1). Пробы осадков (более 2 тыс. проб) были собраны в международных и советских экспедициях в периоды 1970-1990 гг., т.е. до раздела моря между государствами. Использовалась классификация ИОРАН [1]. Кроме того, были использованы готовые карты, опубликованные в Швеции и Польше. Для этого использовались переходные классификации Шепарда и Фолка, использованные для пересчета гранулометрических данных и перевода типов осадков из одной классификации в другую [2] при составлении Международной карты ЮНЕСКО Средиземного и Черного морей [3]. Карта осадков нарисована вручную Е.М. Емельяновым в масштабе 1:500000 в Меркаторской проекции и была оцифрована Ю.Е. Полосиной. Три участка карты (1, 3, 4) опубликованы в цвете [4–8]. Карта в целом пока не опубликована.

Sediment map (0-5 cm) was compiled in the scale 1:500 000 in the Mercator projection. The classification of the Institute of Oceanology RAS [1] was used. This classification and legend were accepted by IOC UNESCO [2] for the compilation of the UNESCO unconsolidated bottom sediments maps for the Mediterranean and Black Seas in the scale 1:1mln. [3]. Now we have detail maps, prepared in one classification and in one legend for the three main European seas: Mediterranean, Black and Baltic. The method of the transfer of sediment maps, published in the western (Shepard's or Folk's) classifications was described in the Explanatory note [2]. This method allows for us to use for our needs those sediment maps of the Baltic Sea region, which were published in Shepard's classification (for example, polishmaps).

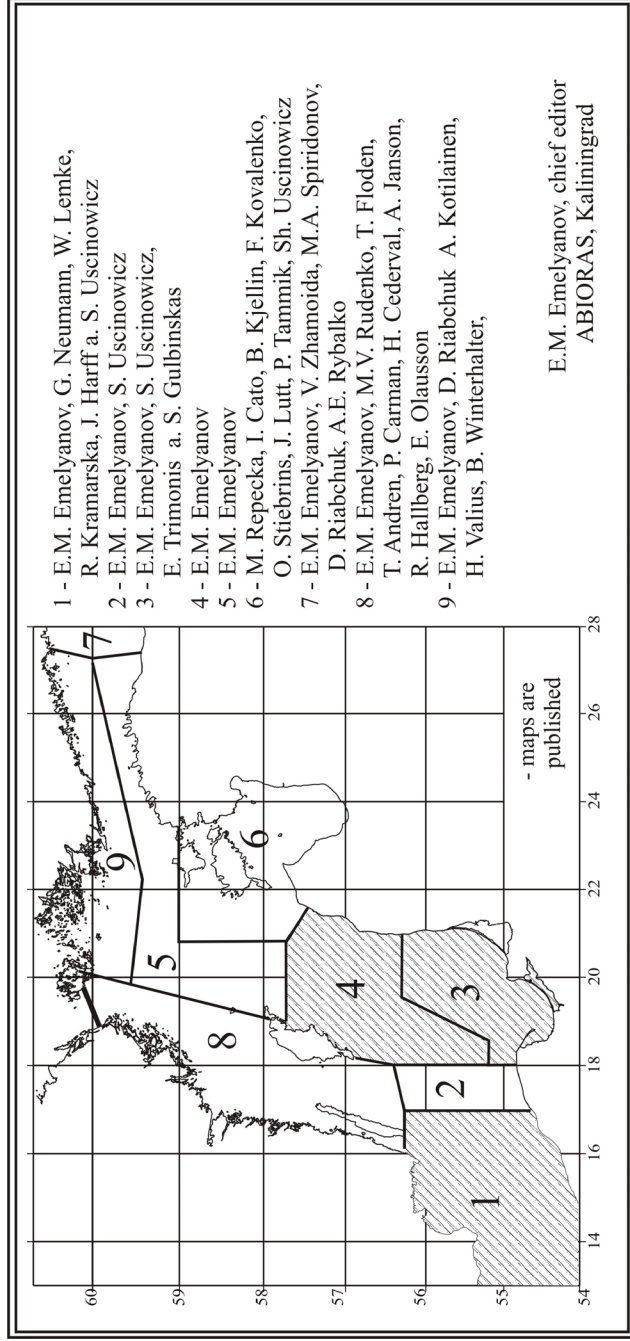


Рис. 1. Соавторы карты донных осадков Балтийского моря

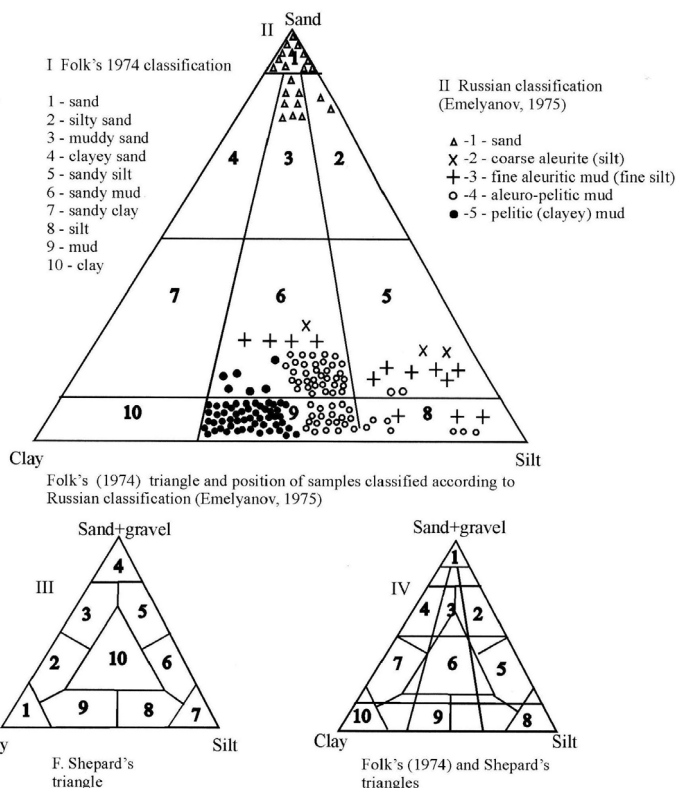


Рис. 2 Классификация (треугольники Шепарда и Фолка) карты донных осадков Балтийского моря

We began collect the data for the sediment map of the Baltic Sea in the early seventieth of the previous century. The bottom sediment samples for the map (more than 3000 geological samples) were collected by us during international expeditions, when Baltic Sea was not divided between countries (1970-1990). They covers almost the whole Baltic Sea (without Bothnia Sea). About 2000 bottom sediment samples were investigated in the Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad. The grain size distribution and 17 chemical parameters were analyzed. This work was done under the leadership of E. Emelyanov during 30 years. The 31 geologist of all the Baltic countries were involved in this project. They are coauthors of the map (Fig. 1).

Maps for the Bornholm and Arcona Basins and for the Western Gotland Basin were compiled by me during my stay as invited professor in the Baltic Sea research institute in Warnemuende (1993) and in the Geological institution of the

Stockholm University (1989-1990).

Some parts of the Baltic Sea sediment map (1, 3, 4) were published [4–8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bezrukov P., Lisitzin A. Sediment's classification in the recent marine basins. Sc. Reports of Institute of Oceanology, v.32, Moscow, 1960. P. 96-126.
2. Emelyanov E.M., Shimkus K.M., Kuprin P.N. Explanatory Notes to the IBCM-SED Map Series Unconsolidated sediments of the Mediterranean Sea (scale 1:1 000 000) and the Black Sea (Scale 1:2 000 000) // Geological Frasmework of the Levant / J. Hall, V.A. Krashennnikov et al. (eds.). The Levantine Basin and Israel. Jerusalem, 2005. V. II. P. 183-214.
3. Emelyanov E.M., Shimkus K.M., Kuprin B.N. Unconsolidated bottom sediments of the Mediterranean and Black seas. A colour map. Scale 1: 1000 000, 10 sheets. IOC UNESCO. Published by Head Dept. of Navigation and Oceanography, RF, S-Petersburg, 1996.
4. Emelyanov E.M., Neumann G., Lemke W., Kramarska R., Uscinowicz Sh. Bottom sediments of the Baltic Sea map in scale 1:500000. Head Dept. of Navigation and Oceanography Ministry of Defence RF., S.-Peterburg, 1994.
5. Emelyanov E.M. Baltic Sea: geology, geochemistry, paleoceanography, pollution. P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch. Kaliningrad: Yantarny Skaz, 1995a. 120 p.
6. Emelyanov E.M. The processes of sedimentation in the Gulf of Finland // Prace Panstwowego Institutu Geologicznego, CXLIX. Proceedings of the third marine geological conference "The Baltic". Warszawa, 1995b. P. 138-144.
7. Emelyanov E.M. (ed.). Geology of the Gdansk Basin. Baltic Sea. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. 496 p.
8. Emelyanov E.M. The geochemical and geoecological situation in the areas of the Skagerrak and the Baltic Sea where chemical munition was dumped // Geologija. Vilnius, 2007. № 59. P. 8-29.

**Ермакова Л.А.¹, Ванштейн Б.Г.¹, Никулин В.В.²,
Нагребетский В.С.², Разуваева Е.И.¹, Черкашев Г.А.¹**

¹ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург,
livia77@inbox.ru; ²Одесский Национальный Университет им. И.И. Мечникова,
Одесса, Украина)

**Первая находка кобальтмарганцевых корок на
континентальном шельфе Вьетнама**

**Ermakova L.A.¹, Vanshtein B.G.¹, Nikulin V.V.², Nahrebetsky
V.S.², Razuvaeva E.I.¹, Cherkashev G.A.¹**

¹FGUP "I.S. Gramberg VNIIOkeangeologia", St. Petersburg; ²I.I. Mechnikov Odessa
National University, Odessa, Ukraine)

**First discovery of the cobalt-manganese crusts on the
continental slope offshore Vietnam**

В ходе проведения в 2009 г. ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» морских геохимических исследований на континентальном шельфе Вьетнама были обнаружены кобальтмарганцевые корки (КМК). Подобные находки отмечаются в данном районе впервые.

С целью предварительной оценки участка как потенциального месторождения КМК были выполнены дополнительные исследования, включившие в себя:

- промерные работы;
- CTD-зондирование водной толщи;
- драгирование.

Промерные работы осуществлялись судовым однолучевым промерным эхолотом Simrad EA 400/SP с приемеизлучающей антенной 38-7 kHz.

Зондирование водной толщи выполнено посредством CTD-зонда SBE 19plus SEACAT Profiler производства фирмы Sea-Bird Electronics, Inc., США, оснащенного датчиком для измерения содержания в воде растворенного кислорода SBE 43 производства той же фирмы.

Для драгирования использовалась скальная цилиндрическая драга.

В геоморфологическом плане изучаемая структура представляет собой плосковершинную возвышенность (типа гайота) с крутыми ступенчатыми склонами, на которых развиты отдельно стоящие горы. Основание возвышенности расположено на глубинах 1740-1700 м, а две вершины в ее пределах – на глубинах 600 м и 400 м. Структура ориентирована в северо-восточном направлении (45° СВ) и согласуется с общим направлением господствующих структур.

Наиболее перспективные участки для драгирования были выделены с учетом как проведенных промерных работ, так и результатов CTD-зондирования. Последнее позволило определить слой кислородного минимума, являющийся наиболее благоприятным для накопления корок.

Данный слой формируется вследствие разложения погружающейся поверхностной биоты. Происходящие при этом химические процессы приводят к перенасыщению вод восстановленными Mn и Fe. Соприкасаясь с активными электролитическими поверхностями скальных пород и литифицированных осадков дна, они начинают осаждаться, образуя при этом корки, рудные брекчии и корковые конкреционные образования. В качестве сопутствующих примесей Mn и Fe вовлекают различные элементы: Co, Ni, Cu, редкие земли, Pt и др. В разных районах Мирового океана слой кислородного минимума, как правило, располагается на глубинах от 300 до 2000 м (чаще – от 500 до 1000 м) [1].

Зондирование водной толщи проводилось на пяти станциях. На всех них полученные вертикальные профили содержания в воде растворенного кислорода очень схожи. Максимальные значения наблюдаются в поверхностном слое (от 0 до 40-60 м): как правило, 4,46-4,57 мл/л; на станциях, расположенных в южной части структуры, – до 5,25-5,86 мл/л. Начиная с глубины примерно 40-60 м, на всех станциях отмечается резкое уменьшение содержания растворенного кислорода, достигающее своего пика в слое 580-780 м: количество кислорода в указанном диапазоне не превышает 1,93 мл/л. При этом минимальные значения на трех, наиболее глубоких, станциях наблюдаются в интервале 677-690 м: 1,75 мл/л, 1,85 мл/л и 1,87 мл/л. Далее, с увеличением глубины количество растворенного в воде кислорода начинает постепенно расти: сначала очень незначительно, а затем (примерно с глубины 950-1000 м) более явно, достигая на горизонте 1330 м и глубже 2,17-2,18 мл/л (станции южной части гайота).

Таким образом, проведенные исследования подтверждают существование в изучаемом районе гидрохимических условий, благоприятных для образования КМК.

Вдоль склона вулканического поднятия (с захватом его привершинной части) были выполнены две станции драгирования.

На профиле, расположенном в южной части структуры, общий вес поднятого донного каменного материала составил 12 кг. Образцы представлены обломками коренных пород, корковыми конкреционными образованиями (ККО), а также отдельными мелкими конкреционными образованиями.

На северном профиле поднятый донный каменный материал (общим весом около 20 кг) состоит из ККО, обломков пород и Fe-Mn корок.

Интерпретация данных химического анализа поднятых ККО показывает, что по своему макро- и микроэлементному составу они близки к коркам, изученным в других районах Тихого океана, и характеризуются относительно высоким содержанием Mn (11,9 – 11,84%), Ni (0,27%), и Co (0,12 – 0,13%). Кроме того, по результатам эмиссионного спектрального анализа отмечаются повышенные содержания редкоземельных элементов и элементов группы платины, в частности, палладия.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. На исследуемом участке континентального шельфа Вьетнама присутствуют КМК.

2. Существование и распределение кобальтсодержащих КМК на данном участке соответствует ранее выявленным закономерностям формирования и распространения корок в других районах Мирового океана [1]:

- расположение в наиболее благоприятном для формирования кобальтбогатых корок поясе между 30-35° с.ш. и 40-45° ю.ш.;
- размещение на привершинных и склоновых участках подводных гор и гайотов на глубинах от 500 до 2000 м;
- наличие гидрохимического барьера в виде слоя кислородного минимума.

3. По своему химическому составу обнаруженные КМК также близки к коркам, изученным в других районах Тихого океана.

4. Исследуемый район континентального шельфа Вьетнам является перспективным в плане возможного обнаружения на вулканических поднятиях крупных проявлений кобальтмарганцевых корковых образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.

Report is devoted to investigation of formation mechanism of Co-Mn crusts which were retrieved for the first time from the continental slope offshore Vietnam.

Лысюк Г.Н.

(Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, cryst@geo.komisc.ru)

Наноструктуры оксидов марганца океанических железомарганцевых конкреций

Lysyuk G.N.

(Institute of Geology Komi SC RAS, Syktывkar)

Nanostructures of the manganese oxides of the ferromanganese nodules

Многие минералы марганца, особенно их тонкодисперсные оксиды, отличаются низкой степенью структурной упорядоченности, неустойчивостью структур. Для них характерны как взаимные фазовые переходы, так и трансформационные преобразования с возникновением новых фаз под воздействием различных факторов (времени, температуры, среды и т.д.). Исследование структурных превращений тонкодисперсных минералов дает ключ для понимания процессов перехода вещества из некристаллического состояния в кристаллическое, и наоборот. Совместное присутствие как хорошо окристаллизованных разновидностей, так и тонкодисперсных фаз с крайне низкой степенью упорядоченности до сих пор не нашло достаточно строгого научного объяснения. Мы попытались рассмотреть формирование рентеноаморфных наноразмерных оксидов марганца с позиций биогенного минералообразования. Оксиды марганца – одни из наиболее распространенных и важных в практическом значении объектов, в образовании и трансформации которых активную роль играют микроорганизмы. Наиболее широкое распространение тонкодисперсные оксиды марганца имеют в океанических железомарганцевых конкрециях и корях выветривания. Объектами наших исследований были рудные наноразмерные фазы пелагических железомарганцевых конкреций Тихого океана и марганценосных кор выветривания Среднего Тимана (Ворыквинская площадь).

Влияние биогенного фактора на образование и рост железомарганцевых конкреций обсуждается с различных позиций с момента их открытия экспедицией на судне Челленджер в 1873-1876 гг. по настоящее время и в принципе ни у кого не вызывает сомнения. Меняются лишь степени важности и форме этого участия. Самым очевидным участием биогенных образований в формировании конкреций является их использование в качестве ядер. Это настолько широко распространенный процесс, что среди основных морфологических типов выделяется отдельный биоморфогенный тип, в который объединяются конкреции, образующие инкрустации по экскрементам и ходам червей илюедов, а также наросты на зубах рыб, ушных раковинах и слуховых косточках китов. Находки остатков микрофлоры, имеющие послойную локализацию, свидетельствуют об

активном участии микробиологических процессов в формировании железомарганцевых конкреций. В пределах барьера суша-море материал начинает поглощаться живыми организмами. В результате формируются металлоорганические комплексы, которые представляют собой широко распространенную форму нахождения в океанской воде железа, меди и цинка. Несколько обособленное положение занимает марганец, образующий чаще неорганические растворимые соединения. На уровне критического карбонатнакопления весь объем накопленным микроэлементами переходит в растворенное состояние. В этой области полностью разрушаются структуры организмов, рассматриваемых как аккумуляторы и транспортеры микроэлементов от мест их поставки в океан к участкам формирования железомарганцевых конкреций. Некоторая часть мягкого органического вещества достигает дна, попадая в самые верхние слои осадка, где происходит его окисление. Это приводит к понижению окислительно-восстановительного потенциала среды, что в свою очередь ведет к диагенетическому перераспределению марганца и формированию марганцевых минералов (тодорокита). Определенную роль в образовании основных минералов конкреций играют бактерии. По данным Чухрова Ф. В. с соавторами [1], образование вернадита возможно лишь при быстром окислении Mn^{2+} до Mn^{4+} . Абиогенное окисление атмосферным кислородом воды, которое протекает очень медленно, не приводит к возникновению вернадита. Его выделение становится возможным лишь в результате каталитического окисления Mn^{2+} до Mn^{4+} бактериями.

Для тонко дисперсных оксидов марганца (асболан, тодорокит, бузерит, бернесссит, вернадит и др.) характерны процессы фазовых трансформаций, наблюдающиеся как в природе, так и при экспериментальных исследованиях. В большинстве случаев структурные преобразования протекают при незначительных изменениях физико-химических параметров среды. Этому способствует однотипная структурная основа оксидов марганца (совокупность октаэдрических Mn^{4+} -слоев). Трансформации в пределах одного или близких структурных типов (слоистый или псевдослоистый тип) осуществляются при удалении межслоевой воды в результате старения вещества или повышения температуры. Однако в природе наблюдаются структурные трансформации и между оксидами марганца существенно различных структурных типов. Примером служит замещение тодоронита, относящегося к туннельному структурному типу, вернадитом (слоистый структурный тип) в океанических железомарганцевых конкрециях. Такое замещение требует значительной структурной перестройки и его невозможно представить в виде твердфазовой реакции. Этот процесс должен проходить через стадию растворения тодорокита, что трудно осуществить чисто химическим путем. Однако вполне вероятно биогенное замещение, т.е. участие микроорганизмов в данном преобразовании [2].

Вернадит может образовываться и путем структурной трансформации тодорокита при участии микроорганизмов. Экспериментально такое замещение было осуществлено Г.А. Дубининой с использованием марганцеокисляющего микроорганизма *Metallogenium* [3]. Тодорокит обрабатывался средой с данным микроорганизмом и аспорогенным грибом *MyceliumSterilium*. Состав питательной среды: вода дистиллированная – 1000 мл, крахмал гидролизированный – 0.01%, опыты проводились в колбах по 0.5 л, в каждую из которых вносили по 100 мл среды и по 200 мг тодорокита (температура 28°C), в условиях статического культивирования микроорганизмов и на качалках для создания оптимального для биогенной кристаллизации вернадита режима снабжения кислородом. Срок экспозиции 3-10 суток. В конце опытов осадок или наросты на стенках колбы были сконцентрированы фильтрованием, отмыты дистиллированной водой и высушены на воздухе. Изучение осадков с помощью аналитической электронной микроскопии показало присутствие достаточно хорошо окристаллизованного вернадита в осадках, начиная с экспозиции 3 суток. Проведенные опыты указывают на легкость замещения тодорокита вернадитом и убедительно свидетельствуют о биогенном характере этого процесса. Следует подчеркнуть, что природный вернадит, сформированный за счет тодорокита, не содержит железа в отличие от вернадитов гипергенных корок и конкреций.

В исследованных нами при помощи электронного сканирующего микроскопа образцах железомарганцевых конкреций были обнаружены все вышеперечисленные проявления биогенного фактора. Во-первых, во внутренних зонах конкреций нами были обнаружены в больших количествах остатки планктонных организмов, при этом довольно часто наблюдается замещение таких остатков оксидами марганца в виде покрывающих их пленок. В железомарганцевых конкрециях одной из наиболее распространенных минеральных фаз являются рентгеноаморфные оксиды марганца. Электронно-микроскопические исследования показали, что данные фазы представляют собой минерализованный гликокаликс. Экспериментальные исследования по высокотемпературным фазовым трансформациям позволили нам диагностировать данную фазу как тодорокит, а анализ электронно-микроскопических снимков позволяет связать его происхождение с деятельностью бактерий. Еще одним проявлением бактериального фактора в процессе роста конкреций и формировании марганцевых тонкодисперсных минералов является обнаруженное нами наличие цианобактериального мата в межслоевом пространстве конкреций (рис. 1). Состав цианобактериального мата (%): MnO 48.35, Fe₂O₃ 6.23, MgO 8.67, Al₂O₃ 5.05, SiO₂ 4.45, NiO 3.63, Na₂O 2.30, CuO 2.19, CaO 1.31, K₂O 0.68.

Электронно-микроскопические исследования внутренних зон конкреций показали широкое развитие биопленок в межслоевом пространстве

конкреций. Такие биопленки сложены бактериями веретенообразных, палочковидных, кокковидных форм и нитчатыми чехлами бактерий. Состав бактериальной массы составляет (%): MnO 28.34, Fe_2O_3 17.14, SiO_2 7.11, CaO 2.41; TiO_2 1.90, Na_2O 1.74, Al_2O_3 1.73, MgO 1.30, P_2O_5 1.25, SO_3 1.25, CoO 0.68, NiO 0.53, K_2O 0.50. Таким образом, состав цианобактерий и массы, слагающей биопленки, соответствует оксидам марганца. На поверхности конкреций также обнаружено наличие большого количества различного вида бактериальных форм (рис. 2), что свидетельствует об их участии в современном процесс минералообразования на дне океана.

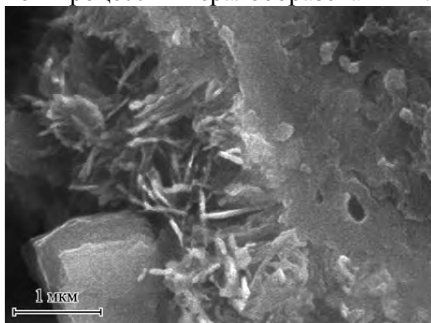


Рис. 1. Слой фоссилизированных цианобактерий во внутренних зонах конкреций

О существенном влиянии биогенного фактора в процессе формирования железо-марганцевых конкреций свидетельствуют многочисленные находки тонкодисперсных самородных металлов. Сульфидные минералы в конкрециях (пирит, халькопирит, пирротин, троилит, ковеллин, борнит) обычно ассоциируют с органическими остатками и формируются в результате возникновения восстановительных микроочагов, обусловленных бактериальной деятельностью. С биохимическими процессами преобразования органического вещества связывается и наличие минералов никеля в конкрециях (тэзит, бунзенит, никелин, виоларит).

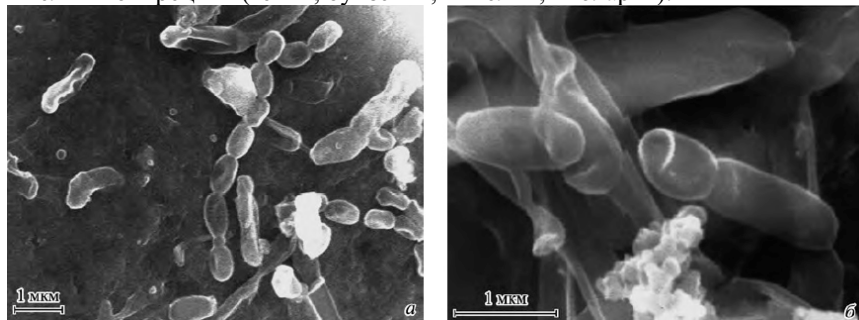


Рис.2. Бактериальные формы на внешней поверхности конкреций. а – цепочки бактерий, б – вид отдельных бактерий

В рудных зонах железомарганцевых конкреций, а также в тарганденосных корах выветривания нами были обнаружены включения самородных металлов. В образцах конкреций наиболее распространенными являются включения медно-красных и латунно-желтых металлических образований в виде пластинок, чешуек, дендритов, диагностируемых нами по результатам микрозондовых исследований как самородная медь и интерметаллические соединения меди и цинка (латунно-желтые зерна). Реже встречаются соединения железа с медью и чистое железо. Помимо этого были обнаружены единичные зерна самородного алюминия и цинка. Формирование самородных металлов в данном случае может быть объяснено скоплениями органического вещества, в результате которого образуются микроскопические очаги с резко восстановительными условиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Рудницкая Е. С., Сивцов А. В., Березовская В. В. О вернадите // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1978. № 6. С. 5-19.
2. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. Гипергенные оксиды марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
3. Дубинина Г.А. Изучение экологии железобактерий пресных водоемов // Изв. АН СССР. Сер.биол. 1976. № 6. С. 575-592.

Manganous oxide is one of the most widespread objects of practical importance, which formation and transformations occur with active role of microorganisms. Manganese aggregates are characterized by the joint presence both of well crystallized varieties, and fine particle phases with the lowest degree of ordering (with significant ore grade and contents of X-ray amorphous components up to 50-60%). Formation of roentgenoamorphous nanodimensional manganese oxides was examined from the point of their biogenic mineral origin; i.e. objects of the researches were nanodimensional phases of ferromanganese nodules from the Pacific bottom. Electron-microscopic investigations showed a great a great expansion of mineralized biofilms on the studied samples. Chemical composition of the bacterial mass makes (%) MnO 28.34, Fe₂O₃ 17.14, SiO₂ 7.11, CaO 2.41, TiO₂ 1.79, Na₂O 1.74, Al₂O₃ 1.73, MgO 1.30, P₂O₅ 1.25, CoO 0.68, CuO 0.54, NiO 0.53, K₂O 0.50. A direct sign of bacteria factor participating formation of manganese oxides is occurrence of fossilized cyanobacterial mats within the interlayer space of nodules (%): MnO 48.35, Fe₂O₃ 6.23, MgO 8.76, Al₂O₃ 5.05, SiO₂ 4.45, NiO 3.63, Na₂O 2.30, CuO 2.19, CaO 1.31, K₂O 0.68. Electronic-microscopic investigations showed this phase consists of mineralized glycocalix composed, in its turn, of nanodimensional flakes of todorokite.

Мельников М.Е.¹, Рождественский В.Х.², Миноранский Д.Е.¹, Плетнев С.П.³, Поляков Ю.Е.², Иванов В.В.¹, Седышева Т.Е.¹

(¹ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, m_e_melnikov@mail.ru, ²ГНПП «Севморгео», С.-Петербург, ³ТОИ ДВО РАН, Владивосток)

Результаты бурения неглубоких скважин на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)

Melnikov M.Eu.¹, Rozhdestvenskiy V.Kh.², Minoranskiy D.Eu.¹, Pletnev S.P.³, Poliakov Y.Eu.², Ivanov V.V.¹, Sedysheva T.Eu.¹

(¹SSC “Yzhmorgeologia”, Gelendzhik, ²SSPE “Sevmorgeo”, St.-Petersburg, ³POI FEB RAS, Vladivostok)

The results of shallow boreholes drilling on guyots of the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)

Одним из важных достижений последнего десятилетия в процессе исследований твердых полезных ископаемых Мирового океана является освоение бурения неглубоких скважин как рабочего метода опробования. И хотя к настоящему времени метод не применяется так массово, как другие способы опробования – драгирование или подъем проб осадков дночерпателями, коробчатыми пробоотборниками – на гайотах Магеллановых гор пробурено более 150 скважин.

Главной задачей бурения неглубоких скважин является опробование кобальтоносных марганцевых корок на субгоризонтальных поверхностях подводных гор, свободных от осадка. Как правило, на подобных участках на коренных породах развиты сплошные бронирующие покровы корок, опробовать драгами которые невозможно. Керн же, получаемый погружными буровыми установками, позволяет установить полную мощность корки *in situ*, изучить их разрез, особенности строения и состава. К тому же, в отличие от дражной пробы, положение скважин имеет точную координатную привязку.

Бурение проводилось на гайотах Магеллановых гор, являющихся наиболее перспективным районом кобальтоносного марганцевого оруденения, буровыми установками конструкции ГНПП «Севморгео» - ГБУ-0.7/4000, ГБУ-1/4000-2, ГБУ-1/4000. Внешний диаметр бурения составлял 112 мм. Бурение производилось с борта НИС «Геленджик» ГНЦ «Южморгеология» в 2001–2010 гг. Всего в 156 скважинах получен керн, в 125 случаях признанный кондиционным. Однако, и в остальных 31 случае полученный материал дал какую-либо полезную информацию. Не удалось поднять керн на борт судна не более чем в 10% случаев.

В целом скважины пробурены на семи гайотах. Наиболее детально исследованы гайоты Федорова (49 скважин), Ита-Май-Тай (29) и Бутакова (25). Бурение выполнялось в интервале глубин от 1170 до 2900 м, более

половины скважин приходится на глубины 1600 – 2000 м. Длина керна изменялась от 3 до 81.5 см, а вес – от 0.1 до 8.9 кг.

Почти половина скважин пробурена в краевых частях вершинного плато, у бровки, более четверти – в центральных частях плато гайотов, на пологих выступах, свободных от осадка. Значительное их число пробурено и на отрогах, 25 скважин – на локальных вулканических конусах и лишь 10 – в пределах седловин.

Чаще всего субстратами корок являлись планктоногенные известняки и эдафогенные брекчии (более 25 % по каждому типу), пятую часть составили рифогенные известняки, почти по 15 % – различные базальты и вулканокластические породы и лишь в единичных случаях – песчаники и конгломераты.

Мощности вскрытых железомарганцевых корок изменялись в широких пределах – от первых миллиметров до 24 см. Более половины значений заключено в интервале от 8 до 14 см (рис.). Однако, почти 20 % приходится и на интервал значений от 15 до 20 см.

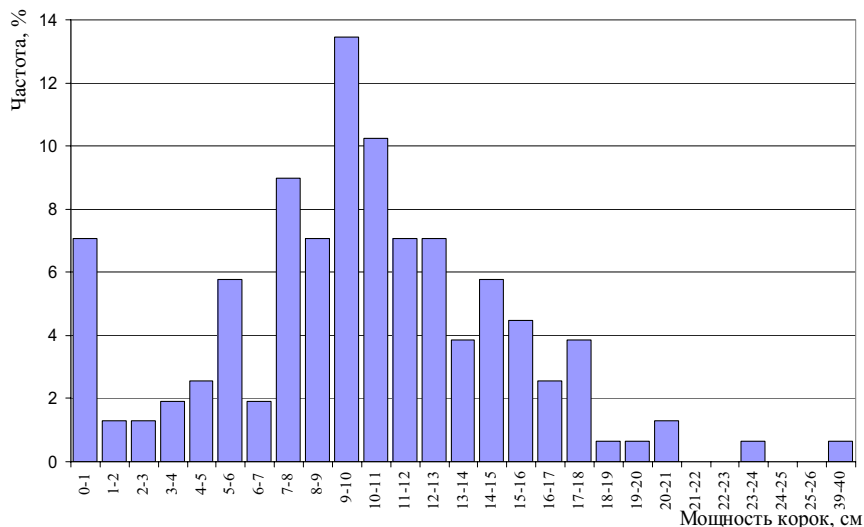


Рис. Распределение мощности железомарганцевых корок гайотов Магеллановых гор по данным бурения

В одной из скважин на гайоте Ита-Май-Тай, пробуренной на северном отроге, вскрыта максимальная известная мощность корок – 40 см. Почти в половине случаев вскрытые разрезы корок содержали полный набор слоев, известный в регионе [1], то есть состояли из четырех слоев: I-1, I-2, II и III. В некоторых случаях еще и подстилались реликтовым слоем. Трехслойные

разрезы составляют около 40 % выборки. Соответственно, около 10 % - двух- и однослойные корки.

Однако, это только статистические выкладки. Не менее интересны полученные геологические результаты. Частично они докладывались ранее [2, 3], однако, с тех пор число пробуренных скважин возросло почти втрое.

1. Средняя мощность корок на пологих поверхностях подводных гор, если они свободны от неконсолидированных осадков, существенно превышает аналогичный показатель на склонах. На гайоте Федорова значение составляет 11.2 см, в то время как среднюю мощность корок на склонах можно оценить в 7 см. На гайоте Альба те же показатели – 8.4 против 5.5 см, на гайоте Бутакова – 12.7 против 7 см, на гайоте Ита-Май-Тай – 13.8 против 6.7 см. Подобная ситуация подтверждается прямыми наблюдениями с обитаемых подводных аппаратов [4].

2. Изменчивость мощности корок преимущественно зависит от изменчивости состава разреза. При сохранении в нем одних и тех же слоев, вариации общей мощности незначительны. Редко общая мощность увеличивается за счет аномального увеличения мощности одного из слоев, как правило, в нижней части разреза. Резкое сокращение мощности корок наблюдается при выпадении из разреза какого-либо из слоев. В зависимости от общих геологических условий, изменчивость мощности корок на конкретном участке может быть относительно высокой или относительно низкой. На ряде гайотов на буровых профилях, пройденных по оси отрогов, высокие мощности корок при их полном разрезе и незначительной изменчивости прослеживаются на расстояние до 10 км. Уменьшение мощности происходит глубже 2500 м и мельче 1700 м. В других случаях, при высокой изменчивости разреза, устойчивые участки сохранения параметров не превышают 1.5 – 2 км.

3. Наблюдаются и случаи высокой локальной изменчивости, когда речь идет о скачкообразных изменениях мощности корок на расстоянии не в несколько километров, а нескольких метров и даже десятков сантиметров. Наиболее показателен пример на северном отроге гайота Ита-Май-Тай. На станции 37Б11 бурение произведено установкой с двумя колонковыми трубами, расположенными на расстоянии 30 см друг от друга. В одной из них мощность корок составила 40 см, а полный разрез корок подстилался мощным реликтовым слоем. В соседней же скважине мощность корки составила всего 12 см, в разрезе были представлены только нижние домиоценовые фосфатизированные слои. Важно, что первый ствол пришелся на локальный выступ рельефа, а второй – в локальную депрессию.

4. Изучение разрезов корок по буровым профилям дает возможность получить информацию об истории железомарганцевого рудогенеза на исследуемых участках, а нередко и о фациальных условиях рудообразования. При анализе разреза в седловине гайота Федорова, можно предположить, что в конце палеоцена – эоцене (слои I-1, I-2) в седловине

гайота существовали наиболее благоприятные условия рудоотложения, в то время как на ступенях и вершинных поверхностях оно было затруднено. На западной вершине слой I-1 просто отсутствует, что может быть связано с относительно мелким положением вершин, вплоть до субэкральных условий. В миоцене (слой II) благоприятные условия рудоотложения смещаются выше по склону к вершинным поверхностям, что может быть напрямую связано с погружением гайота. С плиоцена (слой III) условия сходны. Вероятно, в плиоцен – четвертичное время они были близки к современным. Подобная ситуация отмечена по буровым разрезам гайотов Ита-Май-Тай и Грамберга, что, очевидно, свидетельствует о характерности подобной ситуации.

5. Получены данные, проливающие свет на вопрос о наличии корок под слоем рыхлых осадков в случаях присутствия близких выходов коренных пород. Не менее чем в половине случаев непосредственно в точке бурения корки были присыпаны рыхлыми карбонатными осадками, однако, не более чем в 10 – 15 % случаев мощность этого перекрывающего осадка превышала 5 см. После проходки осадка буровой инструмент достигал поверхность корок или коренных пород и заглублялся в них. При значительной толщине слоя осадка мощность корок сокращена, либо они отсутствуют вообще. Весьма интересный разрез вскрыт скважиной 35Б328 на вершинном плато западной постройки гайота Федорова в пределах поля конкреций. Пройдя под современными конкрециями около 50 см рыхлых осадков, скважина вскрыла корку мощностью 6.5 см (слои II и III), горизонт погребенных конкреций, корку мощностью 4 см (слой I-2), еще один горизонт погребенных конкреций и, в забое, субстрат – наннофораминиферовый известняк позднепалеоценового – раннеэоценового возраста. Вероятно, здесь имела место частая смена фациальных обстановок, попеременно способствующая реализации железомарганцевого рудогенного процесса в виде конкреций или корок.

Анализ упомянутых случаев показывает, что если мощность покрова осадков составляет 0.5 – 1.0 м, корок на коренных породах может не быть, более того, породы могут быть свободны даже от налета рудного материала. В других случаях железомарганцевые корки под осадком присутствуют, но мощность их разреза уменьшена. Уменьшение мощности корок с сокращением состава разреза наблюдалось уже при толщине слоя перекрывающих осадков в 10 – 15 см.

6. Интересен факт нередкого наличия горизонтов погребенных конкреций, сцементированных наннофораминиферовой карбонатной массой, подстилающих основание разреза корок или отмеченных в толще субстрата. Конкреционные образования в составе субстрата встречены в 20 % скважин, причем в половине случаев – это хорошо выраженные горизонты конкреций близкой морфологии и размеров. Чаще всего имеют место сферические или эллипсоидальные конкреции, размер фракций может изменяться от 1 – 3 до

8 – 10 см. Подобные горизонты зафиксированы на всех изученных гайотах. Согласно проведенным биостратиграфическим исследованиям, можно выделить горизонты близких геологических возрастов – позднепалеоценовый, раннеэоценовый, среднеэоценовый, то есть все они принадлежат выделяемому в регионе верхнепалеоценовому – эоценовому комплексу [1]. Однако, при бурении на вершинной поверхности гайота Бутакова, в скважине 39Б68 обнаружен горизонт сферических конкреций фракции 2 – 4 см в наннофораминиферовых известняках сеноманского возраста. Это особенно интересно, поскольку ранее признаки оруденения обнаруживались в породах не древнее сантонских [1]. В любом случае, очевидно, что подобные горизонты образовывались в некой вполне определенной фациальной обстановке, что позволяет существенно дополнить представления об истории рудогенеза в районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана /Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др./ М.: Наука, 1990. 229 с.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик, ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
3. Мельников М.Е., Пономарева И.Н., Туголесов Д.Д., Рождественский В.Х. Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 36–49.
4. Melnikov M.Ye., Tugolesov D.D., Gubnikov V.V., Rozhdestvensky V.Ch. Preliminary results on drilling of Co-rich manganese crusts (the IOAN guyot, the Pacific ocean – case study) // Minerals of the Ocean. Conference abstracts. Saint-Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2002. P. 24–27.

Shallow drilling of the Magellan Seamounts guyots allowed for a detailed study of ferromanganese crusts distribution around gentle surfaces and helped to investigate variability of their thickness and composition. The obtained results provided additional information about ore depositional conditions and ongoing process of ferromanganese crusts and nodules formation.

Миноранский Д.Е., Иванов В.В., Седышева Т.Е.

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

**Анализ изменчивости мощности кобальтоносных
марганцевых корок Магеллановых гор (Тихий океан)**

Minoranskiy D.Eu., Ivanov V.V., Sedysheva T.Eu.

(SSC “Yzhmorgeologia”, Gelendzhik)

**Analysis of variability of the cobalt-rich ferromanganese crusts
thickness around the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)**

На протяжении ряда лет ГНЦ ФГУП «Южморгеология» проводит исследования подводных гор в Тихом океане в районе Магеллановых гор. В процессе поисковой стадии были выделены основные перспективные участки морского дна, богатые кобальтоносными железомарганцевыми корками, а также изучены особенности их регионального и локального распределения. Однако, в преддверии проведения разведочной стадии работ, для обоснования плотности сети наблюдений, на этих участках весьма важно изучение изменчивости параметров оруденения, в частности – мощности корок. Предшествующие исследования показывают, что изменчивость данного параметра, главным образом, зависит от изменчивости состава разреза корок. В изменчивости параметра отмечено несколько иерархических уровней [1].

В данной работе описания изменчивости мощности корок выполнены на примере двух наиболее информативных буровых профилей, пройденных на гайотах Ита-Май-Тай и Грамберга в пределах восточного звена Магеллановых гор. Для этих профилей построены и проанализированы вариограммы. Для увеличения выборки были использованы данные, полученные при драгировании близлежащих участков.

Вариограмма $\gamma(h)$ является функцией векторного аргумента, другими словами, зависит от расстояния и направления. Вариограмма показывает, как в среднем изменяются значения параметра в зависимости от расстояния в заданном направлении или в заданной области пространства [2, 3].

$$2\gamma(\vec{h}) = \frac{1}{N(\vec{h})} \sum_{i=1}^{N(\vec{h})} [Z(x_i) - Z(x_i + \vec{h})]^2$$

Непрерывность руд отражается особенностями поведения функции $\gamma(h)$ при небольших значениях аргумента. Если вариограмма плавно возрастает, начинаясь в нулевой точке, можно говорить о высокой степени непрерывности оруденения. В случаях, когда минерализация концентрируется на локальных участках, изменения параметров оруденения происходят на очень небольших расстояниях, такого рода ситуация

называется «эффектом самородков». В применении к железомарганцевым коркам, речь может идти о резких увеличениях их мощности.

Расстояние до точки вариограммы, где кривая начинает выполаживаться, является зоной влияния пробы. Если эта зона влияния существует, вариограмма относится к транзитивному типу [2, 3].

На гайоте Ита-Май-Тай проведен анализ вариограммы по буровому профилю, характеризующему изменчивость мощности корок на северном отроге гайота. По оси отрога, в интервале глубин от 1500 до 3000 м, пробурено шесть скважин. По этой же линии выполнен ряд драгирований, позволяющих дополнить информацию, полученную при бурении. Рельеф дна вдоль профиля имеет ступенчатый характер. В верхней части бурового разреза на бровке вершинной поверхности субстратом корок служат рифогенные известняки, в средней и нижней частях отрога поверхность дна сложена базальтами и вулканогенно-обломочными породами. От бровки склона до глубины 3000 м мощность корок колеблется в пределах от 11 до 15 см, а построены они всеми четырьмя слоями, известными в разрезе корок Магеллановых гор [2, 3]. Исключением являются две верхние скважины (37Б12 и 37Б155-1), из разреза которых выпадает базальный позднепалеоценовый-раннеэоценовый слой I-1. По полученным данным была рассчитана и построена вариограмма (рис. 1).

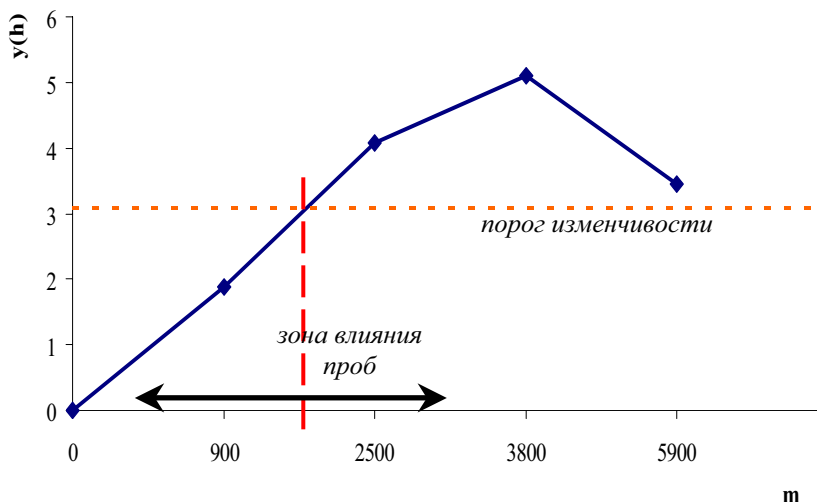


Рис. 1. Вариограмма изменчивости мощности корок по оси северного отрога гайота Ита-Май-Тай

Эта вариограмма относится к транзитивному типу. На ней достаточно уверенно определяется зона влияния проб, которая составляет около 1600 м.

Полученный результат позволяет сделать вывод о том, что между пробами, взятыми в точках на этом расстоянии, имеется связь, а изменчивость параметра достаточно низкая. Однако небольшое количество данных, как в пределах профиля, так и в целом по рудным площадям гайота, не позволяет применить полученный результат ко всей залежи. В то же время, для участка, охарактеризованного профилем и участков, схожих с ним по геолого-геоморфологическим условиям и характеру оруденения, можно принимать во внимание эту зависимость.

На гайоте Грамберга буровой профиль также был пройден по оси одного из отрогов – юго-западного. По профилю в интервале от 1400 до 3200 м пройдены четыре скважины и выполнено четыре драгирования. Рельеф вдоль профиля – ступенчатый. Субстратом корок, в основном, является базальт. Лишь в верхней части отрога скважинами 36В14-1 и 36В66 вскрыты, соответственно, известняки и эдафогенные брекчии. В корках, принесенных драгой с нижней части отрога, субстратом также являются брекчии. Глубже отметки 1750 м корки характеризуются полным разрезом, который представлен слоями I-1, I-2, II и III [4]. Вверх по склону имеет место выклинивание базального слоя I-1. При средней мощности корок по разрезу 13 см, значение параметра вдоль профиля составляет от 16.5 до 10.5 см. Отчасти это связано с выклиниванием базального слоя в верхней части разреза, отчасти - с аномальным увеличением мощности слоя I-2 в керне скважины 36В66. По полученным данным построена вторая вариограмма (рис. 2).

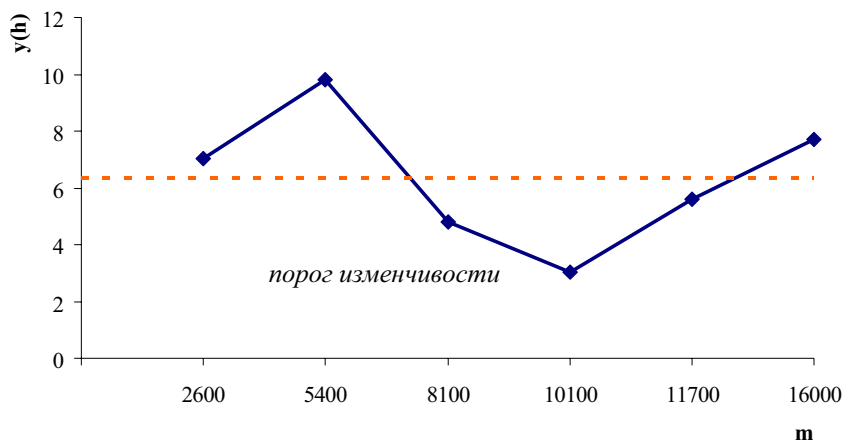


Рис. 2. Вариограмма изменчивости мощности корок вдоль оси юго-западного отрога гайота Грамберга

С первого шага вариограмма превышает порог изменчивости, что свидетельствует о резких колебаниях мощности на данном участке. Зона

влияния проб здесь существенно меньше, чем шаг опробования. Более точную зону влияния не позволяет определить малое количество данных и большой для данного случая шаг сети. Поэтому имеющиеся данные не позволяют судить о взаимосвязи проб при расстоянии между точками опробования менее 2600 метров.

Приведенные результаты, с учетом ранее полученных данных, показывают, что одним из факторов изменчивости мощности корок является геоморфологическая приуроченность их формирования [1]. В частности, в привершинной части гайотов в разрезе корок нередко отсутствует слой I-1, что может быть связано с неблагоприятным (слишком мелководным) положением точки в период формирования этого слоя. С другой стороны, в нижних частях склонов, при выполаживании их профиля, из разреза выпадают слои I-1 и I-2. В обоих случаях сокращение разреза приводит к уменьшению мощности корок.

Ранее С.С. Сапрыкиным (ГНЦ «Южморгеология») были выполнены количественные описания изменчивости мощности корок по нескольким буровым профилям, пройденным на гайотах Федорова и Альба, также входящих в систему Магеллановых гор, и построены вариограммы. На трех из пяти построенных вариограмм зона влияния проб существенно меньше, чем шаг опробования. Две же вариограммы относятся к транзитивному типу – на них достаточно уверенно определена зона влияния проб. По профилю, пройденному вкrest пологого склона, она составляет 2.2 км, а вдоль склона (по бровке вершины) – 5.4 км. Был сделан вывод об анизотропии изменчивости с коэффициентом не менее 2.2 [5].

Таким образом, суммируя вновь приведенные и ранее полученные данные, можно отметить, что из семи описанных профилей на трех была установлена зона влияния проб, а на четырех – нет. Это позволяет сделать такой предварительный вывод. На большей части рудных площадей зона влияния проб составляет менее двух километров, и она должна быть определена путем дальнейших исследований изменчивости. В то же время, существуют участки рудных залежей с относительно низкой изменчивостью, в пределах которых разведочная сеть может быть менее плотной, что весьма важно для эффективного ведения разведочных работ.

Не следует, однако, забывать, что произведенные построения выполнены по относительно редким сетям наблюдений, поэтому приведенный вывод, безусловно, нуждается в дальнейшем подтверждении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Пономарева И.Н., Туголесов Д.Д., Рождественский В.Х. Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 36–49.
2. Давид М. Геостатистические методы при оценке запасов руд. Л.: Недра, 1980. 360 с.

3. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968. 408 с.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. — Геленджик, ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. Melnikov M.E., Saprykin S.S. On thickness variability of Co-rich manganese crusts // Minerals of the Ocean. 3. Future Development. Conference abstracts. Saint-Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2006. P. 99–102.

Variability of the crust thickness from the drilling profiles run around the Ita-Mai-Tai and Gramberg guyots located within the eastern chain of the Magellan Seamounts was studied with preparation of variograms. In some cases zones of the sample influence were defined.

**Мурдмаа И.О.¹, Печерский Д.М.², Нургалиев Д.К.³,
Гильманова Д.М.³, Слоистов С.М.¹**

(¹Институт океанологии РАН, Москва; ²Институт физики Земли РАН, Москва;
³Казанский университет)

Частицы железа в глубоководных отложениях СЗ

Атлантики

**Murdmaa I.O.¹, Pechersky D.M.², Nourgaliev D.K.³, Gilmanova
D.M.³, Sloistov S.M.¹**

(¹P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS; ²Institute of the Earth physics RAS;
³University of Kazan')

Iron particles in the deep sediments of NW Atlantic

Чтобы проследить поведение металлического железа в пространстве и времени применен термомагнитный анализ (ТМА) до 800°C [1-6]. Повышение температурного интервала ТМА на 100° дало возможность наблюдать детальную картину распределения частиц металлического железа в пространстве и времени. Главные достоинства ТМА по сравнению с другими методами исследования вещества: а) получение информации о минералах, содержащихся в горной породе без их извлечения, б) очень высокая чувствительность (достаточно присутствия в породе менее 0,00001% железа и т.п. минералов), в) простота приготовления образцов (берется кусочек произвольной формы массой 0,2 г и меньше), г) быстрота анализа (примерно 20 минут на один анализ). ТМА проводится с помощью экспресс-весов Кюри [7].

Основные результаты предыдущих исследований сводятся к следующему: в осадках широко распространены металлические частицы в небольших концентрациях, очень редко превышающих 0,001%. При этом обычно отсутствует корреляция содержаний таких частиц, во-первых, с литологическими особенностями осадков, во-вторых, с содержанием заведомо земных магнитных минералов: магнетита, гидроокислов железа и с общим содержанием железа в осадках (парамагнитная намагниченность). Отсутствие корреляции с земными процессами образования осадков свидетельствует о преимущественно космическом происхождении таких частиц, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью. Положительная корреляция между содержаниями парамагнитных и магнитных минералов земного происхождения, с одной стороны, и металлического железа, с другой стороны объясняется *переотложением* частиц космического железа. Известно, что в частицах космического железа основная примесь – это никель. Согласно фазовой диаграмме равновесия Fe-Ni сплавов [8], в интервале содержания никеля до 20% зависимость точки Кюри Fe-Ni сплава близка к линейной, и содержание никеля определяется формулой: $Ni (\%) = 0,243 (770 - T_c)$, где

770 – точка Кюри чистого железа, T_c – точка Кюри Fe-Ni сплава, присутствующего в образце. По всем имеющимся данным, более 90% анализированных космических частиц, относятся к интервалу менее 20%Ni. Для выявления общих закономерностей этого вполне достаточно. В наших экспериментах относительная точность определения вклада намагниченности данного магнитного минерала в величину намагниченности образца не лучше 10%, соответственно, не выше и точность определения концентрации частиц железа и сплава, точность определения точки Кюри составляет примерно 10°, чему соответствует содержание никеля в сплаве 2–2,5%, то есть ошибка каждого определения не превышает 3%. Недостатки в применении линейной зависимости T_c -Ni и точности ТМА компенсируются простотой приготовления проб и их ТМА, быстротой и массовостью получения данных.

Все наши предыдущие работы посвящены изучению эпиконтинентальных осадков. Данный доклад в отличие от предыдущих посвящен изучению *океанских* осадков. Наша цель не только обнаруживать такие частицы (что уже сделано), а выяснить закономерности их распространения во времени с помощью ТМА. Для этой цели отобраны образцы осадков из керна четырех скважин DSDP: 386, в Центральном Бермудском поднятии, 140 км к ЮЮВ от Бермуд, 31°11,21'N; 64°14.94'W; глубина воды 4783 м, пробурена на глубину 973,8 м; 387, Западное Бермудское поднятие, 32°19,2'N; 67°40'W; глубина воды 5118 м, пробурена на глубину 791,6 м; 391 А, С, в абиссальной впадине бассейна Блейк-Багамы; 28°13.61 N; 75W; глубина воды 4974 м; две скважины в сумме составляют разрез на глубину 1412 м.

В отложениях этих скважин независимо от их литологической характеристики повсеместно присутствуют частицы самородного железа. Распределение их неравномерно. На рис. 2 видно, что независимо от возраста гистограмма концентрации железа трехмодальная: 1) нулевая мода, относится к участкам осадка, куда не попали космические частицы. Известно, что в 1м³ находится менее 100000 частиц космической пыли, следовательно, из каждых десяти см³ только в одном находится такая частица, а металлические частицы – еще реже. 2) Мода 0,6х10⁻⁵%, эта часть частиц, очевидно, составляет основной фон их относительно равномерного распределения. Этот уровень во времени несколько меняется, так он наиболее низкий в миоценовых отложениях – 10⁻⁶% (скв. 391А, рис. 1), уровень 10⁻⁶ -10⁻⁵% в отложениях валанжина-готерива (скв. 391С), в остальных случаях он близок моде. 3) на фоне распределения № 2, выделяется группа относительно повышенных концентраций железа от ~2,6х10⁻⁵% (мода) до ~10⁻³%. Преимущественно это точечные высокие повышенного количества частиц железа. Можно говорить об интервале повышенного содержания железа, во-первых, в нижнем эоцене (скв. 386, ниже 500 м и скв. 387, между 280 и 320 м) и, во-вторых, в верхнем барреме

(СКВ. 391 С, 1020-1030 м).

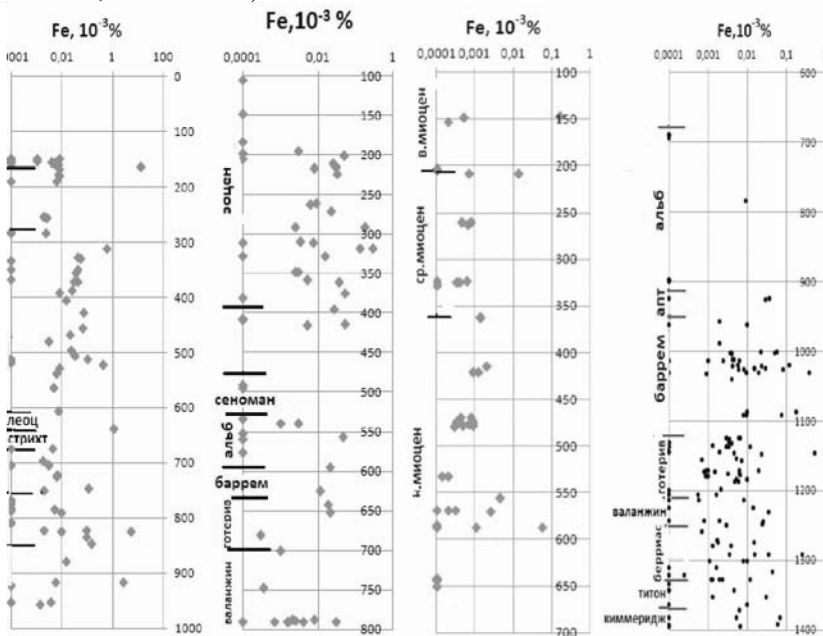


Рис. 1. Распределение частиц железа ($10^{-3}\%$) в осадках скв. 386, 387, 391 А и 391 С.



Рис. 2.

Мы проверили роль переотложения частиц железа по их корреляции с концентрацией частиц магнетита и общего содержания железа в осадке. В таблице приведены два варианта корреляции: для концентраций самородного железа и магнетита земного происхождения и их логарифмов, т.к. известно, что распределение тех и других близко к логнормальному (рис. 2).

Таблица. Коэффициенты корреляции содержаний магнетита (MT) и железа (Fe)

скважина	MT-Fe	logMT-logFe
386	0,216	-0,105
387	-0,036	0,28
391A	-0,028	0,439
391C	0,152	0,307

Явно отсутствует эффект переотложения только в осадках скв. 386, в остальных коэффициент корреляции заметно возрастает для логарифмов, что подчеркивает близость к логнормальному распределению фоновых концентраций частиц самородного железа и, соответственно, довольно заметную роль переотложения этих частиц. Это не относится к отмеченным выше интервалам обогащения осадков частицами железа, т.к. они находятся в стороне от полосы корреляции. Следовательно, более вероятно, что попавшие в это время в осадок частицы железа – результат их «прямого попадания» их в осадок из космоса.

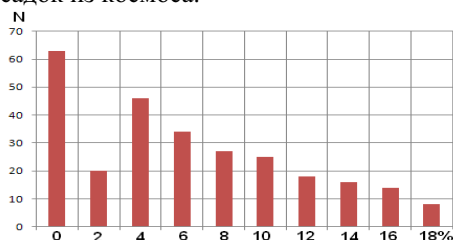


Рис. 3. Примесь никеля (%) в частицах самородного железа из осадков Атлантики, данные ТМА. N – число определений.

По примеси никеля частицы железа четко делятся на две группы: 1) чистое железо, такие частицы образуют обособленную группу, а не непрерывный ряд твердого раствора. 2) самородное железо с широкими вариациями примеси никеля от 3 до 17%, мода – 4-5% Ni. Очевидно, это частицы камасита, наиболее распространенного в метеоритах и космической пыли металла.

Полученная картина для осадков Атлантики принципиально не отличается от состава частиц железа в эпиконтинентальных осадках, определенного тем же методом ТМА [6] (рис. 4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Grachev A.F., Kollmann H.A., Korchagin O.A. et al. «The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction». Ed. A.F.Grachev. Abhandlungen der geologischen bundesanstalt, band 63. 2009. P. 89-134.
2. Печерский Д.М., Асанидзе Б.З., Нургулиев Д.К., Шаронова З.В. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Тетрицкаро (Грузия) // Физ. Земли. 2009. № 2. С.

49-65.

3. Pechersky D.M., Nourgaliev D.K., Trubikhin V.M. Native iron in Miocene sediments // Russ. J. Earth Sci.. 2008. V. 10. ES6004, doi:10.2205/2008ES000306

4. Pechersky D.M. Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis // Journal Environmental Protection. 2010. V.1. No 2. P. 143-154.

5. Печерский Д.М., Нурғалиев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М. Космическое железо в осадках мела-данаия // Физика Земли. 2011. № 5. С. 379-394.

6. Печерский Д.М., Шаронова З.В. Терромагнитное свидетельство наличия частиц железа в осадках // Физика Земли. 2011. № 10.

7. Буров Б.В., Нурғалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: изд. Казанского государственного университета, 1986. 167с.

8. Cassiamani G., Kayzre J.D., Ferro R., Klotz U.E., Locaze J., Wollants P. Critical evaluation of the Fe-Ni, Fe-Ti, and Fe-Ni-Ti alloy systems // Intermetallic. 2006. V.14. P. 1312-1325.

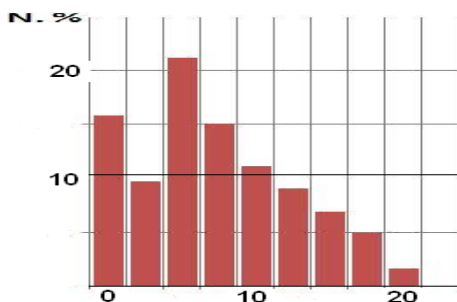


Рис. 4. Примесь никеля (%) в частицах самородного железа, данные ТМА для эпиконтинентальных осадков [6].

The first results of studying the distribution and composition of the particles of native iron in the sediments of the Atlantic Ocean by thermomagnetic analysis. Histogram of the concentration of iron three-modal: 1) the zero mode refers to the areas of sediment, which did not hit the cosmic particles. 2) the basic background of relatively uniform distribution with mode $0.6 \times 10^{-5}\%$. 3) a group of relatively high concentrations of iron of $2.6 \times 10^{-5}\%$ (mode) to about $10^{-3}\%$. Mostly of this are splashes of iron particles concentrations. The admixture of nickel in the particles of iron has a bimodal distribution: 1) mode 0% Ni - pure iron, and 2) kamacite containing up to 17% Ni, the mode is 4-5% Ni.

Николаева Н.А., Деркачев А.Н.

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

К минералогии осадков восточной части моря Лаптевых и Восточно Сибирского моря

Nikolaeva N.A., Derkachev A.N.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok)

To the sediment mineralogy of the eastern Laptev and the East Siberian Seas

Минералогический анализ тяжелой подфракции выполнялся из проб осадков поверхностного слоя, отобранных в восточной части моря Лаптевых и в Восточно-Сибирском море во время научно-исследовательских экспедиций ТОИ ДВО РАН им. В.И. Ильичева в 1999-2009 гг. Большая часть проб приурочена к тальвегам и склонам затопленных палеодолин рек Колыма, Индигирка, в меньшей мере - к палеодолинам рек Яна и Лена (рис. 1). Было выполнено 117 минералогических анализов по стандартной методике [1]. Полученные результаты обработаны с использованием методов многомерной статистики (Q-факторного и кластерного анализов). Для сравнения привлекались данные по минеральному составу осадков изученных морей, опубликованные ранее в ряде работ [2, 3, 4, 5].

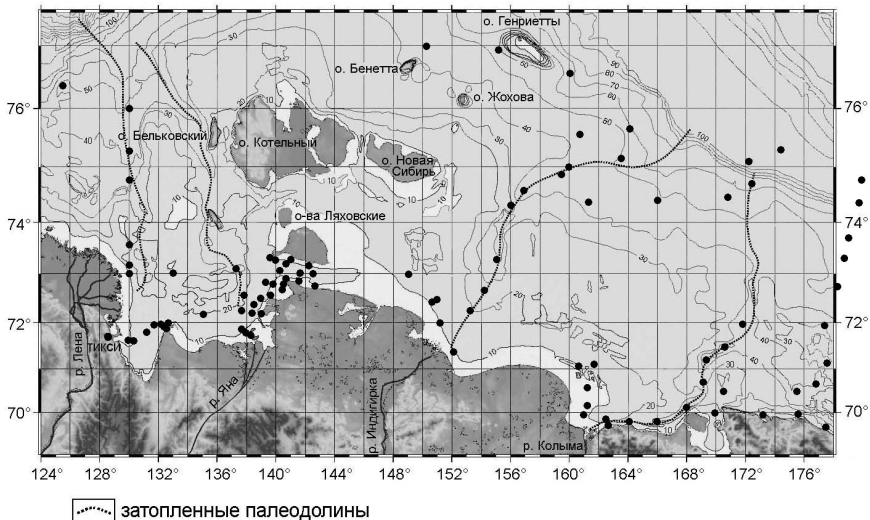


Рис. 1. Схема минералогической изученности.

По результатам кластерного анализа было выделено 13 минеральных ассоциаций. На мелководных участках дна в Восточно-Сибирском море

вдоль побережья к востоку от Чаунской губы прослеживается ассоциация с высоким содержанием темных рудных минералов (ильменита, магнетита) и пироксенов, а также группы устойчивых минералов (циркона, сфена, анатаза, рутила). Их источником могут быть разрушающиеся на прилегающей суше комплексы пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Близкая минеральная ассоциация характерна для осадков моря Лаптевых, но в их составе в меньшем количестве присутствуют ортопироксены и темные рудные, а выше содержание роговых обманок. Не исключено, что на формирование минерального состава осадков внешнего шельфа моря Лаптевых частичное влияние оказали процессы перемыва плейстоценовых отложений, сложенных обломочным материалом выносов р. Хатанга, содержащим пироксены и темные рудные минералы [2].

Осадки прибрежного мелководья восточной части Янского залива и пролива Д. Лаптева, а также побережья м. Святой Нос выделяются в ассоциации, характеризующиеся обогащением темными рудными минералами, цирконом, гранатом и сфеном. Близкий минеральный состав имеют пробы, отобранные на пляже, приливно-отливной осушке и у подножия термоабразионных уступов на Ляховских островах и прилегающей материковой суше. Повышенное содержание темных рудных и группы устойчивых минералов связано с процессами селективной сортировки обломочного материала волновыми процессами. Не исключено, что этому способствует состав рыхлых четвертичных отложений суши, изначально обогащенных устойчивыми минералами, которые поступают при интенсивной эрозии термоабразионных уступов.

В палеодолинах рек Лена, Яна, Индигирка, а также на открытом участке шельфа западной части Восточно-Сибирского моря выделяются ассоциации, представленные клинопироксен-амфибол-эпидотовым комплексом с относительно повышенным содержанием группы устойчивых минералов. Для осадков палеодолины р. Колыма (особенно в ее верхней, мелководной части) характерна пироксен-эпидотовая ассоциация с повышенным содержанием темных рудных минералов. Эта же минеральная ассоциация занимает участки шельфа восточнее Чаунской губы (до глубин 40 м) и в районе о-вов Медвежьих. Характерной особенностью этих ассоциаций является относительно повышенный фон минералов, свойственных древним вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, затронутым процессами зеленокаменного метаморфизма, в которых кроме пироксенов и темных рудных минералов в значительном количестве присутствуют эпидот, актинолит и хлорит. Подобные породы мелового возраста широко распространены в бассейнах рек Алазея и Колыма, особенно в ее правобережных притоках - реках Омолон и Анюй.

Значительные площади открытого шельфа Восточно-Сибирского моря занимают минеральные ассоциации с повышенным содержанием слюд, хлорита, актинолита. Как правило, ассоциации этого типа приурочены к

тонким алевроито-глинистым осадкам, и они являются хорошим индикатором низкоэнергетических гидродинамических условий во время осадконакопления. Основным источником поступления слюд связан с разрушением пород метаморфического комплекса и гранитных интрузий в бассейне р. Колымы и Куюльского массива к востоку от Чаунской губы.

Информацию об основных процессах, ответственных за формирование минерального состава осадков, дают результаты факторного анализа, который показал, что 93,6 % общей изменчивости минерального состава осадков исследованных районов определяются четырьмя факторами с примерно равным вкладом в суммарную дисперсию (рис. 2).

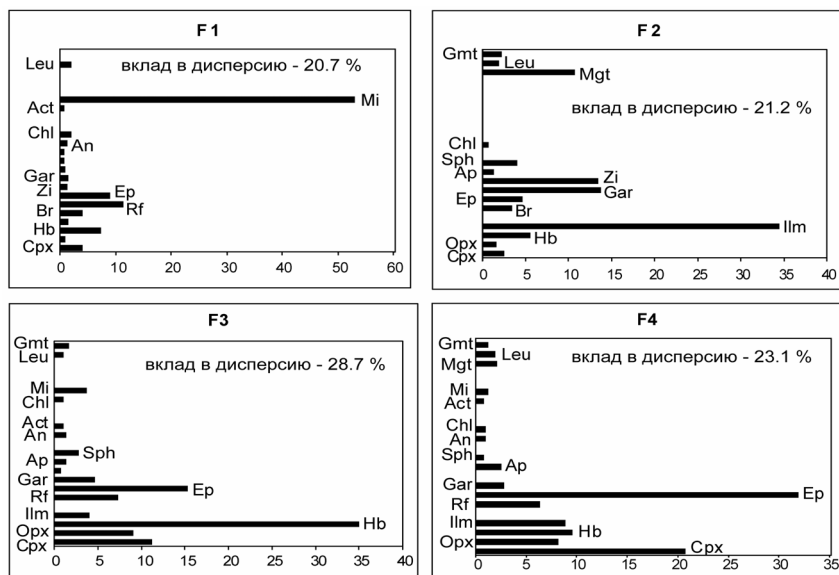


Рис. 2. Минералогический состав эталонных проб по результатам Q-факторного анализа.

Индексы минералов: Cpx - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Hb - роговая обманка, Ilm - ильменит, Br - гидроокислы железа, Rf - обломки пород и трудноопределимые зерна, Ep - эпидот, Gar - гранат, Zi - циркон, Ap - апатит, Sph - сфен, An - анатаз, брукит, рутил, Chl - хлорит, Act - актинолит, Mi - слюды, Mgt - магнетит, Leu - лейкоксен, Gmt - гематит.

Наиболее важными факторами формирования минерального состава осадков являются гидродинамика (волнения и приливо-отливные течения) и региональные особенности (состав пород питающих провинций). Результаты факторного анализа показали, что *1-ый и 2-ой факторы* характеризуют гидродинамические процессы. Первый фактор отображает

преимущественно *слюдистые ассоциации*, второй, противоположный по свойствам, характеризует наиболее тяжелые и гидродинамически более стойкие минералы – *темные рудные, гранат, циркон, сфен*. Наиболее компактный участок с высокой гидродинамической активностью придонных вод прослеживается в прибрежных районах Янского залива в так называемой зоне преимущественного размыва и перемыва осадков [6, 7]. Аналогичные участки дна отмечаются в проливе Дм. Лаптева и в прибрежной зоне к востоку от Чаунской губы. Локально они развиты на подводных банках в море Лаптевых и Восточно-Сибирском.

3-ий и 4-ый факторы характеризуют региональные особенности, определяющие поступление обломочного материала с прилегающей суши, для которой характерна неоднородность геологического строения и, соответственно, неоднородность петрографического состава пород.

Типичными представителями третьего фактора являются *эпидот-роговообманковые минеральные ассоциации* с относительно повышенным содержанием пироксенов и обломков пород, местами - слюд и граната. Область высоких значений (более 0.5) данного фактора прослеживается практически во всей восточной части моря Лаптевых и, частично, в западной части Восточно-Сибирского моря от о-вов Генриетта и Бенетта до устья р. Индигирка.

Четвертый фактор характеризует преимущественно *пироксен-эпидотовую ассоциацию* с темными рудными минералами и относительно низкими содержаниями роговых обманок. Минеральные ассоциации этого типа распространены в мелководной части Восточно-Сибирского моря и прослеживаются вдоль затопленных палеодолин р. Индигирка и Колыма. Следует отметить, что содержание пироксенов и эпидота возрастает в восточном направлении по мере увеличения в петрофонде питающих провинций прилегающей суши доли вулканогенных пород. Эти наблюдения согласуются с опубликованными ранее данными [2, 4].

Выводы

Результаты минералогических исследований показали различие минерального состава осадков изученных морей. Осадки Восточно-Сибирского моря содержат материал, поступающий при разрушении древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Влияние выносов наиболее крупных рек региона прослеживается вдоль реликтов палеодолин, затопленных в ходе голоцен-плейстоценовой трансгрессии моря, вплоть до внешнего шельфа.

Большое значение на формирование минерального состава осадков оказали гидродинамические факторы. Зоны обогащения устойчивыми минералами установлены в ряде районов прибрежного мелководья и в узостях проливов. Значительные пространства открытого шельфа занимают минеральные ассоциации с высокими концентрациями слюд, что свидетельствует об ослабленной гидродинамике вод на этих участках дна.

Высокие концентрации слюды отмечаются также в приустьевых участках рек.

Авторы признательны О.В. Дудареву и Р.Б. Шакирову за предоставленные пробы осадков из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77-138.
2. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. С-Пб., 1999. С. 140-156.
3. Behrends, M., Hoops, E., Peregovich, B. Distribution patterns of heavy minerals in Siberian Rivers, the Laptev Sea and the Eastern Arctic Ocean: an approach to identify sources, transport and pathways of terrigenous matter / Land-Ocean system in the Siberian Arctic: dynamic and history. Berlin, Springer-Verlag, 1999. P. 265-286.
4. Naugler, F.P., Silverberg, N. and Creager, J.S. Recent sediments of the East Siberian Sea / in: Herman Y. Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. N.Y., Springer-Verlag, 1974. P. 191-210.
5. Peregovich, B., Hoops, E., Rachold, V. Sediment transport to the Laptev Sea (Siberian Arctic) during the Holocene – evidence from the heavy mineral composition of fluidal and marine sediments // BOREAS 28, 1999. P. 206-211.
6. Лапина Н.Н. Определение путей разноса осадочного материала по результатам изучения минерального состава морских отложений (на примере моря Лаптевых) // Ученые записки (НИИ геологии Арктики). 1965. Вып. 7. С. 139-157.
7. Николаева Н.А., Дударев О.В. Минералогический состав поверхностных осадков юго-восточной части моря Лаптевых / Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 25-29.

Mineral composition of surface sediments from the eastern Laptev and East Siberian seas was studied by an immersion method. Obtained results were processed by methods of multivariate statistics (Q-mode factor and cluster analyses), that allowed to estimate 13 mineralogical provinces. Main factors influencing on the formation of mineral sediment aspect are revealed.

**Новиков Г.В.¹, Богданова О.Ю.¹, Мельников М.Е.²,
Викентьев И.В.³**

(¹Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, gvnovikov@yandex.ru; ²ФГУП ГНЦ «Южморгеология»; ³Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН)

Ионообменные свойства железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана

**Novikov G.V.¹, Bogdanova O.Yu.¹, Melnikov M.E.²,
Vikent'ev I.V.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ²State Scientific Center Yuzhmorgeologiya; ³Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy, and geochemistry, Russian Academy of Sciences)

The ionic exchange properties of ferromanganese crusts of Magellan seamounts of Pacific Ocean

Целью настоящей работы было изучение ионообменных свойств рудных минералов разновозрастных слоев океанских железомарганцевых корок по отношению к катионам щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов. Такой подход является новизной в наших исследованиях, поскольку в более ранних наших работах [1-4 и др.] изучались, в основном, усредненные валовые пробы железомарганцевых корок. Это позволяет более корректно подойти к изучению как свойств рудных минералов, так и к природе железомарганцевых корок в целом.

Объектами исследования являлись железомарганцевые корки гайотов Паллада (обр. 30Д-154) и Бутакова (обр. 39Д-19) Магеллановых гор Тихого океана. Корки с обоих гайотов являются 4-х слойными и сформированы преимущественно тонкодисперсными полиминеральными рудными агрегатами. Рудными минералами всех слоев корок являются слабо окристаллизованные, плохо упорядоченные Fe-вернадит и Mn-фероксигит, суммарная доля которых в рудной массе составляет приблизительно 95 об. %. Кроме того, в слоях I-1 и I-2 присутствует асболан-бузерит, в разных слоях корок отмечается также вернадит.

Состав обменного комплекса рудных Mn-минералов независимо от возраста слоя корок постоянен и состоит из двух групп - основных и второстепенных (условно) катионов металлов. К первой группе относятся катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} , ко второй - катионы Cu^{2+} , Pb^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} и других металлов. Обменные реакции с участием катионов щелочных металлов Mn-минералов характеризуются взаимным, практически полным вытеснением их в растворы (при взаимодействии корок с растворами солей щелочных металлов) независимо от слоя корки - степень извлечения составляет 0.42–0.65 для Na^+ и 0.05–0.11 мг-экв/г для K^+ . Количество

перешедших в раствор катионов щелочных металлов является практически постоянной величиной. Катионы щелочных металлов растворов в незначительном количестве обмениваются с катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} , степень извлечения которых составляет соответственно 0.25, 0.02 и 0.02 мг-экв/г. Катионы тяжелых металлов (Cu, Ni, Co, Pb и др.) практически не вытесняются из рудных минералов корок – их суммарная степень извлечения не превышает 0.03-0.04 мг-экв/г. Среди последних наибольшее извлечение отмечается для катионов Ni^{2+} - 0.02 мг-экв/г.

Взаимодействие раствора хлорида кальция с рудными минералами корок сопровождается полным вытеснением в раствор катионов Na^+ и K^+ и незначительным извлечением катионов Mg^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} .

Взаимодействие растворов солей тяжелых металлов с рудными минералами корок приводит к сохранению высокой реакционной способности катионов Na^+ и K^+ и к значительному увеличению реакционной способности катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} . Извлечение катионов Ca^{2+} составляет 0.80–1.02 мг-экв/г. Реакционная способность катионов Mg^{2+} рудных минералов различных слоев корок возрастает ~ в 12 раз по сравнению с обменными реакциями с участием катионов щелочных металлов. При сорбции катионов Mn^{2+} , Cu^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} извлечение катионов Mg^{2+} на 15-45 % больше, чем при сорбции Zn^{2+} , Ni^{2+} и Cd^{2+} . Реакционная способность катионов Mn^{2+} не зависит от слоя корки, в котором они находятся, но зависит от поглощаемых катионов тяжелых металлов, которые разделились на две группы. Первая из них состоит из катионов Co^{2+} , Cu^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} , которые извлекают на 0.03-0.07 мг-экв/г больше Mn^{2+} , чем катионы металлов второй группы – Ni^{2+} , Zn^{2+} и Cd^{2+} . Только в случае сорбции катионов Co^{2+} наблюдается практически полное извлечение в раствор катионов Mn^{2+} - 94.4-100 %. Полученные результаты свидетельствуют о высокой реакционной способности двухвалентного марганца в растворах солей тяжелых металлов, которая превышает реакционную способность катионов Mg^{2+} . Таким образом, результаты взаимодействия корок с растворами солей тяжелых металлов позволяют составить следующий общий ряд возрастания реакционной способности катионов металлов Mn-минералов для разных слоев корок:

$(\text{Pb}, \text{Co} < \text{Cu} < \text{Zn} < \text{Cd} < \text{Ni}) \ll (\text{Mg} < \text{K}) < (\text{Mn}^{2+} < \text{Ca} < \text{Na})$.

Обменная емкость рудных минералов корок. Емкость (в мг-экв/г) рудных минералов корок по катионам Na^+ и K^+ находится в пределах 0.73-0.80, по катионам Ca^{2+} – 0.80-0.86, по катионам тяжелых металлов - 1.27-3.03. Ряд возрастания обменной емкости рудных минералов различных слоев корок к изученному спектру металлов выглядит следующим образом:

$(\text{Na}, \text{K} < \text{Ca}) < (\text{Ni} < \text{Zn} < \text{Cd} < \text{Mn}^{2+}) < (\text{Co} < \text{Ba} < \text{Pb} < \text{Cu})$.

Суммарный вклад основных обменных катионов металлов в емкость рудных минералов составляет 97.7-99.3 %, остальная доля приходится на второстепенные обменные катионы - Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} и другие.

Узкий диапазон значений обменной емкости рудных минералов обоих образцов по катионам Na^+ , K^+ и Ca^{2+} свидетельствует, что поглотительная способность рудных минералов практически постоянна и не зависит от слоя корок, который они формируют. Для катионов тяжелых металлов складывается иная картина. Значения емкости рудных минералов по каждому из катионов тяжелых металлов в слоях I-1, II, III образца 30Д-154 достаточно близки между собой, а в «сухаристом» слое (III сух.) и слое I-2 они соответственно значительно больше и меньше остальных слоев. Обменная емкость рудных минералов образца 39Д-19 по каждому из катионов тяжелых металлов возрастает от слоя I-1 к слою III.

Установлено, что обменная емкость минералов по катионам тяжелых металлов возрастает при увеличении содержания MnO_2 от слоя к слою в каждом из изученных образцов. Наименьшее значение содержания MnO_2 , равное 21,67 масс. %, соответствует, как раз, слою I-2 образца 30Д-154. Обобщенные данные этой зависимости для обоих образцов корок также указывают на практически прямолинейное возрастание обменной емкости рудных минералов с увеличением содержания MnO_2 . Кроме того, очевидно, что незначительное количество асболан-бузерита в составе слоев I-1 и I-2 обоих образцов корок и Fe-X-фазы в слоях III и IIIсух. образца 30Д-19 не сказывается на показателях сорбции катионов тяжелых металлов.

Другой важной характеристикой любого сорбента является *селективность*. Для экспериментов был приготовлен модельный раствор придонный океанской воды при соотношении концентраций катионов тяжелых металлов, аналогичном их соотношению в придонной океанской воде. Результаты проведенных исследований показывают, что сорбция катионов тяжелых металлов на рудных минералах обоих образцов протекает по единому механизму независимо от возраста слоя корки. С первых же минут взаимодействия фаз осуществляется групповая сорбция всех без исключения катионов тяжелых металлов, однако скорость сорбции и количество поглощенных Mn-минералами катионов металлов различны. Наибольшей среди всех катионов тяжелых металлов скоростью поглощения характеризуются катионы Co^{2+} , которые полностью сорбируются Mn-минералами в течение 45-60 минут, несмотря на значительно (на 2-3 порядка) превышающие их концентрации катионов Zn^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} . Это свидетельствует о том, что Fe-вернадит обладает ярко выраженной селективностью к катионам Co^{2+} . Следующим по скорости сорбции является катион Cd^{2+} , полное извлечение которого наступает через 11 суток с момента взаимодействия фаз. Время полного извлечения катионов Mn^{2+} , Cu^{2+} и Ni^{2+} составляет соответственно 21-22, 31-32 и 46-48 суток. За максимальное время взаимодействия фаз (48 суток) извлечение катионов Zn^{2+} из раствора Fe-вернадитом составило не более 12 %. Несмотря на одновременное поглощение катионов тяжелых металлов, равновесная обменная емкость Fe-вернадита реализуется в основном за счет катионов

Cu^{2+} , Zn^{2+} и Ni^{2+} . Резкое увеличение сорбции последних двух катионов наступает только после полного извлечения из раствора катионов Cu^{2+} Ферралитом. Химический анализ продуктов сорбции свидетельствует о крайне низком содержании катионов Na^+ в рудных минералах корок – 0.05-0.07 масс. %. Из этого вытекает, что катионы Na^+ не влияют на процесс поглощения Мп-минералами катионов тяжелых металлов, т.е. не являются для них конкурирующими.

Проведены эксперименты по десорбции поглощенных металлов из катионных форм Мп-минералов слоев I-1, II и III образца 30Д-154 и I-1 и II образца 39Д-19. В качестве десорбирующего раствора была использована природная океанская вода, которая контактировала с твердыми фазами в течение 14 дней. Данные экспериментов указывают на единую закономерность - с увеличением времени «старения» катионных форм минералов извлечение из них сорбированных катионов металлов уменьшается независимо от возраста слоя корок. По степени извлечения из минералов катионы металлов разбили на три группы. Первую группу составляют катионы Na^+ и K^+ , между которыми наблюдается практически полное (98.8-99.7 %) эквивалентное замещение друг друга независимо от времени существования катионных форм (Na-, K-ф) минералов обоих образцов. Среди катионов тяжелых металлов наибольшую реакционную способность проявляют катионы Ni^{2+} и Mn^{2+} (вторая группа) как в свежеполученных (за одни сутки) формах минералов, так и при их старении в течение 1 года. Извлечение данных катионов при старении Ni- и Mn-форм минералов от 1 часа до 1 года уменьшается в 2 раза независимо от слоя корок – с 57.6-59.8 до 30.2-31.8 % для Ni^{2+} и с 51.3-55.3 до 22.4-24.6 % для Mn^{2+} . К третьей группе относятся катионы Cu^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} , характеризующиеся значительно меньшей реакционной способностью, чем катионы Ni^{2+} и Mn^{2+} . Извлечение Cu^{2+} , Co^{2+} и Pb^{2+} из соответствующих катионных форм минералов уменьшается более чем в три раза – с 22.7 до 6.27 % для Cu и с 16.1 до 5.04 % для Pb. При извлечении всех катионов тяжелых металлов из соответствующих катионных форм рудные минералы, в свою очередь, поглощают эквивалентное количество главных катионов океанской воды – Na^+ , Ca^{2+} (в большей степени), K^+ и Mg^{2+} .

Важным результатом исследований представляется то, что поглотительная способность рудных Мп-минералов не зависит от типа субстрата, на котором залегает корка - органо-детритовый известняк в случае корки 30Д-154 и брекчия в случае корки 39Д-19. Значения обменной емкости рудных минералов, особенно по средним величинам, близки между собой.

Интерес вызывают также данные по поглотительной способности рудных минералов относительно *возраста слоя* корок, который они формируют. Выделенные слои корок обоих образцов являются достаточно представительными и характерными для района Магеллановых гор. Для

аналогичных им корок установлен возраст их слоев: I-1 – позднепалеоценовый-раннеэоценовый, I-2 – эоценовый, II – средний-поздний миоцен и III – плиоцен-четвертичный возраст [5]. Из сопоставления полученных данных вытекает, что рудные марганцевые минералы, образовавшиеся как в позднем палеоцене, так и в четвертичное время, обладают одинаковыми сорбционными возможностями, то есть возраст корок, «живущих» практически в незначительно меняющихся физико-химических условиях на протяжении последних приблизительно 55 миллионов лет, не оказывает влияния на их поглотительную способность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Новиков Г.В. Океанические железо-марганцевые образования – сорбенты ионов металлов: химико-минералогический аспект // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 38-51.
2. Новиков Г.В. Сорбционные типы железомарганцевых образований Мирового океана // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. С. 68-82.
3. Новиков Г.В., Яшина С.В. Геохимия, минералогия и сорбционная способность кобальтомарганцевых корок Тихого океана (Магеллановы горы) // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 1993. С. 72-81.
4. Новиков Г.В., Батулин Г.Н. Сорбционная активность океанских и морских железомарганцевых конкреций и корок различного химического и минерального составов // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 525-531.
5. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок // Геленджик. ФГУП ГНЦ «Южморгеология». 2005. 230 с.

It was studied of the ion exchange reactions of the metal cations with ore minerals from the different layers of ferromanganese crusts. It was determined the contents of ion exchange complex, ion exchange capacity, ion selectivity. The age of crusts layers are not influence on the characteristics of ion metal sorption.

Новиков Г.В.¹, Викентьев И.В.², Мельников М.Е.³

(¹Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, gvnovikov@yandex.ru; ²Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; ³ФГУП ГНЦ «Южморгеология»)

Геохимия кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Паллада и Бутакова Магеллановых гор Тихого океана

Novikov G.V.¹, Vikent'ev I.V.², Melnikov M.E.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; ²Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy, and geochemistry, Russian Academy of Sciences; ³State Scientific Center Yuzhmorgeologiya)

Geochemistry of cobalt rich ferromanganese crusts of guyots Pallada and Butakova Magellanov mountanes Pacific Ocean

Кобальтоносные железомарганцевые корки – новый океанский тип руды на кобальт, марганец, никель. В настоящее время ФГУП ГНЦ «Южморгеология» проводит интенсивные масштабные работы в районе Магеллановых гор по выявлению наиболее перспективных объектов добычи этого типа минерального сырья. Ранее проведенные исследования показали, что содержания многих элементов существенно варьируют как по разрезу корки, так и в корках разных гайотов. В связи с этим, представляло интерес провести аналогичные исследования корок новых гайотов Магеллановых гор.

Исследования проводились на железомарганцевых корках гайотов Паллада (обр. 30Д-154) и Бутакова (обр. 39Д-19) Магеллановых гор. Корки с обоих гайотов являются 4-х слойными и сформированы преимущественно тонкодисперсными полиминеральными рудными агрегатами. Рудными минералами всех слоев корок являются слабо окристаллизованные, плохо упорядоченные Fe-вернадит и Mn-ферроксит, находящиеся в разных соотношениях между собой; суммарная доля этих минералов в рудной массе составляет приблизительно 95 об. %. Кроме того, в слоях I-1 и I-2 присутствует асболан-бузерит, в разных слоях отмечается также вернадит.

Для образца 30Д-154 в целом наблюдается возрастающая зависимость содержания *общего марганца*, $Mn_{общ.}$ от слоя I-2 к «сухаристому» слою (IIIр), при содержании его в слое I-1 (19.30 масс. %) несколько меньшем, чем в слое IIIр. «Сухаристый» слой корки максимально обогащен как $Mn_{общ.}$, так и Mn^{2+} – 22.50 и 0.63 масс. %, соответственно. Для образца 39Д-19 установлено последовательное увеличение содержания $Mn_{общ.}$ и катионов Mn^{2+} , от слоя I-1 к слою III.

Для *железа*, как и для марганца, аналогичные зависимости отмечаются в обоих образцах. В образце 30Д-154 минимальное содержание Fe

наблюдается в слое I-2, максимальное - в слое II, в "сахаристом" слое (III) корки оно меньше, чем в двух предыдущих. В образце 39Д-19 содержание Fe, аналогично марганцу, возрастает от слоя I-1 к слою III.

Для тяжелых, редких и рассеянных металлов отмечаются различные виды указанной зависимости. Существенные вариации наблюдаются в содержании главного рудного элемента корок - кобальта. Общим для обоих образцов корок является возрастание содержания Co от слоя I-1 к слою III более, чем в 3 раза при минимальном его значении в слое I-2 (0.21 масс. % в обр. 30Д-154 и 0.11 масс. % в обр. 39Д-19). Максимальное содержание Co (0.66 масс. %), аналогично Mn^{2+} , отмечается в "сахаристом" слое корки образца 30Д-154.

Распределение никеля в слоях корок несколько иное по сравнению с кобальтом. В образце 30Д-154 содержание Ni во всех слоях практически постоянно - 0.31-0.34 масс. %, за исключением "сахаристого" слоя (III), в котором оно составляет 0.51 масс. %, что более чем в 1.5 раза больше относительно других слоев корки. В образце 39Д-19 содержание Ni в слоях корки 0.28 масс. % максимально его содержанию в слое II - 0.43 масс. %.

Характер распределения меди в слоях корок обоих образцов одинаков - содержание Cu возрастает от слоя I-1 к слою II, а в слое III оно уменьшается. В "сахаристом" слое образца 30Д-154 содержание Cu составляет 0.10 масс. %, что несколько меньше, чем в слоях I-2 и II.

Содержание свинца в разных слоях корки образца 30Д-154 изменяется незначительно - от 0.13 до 0.17 масс. %, а в слое I-2 оно минимально - 0.070 масс. %. В образце 39Д-19 содержание Pb сначала уменьшается от слоя I-1 к слою I-2, а затем последовательно возрастает к слою III, при этом минимальное его содержание (0.081 масс. %), как и в случае образца 30Д-154, отмечается в слое I-2.

Характер распределения цинка в обоих образцах корок такой же, как и для никеля в образце 39Д-19 - наблюдается W-образная кривая изменения.

Содержание молибдена в слоях корок обоих образцов находится в пределах 0.032-0.050 масс. % максимальны его значения в слоях II и III.

Барий оказался единственным элементом, для которого наблюдается обратная, по сравнению с другими металлами, зависимость - его содержание в обоих образцах уменьшается от слоя I-1 к слою III. В "сахаристом" слое корки образца 30Д-154 содержание Ba составляет 0.12 масс. %, что почти в 1.5 раза меньше, чем в слое I-1 - 0.17 масс. %.

Для стронция отмечается отсутствие зависимости в распределении по слоям корок обоих образцов - его содержание практически постоянно и составляет 0.14-0.17 масс. %.

Содержание кадмия и лития в разных слоях корок обоих образцов низкое и составляет $n \cdot 10^{-4}$ масс. %. Максимальное содержание Cd наблюдается только в слое III образца 30Д-154 - $1.2 \cdot 10^{-3}$ масс. %. По сравнению с ними несколько выше содержание олова - от 0.033 масс. % в

слое II обр. 30Д 154 до $2.0 \cdot 10^{-4}$ масс. % в обоих образцах, однако закономерности в его распределении по слоям не установлены.

Достаточно близкое содержание хрома отмечается в слоях корки I-1, I-2 и II образца 30Д-154 - 0.003-0.005 масс. %, в слое III оно возрастает до 0.014 масс. %. В образце 39Д-19 содержание Cr возрастает от 0.002 масс. % в слое I-2 до 0.007 масс. % в слое II.

На примере разных минералого-геохимических типов железомарганцевых образований океана нами экспериментально было установлено, что именно рудные минералы марганца являются главными сорбентами ионов тяжелых, редких и других металлов [1-7]. В связи с этим представляло интерес рассмотреть зависимость содержания ионов металлов от содержания MnO_2 в соответствующих слоях корок.

В образце 30Д-154 для Co наблюдается в целом близкая к прямолинейной зависимость возрастания его содержания от увеличения содержания MnO_2 в слоях корки, однако при содержании MnO_2 , равном 29.80 масс. %, оно уменьшается до значения 0.35 масс. %, как и при содержании MnO_2 , равном 27.37 масс. %. В образце 39Д-19 содержание Co сначала уменьшается более чем в 2 раза - с 0.24 до 0.11 масс. % при возрастании содержания MnO_2 , а затем резко возрастает до 0.39 масс. % при дальнейшем возрастании содержания MnO_2 до 31.32 масс. %.

Содержание Ni в слоях корки образца 30Д-154 практически постоянно (0.31-0.34 масс. %) в интервале значений MnO_2 от 21.67 до 29.80 масс. %, при содержании MnO_2 , равном 34.60 масс. %, оно резко возрастает до 0.51 масс. %. Максимальные содержания Co и Ni, соответственно 0.66 и 0.51 масс. %, отмечаются только при наибольшем содержании MnO_2 , равном 34,60 масс. %, которое соответствует "сахаристому" слою корки (III сух.). В образце 39Д-19 характер распределения Ni близок к W-образной кривой, аналогичной при его распределении в слоях корки.

В образце 30Д-154 содержания Cu и Mo находятся в узком интервале значений и практически не зависят от содержания MnO_2 в слоях корки, тогда как для Pb отмечается прямолинейная возрастающая зависимость между его содержанием и содержанием MnO_2 . В образце 39Д-19 распределение данных ионов металлов иное по сравнению с предыдущим образцом. Содержание Cu незначительно возрастает при увеличении содержания MnO_2 с 23,73 до 30,72 масс. %, тогда как при максимальном содержании MnO_2 (31.32 масс. % - слой III) оно снижается более чем в 2 раза. Содержание Pb, наоборот, уменьшается от минимального (23.73 масс. %) к максимальному (31.32 масс. %) содержанию MnO_2 . Содержание Ba, также как и Pb, сначала уменьшается, а затем становится постоянным при возрастающем содержании MnO_2 . Содержание Mo во всех слоях корок обоих образцов низкое и мало зависит от содержания MnO_2 . Распределение Zn в слоях корки обоих образцов одинаково и носит, как и в случае с Ni, W-образный характер.

Таким образом, для образца 30Д-154 не наблюдается какой-либо строго определенной зависимости в распределении ионов металлов как по слоям корки, так и относительно содержания в них MnO_2 . Для данного образца совпадение указанных зависимостей наблюдается только для ионов Ni и Mo , тогда как для других ионов металлов такое совпадение не отмечается. Для образца 39 Д-19, наоборот, совпадение рассматриваемых зависимостей отмечается для всех ионов металлов. Различное содержание одних и тех же ионов металлов в слоях корок при однородном и стабильном составе рудных минералов, в свою очередь, указывает на пульсационный характер их поступления в твердые фазы, при том, что источник ионов металлов один - океанская вода. Однако в разные возрастные периоды роста корок содержание (масса) поступивших в них ионов металлов различно.

Выделенные слои корок с гайотов Паллада и Бутакова являются достаточно представительными и характерными для района Магеллановых гор. Для аналогичных корок этого района установлен возраст их слоев: I-1 – позднепалеоценовый-раннеэоценовый, I-2 – эоценовый, II – средний-поздний миоцен и III – плиоцен-четвертичный возраст [8]. Сопоставление полученных данных с возрастом слоев корок свидетельствует о неодинаковом поступлении каждого отдельного иона металла в рудные минералы в разные временные периоды. Поступление марганца с позднего палеоцена по четвертичное время было постоянным и достаточно стабильным – его содержание находится в интервале 15.34-20.35 масс. %. Аналогичный характер поступления отмечается и для Fe , содержание которого изменяется в пределах 9.42-15.90 масс. %. В тоже время, в среднем-верхнем эоцене в корках обоих гайотов концентрируется наименьшее количество не только рудных - Mn и Fe , но и тяжелых металлов (масс. %): для гайота Паллада это: Mn – 14.00, Co – 0.21, Zn – 0/073, Pb – 0/070; для гайота Бутакова это: Fe – 6.06, Co – 0.11, Ni – 0.19, Zn – 0.070, Pb – 0/081. Максимальное насыщение корок Co отмечается в плиоцен-четвертичный возрасте (0.47 масс. %, обр. 30Д-154), Ni - в среднем-позднем миоцене (0.43 масс %, обр. 39Д-19), Pb и Ba - в позднепалеоценовом-раннеэоценовом возрасте. Катионы Zn поступают в корки достаточно равномерно. Минимальное содержание Cu отмечается в плиоцен-четвертичном возрасте, максимальное - в среднем-позднем миоцене. Стронций в отличие от всех предыдущих металлов накапливается в корках независимо от возраста их отдельных слоев. В тоже время установлено, что содержание катионов тяжелых металлов в одном и том же слое корок гайотов Паллада и Бутакова различно. Это свидетельствует о том, что, несмотря на одинаковое время поступления ионов металлов на поверхность формирующихся корок, существовали и другие, скорее всего, локальные условия для их концентрирования в рудных минералах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Новиков Г.В. Океанические железо-марганцевые образования – сорбенты ионов металлов: химико-минералогический аспект // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 38-51.
2. Новиков Г.В. Сорбционные типы железомарганцевых образований Мирового океана // Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов. Петрозаводск – Карельский научный центр РАН. 2011. С. 68-82.
3. Новиков Г.В., Батулин Г.Н. Сорбционная активность океанских и морских железомарганцевых конкреций и корок различного химического и минерального составов // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 525-531.
4. Новиков Г.В., Скорнякова Н.С. Сорбционные особенности океанских железомарганцевых конкреций и корок // Геохимия. 1998. № 5. С. 505-517.
5. Новиков Г.В., Мурдмаа И.О. Ионообменные свойства океанских железомарганцевых конкреций и вмещающих пелагических осадков // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 2. С. 153-186.
6. Новиков Г.В., Викентьев И.В., Богданова О.Ю. Сорбция катионов тяжелых металлов низкотемпературными отложениями гидротермальных полей Тихого океана // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 351-374.
7. Новиков Г.В., Свальнов В.Н., Богданова О.Ю., Сивцов А.В. Ионообменные свойства минералов марганца и железа океанских микроконкреций // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 5. С. 461-476.
8. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик. ФГУП ГНЦ «Южморгеология». 2005. 230 с.

It was studied the chemical composition of each layer of iron-manganese crust of Pallada and Butakov of guyots of Magellane seamounts. It was determined, that in conditions of the same contents of ore minerals Fe-vernadite and Mn-feroxigite concentrations of metals in different. It was looked the flux of metal ions into ore mineral in different geological times.

Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В.

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

Закономерности формирования состава РЗЭ в железо-марганцевых корках юго-восточной части Атлантического океана

Rimskaya-Korsakova M., Dubinin A.

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

REE distribution in Fe-Mn crusts from the SE Atlantic

Железо-марганцевые корки представляют особый интерес в области палеоокеанологии для определения состава океанских вод и реконструкции палеотечений. Железо-марганцевые оксигидроксидные отложения океанского дна обладают высокой сорбционной способностью по отношению к редким и рассеянным элементам. Состав и содержание микроэлементов в корках отражает скорость роста корок и изменение физико-химических условий их формирования. В литературе представлены многочисленные исследования посвященные железо-марганцевым коркам Тихого океана; гораздо меньше подобных исследований в Атлантическом океане.

В данной работе исследованы четыре железо-марганцевые корки, отобранные в различных геохимических обстановках: на Срединно-Атлантическом хребте (ст. 2176), в Ангольской и Капской котловинах (ст. 2179 и 2188) и на подводной горе в Капской котловине (ст. 2193). Целью работы было изучение трансформации химического и минералогического составов корок по мере их эволюции, выяснение генезиса источников вещества, и физико-химических факторов, влияющих на их микроэлементный состав. Для этого был проведён послойный отбор образцов: точечным способом при помощи иглы из каждого слоя, не затрагивая границ слоев и при помощи микродрели, вырезая вертикальный столбик и отбирая для анализа полностью весь слой корки.

Корка 2176 преимущественно сложена железистым вернадитом ($\delta\text{-MnO}_2$) и гетитом, обогащена железом (до 27%) с средней величиной Mn/Fe около 0.4. Исследования химического состава показали высокие концентрации кобальта (до 0.24%), меди (0.1%) и мышьяка As (0.04%). РЗЭ обогащают поверхностный и средний слои (рис. 1). Такие элементы как Li, Be, Ni, Cu, Zn, Y, Cd, Ba, W, U обогащают нижний слой корки, и их содержание по мере её роста уменьшается.

Корка 2179 также в основном состоит из $\delta\text{-MnO}_2$ и гетита, с преобладанием последнего в нижних слоях корки. Отношение Mn/Fe увеличивалось от 0.38 до 1.02 по мере роста корки. Верхний слой корки аномально обогащен кобальтом (0.92%), торием (89 г/т) и церием (0.29%). В составе РЗЭ верхнего слоя корки наблюдается значительная положительная

аномалия Ce (3.8-5.4), подтверждающая гидрогенный источник материала формирующего данный слой. Напротив, намного меньшая величина Ce-аномалии (1.3) в нижних слоях корки, пониженные содержания трехвалентных РЗЭ и повышенные содержания халькофильных элементов – Zn и Cu, свидетельствует о преобладающем гидротермальном источнике вещества.

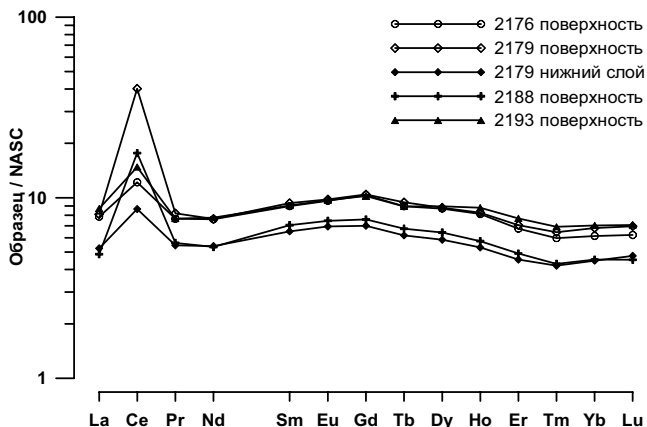


Рис. 1. Составы РЗЭ корок, нормализованные на сланец

Образец 2188 представляет собой фрагмент пемзы измененной до глинистого вещества, покрытый Fe-Mn коркой толщиной 3-10 мм. Корка сложена вернадитом, обогащена Pb, Co, Ce и обеднена Zn и Cu относительно глинистого вещества.

Корка 2193 отличается массивной текстурой, глянцевой верхней поверхностью, вес корки достигает 20 кг. Поверхность её, видимо, подвергалась размыву подводными течениями. В работе изучен образец верхних 15 миллиметров корки. Корка практически полностью сложена железистым вернадитом, отношение Mn/Fe растет кверху от 1 до 1.5, обогащена микроэлементами (Co -0.82%, Ni -0.33%, Pb – 0.22%, Ce -0.20%, W – до 170 г/т, Bi – 52 г/т, Th – 47 г/т) и Mn по сравнению с остальными образцами. Такие значительные накопления металлов обычно характерны для медленно растущих гидрогенных корок. Об этом свидетельствует состав РЗЭ с положительной аномалией Ce, величина которой достигает 4.2.

Состав РЗЭ гидрогенных корок формируется в верхних горизонтах океанской воды при сорбции на взвешенных оксигидроксидах Fe и Mn. Если нормализовать состав РЗЭ типично гидрогенной корки на состав РЗЭ в океанской воде, то мы получим соответствующие коэффициенты распределения (рис. 2). Полученные коэффициенты распределения РЗЭ между Fe-Mn коркой и океанской водой для южной части Атлантического океана совпадают с аналогичными коэффициентами распределения для Тихого океана [1].

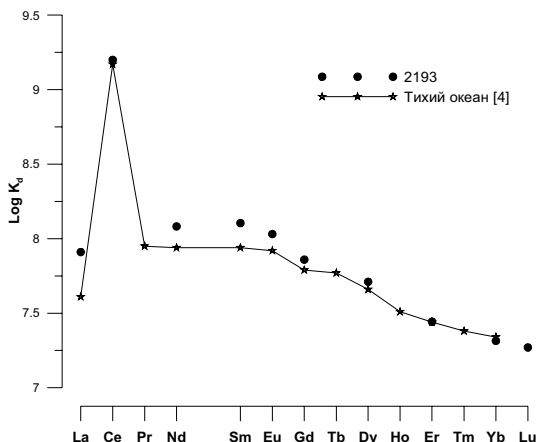


Рис. 2. Коэффициенты распределения РЗЭ между гидрогенной Fe-Mn коркой и океанской водой. Использованы концентрации растворенных РЗЭ южной части Атлантического океана с глубины 1466 м [2]

Сходство составов и концентраций РЗЭ в гидрогенных Fe-Mn корках, а также сходство в коэффициентах распределения РЗЭ между коркой и океанской водой для разных океанов, свидетельствуют, что, вероятно, процессы обмена между растворенными РЗЭ океанской воды и РЗЭ, сорбированными на поверхности Fe-Mn оксигидроксидов, находятся в равновесии. Таким образом, известные концентрации РЗЭ в древних слоях гидрогенных корок могут быть использованы для расчета составов РЗЭ морской воды в прошлом на основе известных коэффициентов распределения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00403 и № 10-05-00622) и Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 20)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bau M., Koschinsky A., Dulski P. et al Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // *Geochim.Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 1709-1725.
2. German C.R., Masuzawa T., Greaves M.J. et al. Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography // *Geochim.Cosmochim.Acta.* 1995. V. 59. P. 1551-1558.

The trace element and REE content of crusts collected in South Atlantic has been studied. The data obtained reveal a complex history of crusts formation, which origin often associated with submarine weathering and hydrothermal transportation. Crusts growth supplied with hydrogenous accumulation of trace and rare earth elements from seawater.

Савельев Д.П., Савельева О.Л.

(Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, savelyev@ksnet.ru)

**Геохимическая характеристика меловых
палеоокеанических отложений п-ова Камчатский Мыс
(Восточная Камчатка)**

Savelyev D.P., Savelyeva O.L.

(Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

**Geochemical characteristics of Cretaceous paleoceanic deposits
of the Kamchatsky Mys Peninsula (Eastern Kamchatka)**

Одна из актуальных задач океанологии – понять процессы, в результате которых сформировались скопления различных химических элементов в современных и древних осадках океанов. Для решения этой задачи важно найти объекты с хорошей сохранностью палеоокеанических отложений, для которых воздействие вторичных процессов на геохимический состав пород было минимальным. При этом древние океанические отложения, находящиеся сейчас на суше в составе складчатых комплексов, значительно доступнее по сравнению с океаническим дном. Поэтому их изучение может быть проведено с большой детальностью и существенно дешевле глубоководного бурения. Одним из таких объектов является изученный нами разрез карбонатно-кремнистых отложений мелового возраста на Восточной Камчатке. Район исследований находится в южной части п-ова Камчатский Мыс и сложен различными породами офиолитового комплекса, включающего гипербазиты, габбро, долериты, базальты, гиалокластиты и кремнисто-карбонатные породы. Базальты, гиалокластиты, карбонатные и кремнистые породы объединены в смагинскую ассоциацию, которая сформировалась на подводной вулканической возвышенности вдали от источников терригенного сноса [1]. Происхождение базальтов смагинской ассоциации связано с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма [2]. Изученный нами разрез представлен главным образом ритмичным переслаиванием красно-коричневых радиоляриевых яшм, розовых наннопланктонных известняков, а также кремнистых известняков. Возраст пород определен как альб-сеноманский [3]. В основании разреза залегают подушечные базальты. В средней и верхней частях разреза наблюдаются два прослоя черных углеродистых пород, насыщенных органическим веществом морского происхождения. Их образование фиксирует эпизоды обеднения кислородом отдельных слоев океана и расширения зоны кислородного минимума (океанские аноксические события) [4, 5].

Геохимическое изучение пород показало сильную обогащенность углеродистых прослоев по сравнению с вмещающими яшмами и

известняками некоторыми петрогенными окислами и многими примесными элементами (табл.). Содержания V, Ni, Cu, Zn, Ba, Zr, Mo, Y, As, Cr, U в золе углеродистых пород в 10-100 раз превышают содержания этих элементов в яшмах и известняках изученного разреза (за исключением слоев, непосредственно примыкающих к углеродистым прослоям). Концентрации некоторых рудных элементов достигают в золе углеродистых пород десятых долей процента ($n \times 1000$ г/т) (табл.).

Табл. Средние содержания петрогенных окислов (в вес.%) и микроэлементов (в г/т) в породах смагинской ассоциации.

	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	26	13,4	2,02	0,03	0,59	46,0	0,35	0,22
2	23	64,5	2,06	0,05	0,68	17,3	0,28	0,1
3	4	46,9	10,14	0,83	3,66	9,6	3,23	1,02

	n	Ba	Ni	Cu	Zn	Zr	As	V
1	26	31	13	48	27	9	0,14	15
2	23	221	12	63	22	13	0,24	13
3	4	17367	1651	1700	4266	208	90	5735

	n	Mo	U	Nb	Y	As	La	Ce
1	4	1	0,28	1	36	0,14	30	11
2	1	4	0,45	0,3	13	0,24	9,3	4,3
3	4	677	97	9	204	90	124	60

1 – розовые известняки и кремнистые известняки; 2 – коричневые яшмы и известковистые яшмы; 3 – зола углеродистых пород; n – количество анализов; SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, MgO, CaO, K₂O, P₂O₅, Ba, Ni, Cu, Zn, Zr, As, V – по данным XRF (аналитический центр ИВиС ДВО РАН, аналитик Е.В. Карташева), Mo, U, Nb, Y, La, Ce – по данным ICP-MS (ИМГРЭ, аналитик Д.З. Журавлев).

Механизм обогащения осадка этими элементами различен, но избыток Al, Ti, Zr, Nb можно связать только с кластическим источником. Судя по контрастности обогащения, отсутствию терригенной и вулканогенной примеси в известняках и яшмах, этим источником мог быть местный вулканизм. Подтверждением этого является тесная ассоциация яшм и известняков с базальтами и гиалокластитами в изученном комплексе.

Обогащение углеродистых прослоев другой группой элементов может быть связано непосредственно с жизнедеятельностью планктона. Органогенный источник имеет, видимо, аномалия P₂O₅. Это подтверждается и петрографическим изучением углеродистых пород в аншлифах: вытянутые, без кристаллографических очертаний образования фосфата (заверенные микрозондовым анализом) являются, видимо, костным детритом. Повышенная биопродуктивность планктона также является

причиной высокой концентрации фосфора в осадке [6].

Элемент, указывающий на высокую биопродуктивность – Ba [7]. В наиболее богатом органическим углеродом прослое изученного нами разреза содержание бария в золе 56000 г/т, что говорит о сверхвысокой биопродуктивности фитопланктона, которая и привела к накоплению пород, богатых морским органическим веществом.

К элементам, которые попадают в осадок главным образом с органическим веществом, относятся Ni, Cu, Zn [7]. Показательно, что именно эти элементы и наблюдаются в золе углеродистых прослоев в концентрациях, на два порядка превышающих их содержания в известняках и яшмах. Аноксические условия способствовали их закреплению в осадке [9].

U, V и Mo чувствительны к окислительно-восстановительным условиям – они накапливаются в осадке в условиях обеднения кислородом [7]. Поэтому высокие концентрации этих элементов в углеродистых прослоях можно объяснить аутигенным обогащением осадка в аноксических условиях.

Достаточно интересно ведут себя редкоземельные элементы. Спектр РЗЭ в углеродистых породах параллелен спектру яшм и известняков, что свидетельствует о едином источнике, каковым были придонные воды (судя по четкому цериевому минимуму). Однако, содержание РЗЭ в углеродистых прослоях значительно выше. Это можно объяснить повышенными содержаниями в них костного детрита, сорбировавшего РЗЭ из придонной воды. В пользу этого говорит сильная корреляция между фосфором, Y и РЗЭ (коэффициент корреляции 0,96-0,98).

Различными методами анализа установлено повышенное содержание благородных металлов (элементов платиновой группы и золота) в углеродистых прослоях в изученном разрезе. Анализировалась минеральная составляющая породы – зола, при зольности сухих проб 30-50%. Содержания Pt в золе достигают 1 г/т, Pd – 0,4 г/т. Содержания золота достигают 0,3 и 0,8 г/т в двух разных прослоях. В пробе из нижнего углеродистого прослоя выявлено повышенное содержание иридия – 9 мг/т. Иридиевая аномалия выявлена в прослое, на уровне которого в разрезе зафиксирован позитивный сдвиг изотопной кривой $d^{13}C$. В совокупности с данными по радиоляриям [3] это позволяет привязать выявленную аномалию к среднесеноманскому океанскому аноксическому событию (МСЕ) [4, 8]. Обогащение углистых прослоев благородными металлами может быть связано с образованием в аноксических условиях металлоорганических комплексов на этапе седиментогенеза [9].

В итоге можно предложить следующую схему процессов, приведших к формированию геохимических аномалий в углеродистых прослоях среди яшм и известняков. Образование углеродистых прослоев связано с резким повышением биопродуктивности планктона и обеднением кислородом

океанических вод, что явилось следствием локальных вспышек вулканизма, которые приводили к подъему глубинных вод, обогащенных питательными веществами. Аноксические условия, возникшие также в придонной воде, способствовали обогащению осадка многими рудными элементами, в том числе благородными металлами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00065.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89.
2. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903-906.
3. Палечек Т.Н., Савельев Д.П., Савельева О.Л. Альб-сеноманский комплекс радиолярий из смагинской свиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2010. Том 18. № 1. С. 67-87.
4. Савельева О.Л. Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2009. 25 с.
5. Савельева О.Л. Меловые океанические аноксические события: обзор современных представлений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. (Выпуск 15). С. 45-55.
6. Rachold V., Brumsack H.-J. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 174. P. 121-143.
7. Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // Chemical Geology. 2006. V. 232. P. 12-32.
8. Savelyev D., Savelyeva O. Iridium anomaly in the Cretaceous section of the Eastern Kamchatka // Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-3787, EGU General Assembly 2010.
9. Волохин Ю.Г., Иванов В.В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 406-425.

We studied Albian-Cenomanian paleoceanic carbonate-siliceous deposits of the Kamchatsky Mys Peninsula (Eastern Kamchatka, Russia). Geochemical researches have revealed an enrichment of the carbonaceous beds in comparison with containing jaspers and limestones by some petrogenic oxides and many trace elements including noble metals.

Сколотнев С.Г.

(Геологический институт РАН, Москва, sg-skol@mail.ru)

О геохимии цирконов из ультраосновных пород гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике

Skolotnev S.G.

(Geological Institute RAS, Moscow)

About geochemistry zircons from the ultramafic rocks from crest zone of the Mid-Atlantic ridge in the Central Atlantic

В последние годы с помощью масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP было обнаружено широкое распространение зерен циркона древнего возраста в молодых породах гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (СAX) [1-5]. Главным образом, их находки связаны с габброидами и плагиогранитами. В небольшом количестве нам удалось их обнаружить в двух образцах перидотитов реститовой природы [6]. Обр. S0969/1 поднят из долины разлома Долдрамс с участка с возрастом коры $11,26 \pm 0,85$ млн. лет [5]. Обр. 1080 получен с рудного узла Ашадзе (около трансформного разлома Марафон), где возраст коры не более 1 млн. лет [2].

В обр. S0969/1 цирконы подразделяются по морфологическим и геохимическим параметрам [7,8] на магматические с возрастом 436 ± 10 , 1137 ± 28 , 1667 ± 24 (N=2), 1794 ± 21 (N=2) млн. лет, и метаморфические с возрастом 1874 ± 8 и 2047 ± 53 (N=3) млн. лет. В обр. 1080 два зерна метаморфического облика: 2704 ± 17 , остальные магматического: 70.7 ± 1.3 , 106.8 ± 4 , 117.5 ± 1.8 , 140 ± 6.6 , 145.1 ± 3 , 149.4 ± 2.4 , 154 ± 2.6 , 222.4 ± 2.7 , 237.8 ± 2.5 , 246.3 ± 2.9 , 264.8 ± 6.9 , 278.4 ± 5.1 , 279.6 ± 2.6 , 516.7 ± 4.2 , 756.2 ± 9.4 , 799.5 ± 7.8 , 849.8 ± 9.6 , 819.3 ± 6.5 млн. лет. При этом среди последних доминируют зерна с пониженным Th/U и возрастом меньшим, чем возраст Атлантики.

Отношение научного сообщества к этим данным весьма противоречивое и природа древних цирконов в молодых породах океана и в ультрабазитах из осевой зоны СAX не ясна, хотя каждый автор делает попытку сформулировать логически сбалансированные представления об их происхождении.

С помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f (Ярославль) изучены концентрации ряда редких элементов в тех цирконах из ультрабазитов, возраст которых был ранее определен (см. выше).

Большинство спектров распределения концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к составу хондрита, в целом соответствует спектрам, типичным для магматических цирконов [9]. Линии спектров постоянно понижаются от тяжелых лантаноидов к легким ($(\text{Sm}/\text{La})_n = 6-33$,

(Lu/Gd)_n = 10-49), при этом на них отчетливо проявлены отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0,02-0,22) и положительные Ce (Ce/Ce* = 7-71). В то же время имеется незначительное количество образцов, отличных от общей массы. Это, прежде всего, три наиболее древних зерна метаморфического облика. Для них характерны более высокий уровень легких земель и более низкий тяжелых, что приводит к меньшей степени фракционирования спектров ((Sm/La)_n = 1-1,5, (Lu/Gd)_n = 1,2-3). Аномалии Eu (Eu/Eu* = 0,46-0,95) и Ce (Ce/Ce* = 1,12-2,73) либо отсутствуют, либо имеют слабую интенсивность. Такие геохимические характеристики подтверждают метаморфическую природу этих зерен. Еще у двух древних зерен метаморфического облика спектр близок к типичному магматическому, но в одном случае характеризуется слабой европиевой, а в другом - низкой цериевой аномалией. Ряд зерен с характерной магматической зональностью имеет спектры РЗЭ промежуточные между магматическими и метаморфическими цирконами: повышенные концентрации легких лантаноидов и уменьшенные интенсивности аномалий Eu (Eu/Eu* = 0,37-0,97) и Ce (Ce/Ce* = 2-4,7). Это зерна с возрастом 154±2,6, 237,8±2,5, 264,8±6,9, и 756,2±9,4 млн. лет.

На дискриминантных диаграммах Yb – U, Hf - Yb/U, Y - Yb/U [10] все изученные цирконы попадают в поле цирконов континентальной коры, однако часть из них оказывается в зоне перекрытия с нижним полем цирконов океанической коры. Все зерна метаморфического облика располагаются выше области перекрытия, особенно резко отличаются от других зерен цирконы с метаморфическими спектрами распределения РЗЭ. Из других геохимических характеристик для них также свойственны низкие концентрации Yb, Y, Lu и низкие значения U/Yb, варьирующие, но в целом пониженные содержания Th, Gd и повышенные U, Hf, Ba, Ca, Sr, La. Выше области перекрытия также находится часть очень древних и палеозойских зерен с магматическими свойствами. Некоторые из них имеют высокие концентрации Nb и низкие Y. Отдельную группу составляют палеозойские и мезозойские зерна, выделяющиеся высокими концентрациями U, Y, Yb, Th. Возможно, их первоначальные магматические источники имели щелочной уклон. Остальные зерна цирконов палеозойского и мезозойского возраста с магматическими параметрами тяготеют к зоне перекрытия цирконов океанической и континентальной коры. Возможно, часть из них действительно связана с толеитовым магматизмом океана.

Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00391

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. // Nature. 1998. Vol. 393. P. 676-679.
2. Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. и др. // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС. 2007. Т. IV. С. 192–195.

3. Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб. Изд-во ВНИИОкеангеология. 2008. С. 392-408.
4. Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А. и др. // Доклады РАН. 2008. Т. 421. № 2. С. 240-248.
5. Сколотнев С.Г., Бельтенов В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24-59.
6. Сколотнев С.Г., Бельтенов В.Е. // Материалы 7-го совещания Российского отделения международного проекта InterRidge. 2011. Изд-во ВНИИОкеангеология. С-Петербург. С. 45-47.
7. Hoskin P.W.O. and Schaltegger U. // In "Zircon". Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 27-62.
8. Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // In "Zircon". Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 468-500.
9. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. // Contr. Miner. Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.
10. Schwartz J.J. // Geology. 2007. V. 35. P. 643-646.

Rare elements composition of zircons from the ultramafic restites from crest zone of the Mid-Atlantic ridge in the Central Atlantic determined by ion microprobe method using Cameca IMS-4f are presented and are discussed.

Сколотнев С.Г., Ескин А.Е.

(Геологический институт РАН, Москва, sg_skol@mail.ru)

**Петро-геохимия, состав минералов и условия образования
плутонических пород в осевой зоне Срединно-
Атлантического хребта в районе полигона Сьерра-Леоне
(5-7°с.ш.)**

Skolotnev S.G., Yeskin A.E.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Petro-geochemistry, composition of minerals and conditions of
the plutonic rocks formation from the axial zone of the Mid-
Atlantic Ridge in the survey area Sierra-Leone (5-7°N)**

Изучены минеральный и валовой составы, а также геохимия коренных пород полигона Сьерра-Леоне, расположенного в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта между 5°с.ш. и разломом Богданова (7°10'с.ш.), образующих уникальную по разнообразию, объему и широте распространения коллекцию плутонических пород. Геологической особенностью полигона Сьерра-Леоне является отсутствие трансформных разломов, широко распространенных к северу от него. Отдельные сегменты рифтовой долины испытывают левосторонние смещения относительно друг друга на короткие расстояния вдоль нескольких нетрансформных нарушений, к числу которых относятся разлом Сьерра-Леоне и впадина Маркова, на восточном борту которой ранее были обнаружены массивные сульфидные рудные образования метасоматической природы [1].

Многообразие плутонических пород полигона Сьерра-Леоне включает ильменит-, ильменит-амфибол-, ортопироксен-амфибол-, клинопироксенсодержащие мезократовые, собственно мезократовые и лейкократовые **троктолиты**; ильменит-, ортопироксен -, ортопироксен-амфибол-, амфиболсодержащие и собственно **оливиновые габбро**; ильменит-, оливин-амфибол-, амфиболсодержащие и собственно **габбро**; ильменит-, оливин-, амфиболсодержащие и собственно **габбронориты**; оливин-, оливин-биотит- и оливин-биотит- апатитсодержащие **рудные Fe-Ti габбро**; **оливиновые рудные Fe-Ti габбронориты**; биотитсодержащие рудные Fe-Ti, апатит-циркон-, цирконсодержащие и собственно **габбродиориты**, **диориты**, цирконсодержащие **кварцевые диориты**, **гранодиориты** и **плагииграниты**.

Изученные породы объединяются в 7 групп, в пределах которых они связаны либо близкими петро- геохимическими и минералогическими параметрами, либо едиными трендами их вариаций: *основная, ильменитсодержащих, амфиболсодержащих, рудных пород, высоконатровых диоритов, плагиигранитов и жильных троктолитов.*

Породы *основной группы* образуют ряд кумулятов от троктолитов до габбродиоритов. Гранодиорит, отнесенный к этой группе, является продуктом кристаллизации наиболее дифференцированного остаточного расплава. В этом ряду увеличиваются содержания SiO_2 , FeO^* , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, PЗЭ и уменьшаются – MgO , Al_2O_3 , CaO, Cr, Ni; возрастает кислотность плагиоклазов и железистость оливинов и пироксенов, положительные аномалия Eu на спектрах PЗЭ и Sr на спайдердиаграммах сменяется соответствующими отрицательными аномалиями. Породы данного ряда сформировались в результате процессов фракционной кристаллизации деплетированных океанических толентов N-MORB типа в коровых магматических камерах. Под рифтовыми долинами камеры коротко живущие и имеют небольшие поперечные размеры, поэтому здесь среди кумулятов в соответствии с [2] доминируют продукты ранней стадии фракционирования (троктолиты и оливиновые габбро). Под зонами нетрансформых смещений камеры больших размеров и существуют более продолжительный период, вследствие чего наряду с кумулятами ранней стадии в заметном количестве образуются габбро и габбронориты (средняя стадия) и в небольшом объеме – диориты (поздняя стадия). Среди первичных расплавов во впадине Маркова, находящейся в центральной части полигона, наряду с доминирующими деплетированными разностями незначительную роль играли обогащенные расплавы T-MORB типа.

Группа ильменитсодержащих пород объединяет продукты кристаллизации остаточных расплавов, образовавшихся в ходе процессов фракционирования преимущественно на ранней, а также на средней стадиях.

Представители *группы амфиболсодержащих пород* образуют ряд кумулятов от троктолитов до габброноритов. Один из изученных диоритов, отнесенный к этой группе, представляет продукты кристаллизации наиболее дифференцированных расплавов, из которых вследствие фракционной кристаллизации формировались породы этой группы. Закономерности вариаций различных петро- геохимических параметров пород в этой группе близки к таковым в *основной группе* пород, от которых они отличаются наличием магматического амфибола, более высокими содержаниями FeO^* , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, PЗЭ, большими кислотностью плагиоклазов и железистостью оливинов и пироксенов, при тех же уровнях кремнекислотности пород. Нередко породы этой группы содержат примесь ультраосновного материала и тектонически деформированы в условиях пластического течения вещества. Все признаки указывают на то, что они сформировались из тех же расплавов, что и породы основной группы, но состав которых был трансформирован в силу взаимодействия расплава с продуктами дегидратации и частичного плавления частично серпентинизированных ультраосновных пород, являющихся субстратом для магматической камеры. Это взаимодействие

происходило в зонах проникновения глубинных тектонических срывов – detachментов в участки частично консолидированной камеры.

Породы *рудной группы* объединяют рудные Fe-Ti габбро, Fe-Ti габбронориты и Fe-Ti диориты и отличаются от *группы амфиболсодержащих пород* еще существенно более высокими количествами магматического амфибола, а также ильменита, примесного ультраосновного материала, содержаниями FeO^* , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, PЗЭ, кислотностью плагиоклазов и железистостью оливинов и пироксенов. Большая часть из них имеет гнейсовидную структуру, вследствие перекристаллизации и деформации в условиях пластического течения вещества. Они сформировались в соответствии с механизмом, предложенным Г.Дж. Диком и др. [3], при выдавливании интеркумулосных расплавов в зоны тектонических нарушений. Состав этих интеркумулосных жидкостей, сформировавшийся под влиянием дегидратации и частичного плавления субстрата ультраосновного состава, был близок к составу рудных пород, охватывая все их многообразие, включая менее и более магнезиальные разности [4]. Наиболее титанистые рудные габбро с наиболее основными плагиоклазами и магнезиальными оливинами и пироксенами, а также с наименьшим уровнем PЗЭ и положительной аномалией Eu на их спектрах являются кумулятами, осевшими из выжатых расплавов. Другие рудные породы имеют соответствующую отрицательную аномалию Eu.

Изученные *плагиограниты* представляют собой породы, кристаллизовавшиеся из остаточных фракций сегрегированных интеркумулосных расплавов, после того как из них сформировались наиболее титанистые рудные габбро. Составы этих габбро и плагиогранитов по большинству петро-геохимических параметров комплиментарны друг другу.

Группа *высокотатровых диоритов* представлена рядом кумулятов, объединяющим цирконсодержащие габбродиориты и кварцевый диорит. Породы этой группы отличаются от других диоритов существенно более высокими концентрациями Na_2O , Zr, Ni и Cr. Сделано предположение, что они сформировались в результате фракционирования расплава, возникшего при частичном плавлении габбро в зонах проникновения detachментов, чему способствовали водные флюиды, образовавшиеся при дегидратации серпентинизированного субстрата. Кварцевые диориты, являющиеся, по-видимому, наиболее ранними кумулятами, имеют положительную аномалию Eu на спектрах PЗЭ, тогда как у других диоритов она отрицательна.

Жильные троктолиты с аортитовым составом плагиоклаза, по-видимому, представляют не фракционированные расплавы основного состава.

Среди амфиболсодержащих и рудных пород встречаются образцы,

являющиеся гибридными образованиями. В них к веществу основного расплава примешан материал полностью или частично ассимилированных ультраосновных пород, при этом реликтовые зерна ультрабазитов становятся более железистыми.

Диориты полигона Сьерра-Леоне полигенетичны. Преобладают продукты дифференциации основной магмы, в том числе модифицированной по составу вследствие ее взаимодействия с частично серпентинизированным субстратом ультраосновного состава. Среди них по способу образования выделяются кумуляты и кристаллизаты остаточных и интеркумуляусных расплавов (рудный диорит). Также встречаются производные расплавов, возникших при частичном плавлении океанической коры при участии водного флюида (высоконатровые разности).

В пределах полигона Сьерра-Леоне 3 слой океанической коры имеет разные механизмы образования под рифтовыми долинами и зонами нетрансформных смещений, составляющих существенную часть площади полигона. Основное различие заключается в том, что под зонами нетрансформных смещений существуют более крупные и более долгоживущие изолированные магматические камеры, подвергающиеся тектоническим деформациям и взаимодействующие вследствие этого с частично серпентинизированным субстратом ультраосновного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., Базилевская Е.С., Мазарович А.О. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта, 5–7° с.ш. // Москва: Изд-во ГЕОС. 2004. 152 с.
2. Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24°N // *Geochemic. J.* 1980. V. 14. № 4. P. 145-154.
3. Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomes et al. Lithostratigraphic evolution of an in situ section of oceanic layer 3 / Eds. Von Herzen R.P., Robinson P.T. et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Programm // Scientific results.* 1991. V. 118. P. 439-538.
4. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // *Петрология.* 2009. № 5. С. 521-539.

The majority of plutonic rocks from troctolites up to diorites were generated at fractionation of the depleted tholeiitic melts, proceeded in magmatic chambers. The interactions between melts and ultramafic substrate took place in zones of penetration of detachment faults through walls of chambers. Thus the substrate was exposed to dehydration and partial melting. These processes took part in formation amphibole-bearing rocks, Fe-Ti gabbros and plagiogranites.

Харин Г.С., Кожевников А.С.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, kharin@atlas.baltnet.ru)

Цеолитоносные осадки кайнозоя Калининградского морского побережья и прилегающей части Балтики

Kharin G.S., Kozhevnikov A.S.

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

The Cenozoic zeolitic sediments of Kaliningrad sea coast and adjacent part of the Baltic

Геолого-разведочными работами в 90-х годах прошлого века в Литве и Калининградской области советскими геологами был открыт Прибалтийский цеолитоносный район, который, судя по его площади и мощности цеолитовых горизонтов, обладает большими запасами [1]. По известным причинам в дальнейшем эти запасы не детализировались и не используются.

В Калининградской области цеолитоносные отложения развиты на глубинах 200-30 м. в её прибрежной части, примыкая непосредственно к Балтийскому морю. Вопрос о том, продолжают ли они от побережья под акваторией моря, не изучался.

Цеолитоносные отложения в Калининградской области встречены в разных стратиграфических интервалах, от средней юры до палеогена включительно. Наиболее богаты цеолитами осадки оксфордского яруса верхней юры. Они же занимают и наибольшие на суше, продолжаясь на территории Литвы и Польши. В Калининградской области площадь их распространения составляет около 3,5 тыс. км². Средняя мощность цеолитовых руд с содержанием полезного компонента более 30%, до 50–70 м. При объемной массе 1,5 т/м² прогнозные запасы оксфордских цеолитовых руд оценены в 150 млрд. т [1].

Судя по глубине залегания цеолитоносных отложений (200-30 м) они должны обнажаться на морском склоне от г. Зеленоградска до г. Балтийска на глубинах более 20 м. Однако до сих пор при поисково-разведочном бурении на нефть эти отложения не фиксировались – скорее всего, из-за их слабой литификации они размывались при колонковом бурении, а также пропускались при редком отборе керна. Недавно, в 2010 г. были получены убедительные доказательства о том, что цеолитовые отложения присутствуют и под акваторией моря. При инженерно-геологических изысканиях [2] на стройплощадке кафе в г. Зеленоградске был перебурен отторженец палеогеновых цеолитоносных отложений (рис. 1). Отобранные из керна скважен образцы были исследованы рентгенометрически. Исследование состава образцов проводилось А.С. Кожевниковым на модифицированном дифрактометре ДРОН-3 с использованием медного

излучения и графитового монохроматора на отраженном луче в угловом диапазоне 5-60 градусов. Дискретность измерений составляла 0.05 градуса. Цифровая дифрактограмма программно обрабатывалась с целью устранения статистических флуктуаций регистрируемого излучения и усиления слабых рефлексов. Для идентификации минералов использовались электронные минералогические базы данных “МИНКРИСТ” ИЭМ РАН, “RRUFF”, “AMCSD”, “IZA-SC”. Состав минералов показан на рис. 2. Цеолит представлен клиноптилолитом. Следует обратить внимание на то, что на дифрактограмме фиксируется рефлекс с $d=4.12$, возможно обусловленный присутствием кристобалита в образце. Это может служить одним из доказательств пирокластического источника цеолитов за счет диагенетического преобразования вулканических пеплов. Возраст цеолитового отторженца точно не определен, но это не отвергает факт присутствия цеолитных отложений кайназой на акватории Балтийского моря. С морского склона, где обнаружены эти отложения, плейстоценовый ледник выпал и переместил блоки осадков и перетолжил их на моренных отложениях.

Факт наличия мощных цеолитовых слаболитифицированных толщ кайназойского возраста на акватории Балтики следует учитывать морским геологам, литологам, экологам, изучающим современные осадки Балтийского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородных В.А. Диагенетические цеолиты Южной Балтики // Информационный сборник “Научно-технические достижения и передовой опыт в геологии и разведке недр” М.: Геоинформмарк. 1993. С. 25-31.
2. Харин Г.С., Харин С.Г., Ерошенко В.В. Инженерно-геологические аспекты освоения Калининградского морского побережья // Геоэкология, 2010. № 6. С. 521-531.

Findings of the zeolite deposits detached mass Cenozoic, the Pleistocene glacier transferred from the sea on the coastal slope of the Baltic shore of the Kaliningrad region, indicate the continuation of the Nearbaltic zeolite Basin within Baltic akvatorii.

Абсолютные
отметки, м

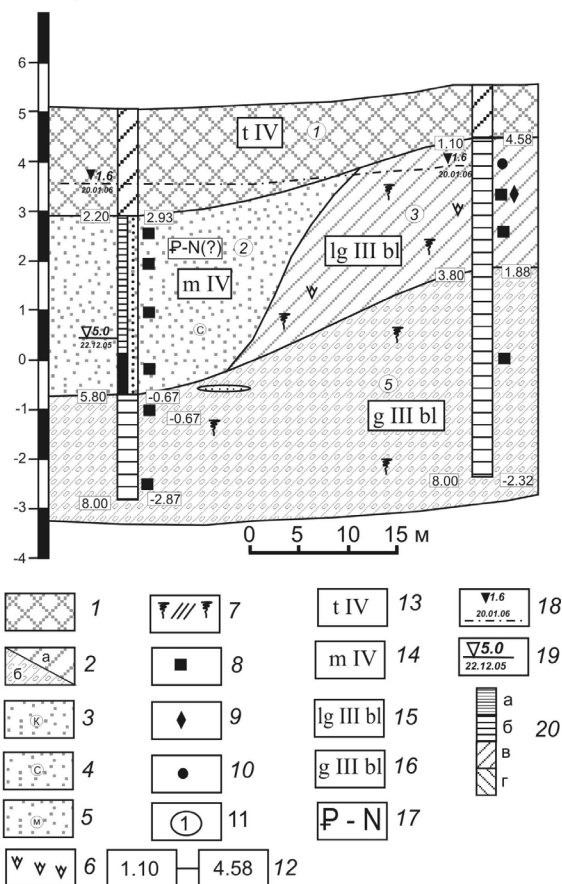


Рис. 1. Инженерно-геологический разрез строительного участка кафе в г. Зеленоградске по [2].

1 – насыпной грунт, 2 – суглинок (а) и валунный суглинок (б), 3 – песок крупный, 4 – алевро-песок средний, 5 – песок мелкий, 6 – ожезнение, 7 – почвенно-растительный слой; пробы 8 – с нарушенной структурой, 9 – водной вытяжки, 10 – воды; 11 – номер инженерно-геологического элемента, 12 – справа – абсолютная отметка, м (от уровня моря), слева – глубина залегания относительно устья скважины; генезис осадков: 13 – техногенный, 14 – морской, 15 – озерно-ледниковый, 16 – морской; 17 – возраст: палеоген-неогеновый; уровень грунтовых вод: 18 – глубина установившегося уровня, м, 19 – дата замера; 20 – консистенция глинистых грунтов: а – твердая, б – полутвердая, в – пластичная, г – мягкопластичная.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова, РАН
Калининград, kharin@atlas.baltnet.ru)

Связь фосфоритов Восточно-Европейской платформы с корами выветривания

Kharin G.S. Eroshenko D.V.

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

Connection of the European platform phosphorites with the crust of weathering

Нами исследованы фосфориты мезозойских и палеогеновых отложений Калининградской области и Балтики [5]. Характер их фосфоритоносности во многом схож с фосфоритоносностью разновозрастных отложений других районов ВЕП. Среди фосфоритов преобладают желваковые, обломочные, желваково-плитные разновидности. Имеющиеся у нас данные позволяют рассмотреть вопрос об источнике фосфора юрских, меловых и палеогеновых фосфоритов Калининградской области и ЮВ Балтики. Отложения мела и палеогена этих регионов связаны с трансгрессиями шельфовых морей океана Тетис. Палеореконструкции этого океана позволяют выявить закономерную связь эпох фосфатогенеза с трансгрессивными циклами океана. Вместе с тем, здесь постоянно существовали острова и участки континентальной суши, где на магматических породах длительное время формировались коры выветривания, которые служили источниками Р, Fe, Ti и других элементов. Главной питающей провинцией для рассмотренных выше фосфоритов является Балтийский щит [6, 7]. Для палеогеновых фосфоритов этого региона роль его еще более возросла, т.к. трансгрессии со стороны Мезотетиса и Северной Атлантики были ограничены. Лишь в позднем эоцене по составу фораминифер отмечено как поступление теплых морских вод со стороны Мезотетиса, так и холодных со стороны Северной Атлантики. В это время дополнительной питающей провинцией был Украинский щит. Среди источников фосфора при фосфатогенезе на ВЕП сейчас главными считаются два: 1 – глубинные воды океанических апвеллингов [4], 2 – речной сток с континентов [7]. Оценить роль этих источников можно на основе диаграмм распределения редких и редкоземельных элементов. В качестве источника фосфора в питающей провинции Балтийского щита были рассмотрены архейские базит-ультрабазитовые породы центральной Карелии. На рис. 1, 2 показано распределение редких и редкоземельных элементов в фосфоритах ВЕП и в базит-ультрабазитах Карелии. Судя по рис. 1, соотношение всех микроэлементов, за исключением вторичных Ва и U, в палеогеновых фосфоритах аналогично их соотношению в базит-ультрабазитах Карелии.

Весьма характерны обедненность тяжелыми РЗЭ и повышение концентраций средних и легких РЗЭ как в фосфоритах, так и в базит-ультрабазитах. Можно предположить, что это, а также хорошо выраженные минимумы Nb, Ta, Sr, Zr, Hf и менее выраженные минимумы Ce, Eu, Er, как и максимумы Th и Pb являются в фосфоритах унаследованными от мантийных базит-ультрабазитов. Механизм такого унаследования мы попытаемся объяснить далее. При сравнении диаграмм распределения редкоземельных элементов (рис. 2) выявляется, что палеогеновые фосфориты Калининградской области (проба ЯК-1), сеноманские фосфориты Волынского (проба 16), Волго-Уральского (проба 1) и Транс-Европейского (проба 6) бассейнов близки между собой. Аналогичная схема распределения редкоземельных элементов наблюдается и в фосфоритах Дмитровско-Орловского месторождения (проба 12), но с меньшими их концентрациями. Возможно, что при формировании этого месторождения основной областью сноса был Украинский щит. Значительно отличается характер распределения РЗЭ в фосфоритовой конкреции миоцена (проба 10) с шельфа Намибии (Атлантический океан). И не только тем, что в ней хорошо выражен Eu-максимум, который Г.Н.Батулин объясняет формированием конкреции в восстановительной среде [1], но и характерным (двунаправленным) трендом дифференциации, в отличие от однонаправленного тренда для рассмотренных выше фосфоритов, при значительно меньших их концентрациях всех редких земель за исключением Eu. Общеизвестно мнение о том, что выветривающиеся горные породы континентов являются источником Al, Fe, Mn, U и других элементов, из которых формируются месторождения осадочных полезных ископаемых в бассейнах седиментации. Известно также, что эпохи фосфатогенеза совпадают или близки во времени эпохам образования кор выветривания [7]. На Украинском кристаллическом щите, который был источником питания для этой впадины, в мезозое и кайнозое выделены 5 эпох формирования кор выветривания: 1 – раннетриасовая, 2 – среднеюрская, 3 – альб-сеноманская, 4 – эоценовая, 5 – средне-позднемиоценовая. И почти все отложения перечисленных эпох в Днепровско-Донецкой и других впадинах ВЕП являются фосфоритоносными (рис. 3). В ЮВ Балтике и Калининградской области отмечена фосфатоносность в осадках поздней юры (келловей?), альба, сеномана, верхов позднего мела и эоцена. Докембрийские базит-гипербазитовые породы Балтийского щита, видимо, были наиболее благоприятным объектом для формирования древних кор выветривания. На них развивались не только площадные коры, но и линейные, имеющие большую протяженность и мощность. Гипергенные процессы поведения фосфора в корях и при диагенетических преобразованиях рассмотрены В.Н. Холодовым и другими исследователями. Что же касается влияния магматогенных процессов на поведение фосфора, то здесь есть нерешенные

вопросы, от которых зависит и его поведение в гипергенезе. Фосфор считается петрогенным элементом, т.е. даже при небольших содержаниях он кристаллизуется из магмы одним из первых в виде апатита. При этом, ввиду высокого коэффициента распределения между апатитом и расплавом, апатит «захватывает» многие несовместимые элементы, в том числе редкие и РЗЭ. Фосфор в магматических породах присутствует, очевидно, в виде мельчайших кристаллов апатита наноразмерного порядка, которые наследуют первичные геохимические характеристики расплава, а при выветривании легко освобождаются. Апатит довольно устойчив к химическим преобразованиям в корях выветривания, из которых фосфор выносится в бассейны седиментации преимущественно во взвешенном состоянии в виде мельчайших частичек. Можно полагать, что это, в основном, наночастицы магматического апатита, сохранившие геохимические особенности мантийных пород. Это подтверждается и приведенными выше спектрами распределения редких и редкоземельных элементов. Следует также, хотя бы кратко, сказать и об унаследованности геохимических характеристик в фосфоритах разного возраста одного бассейна. Унаследованность возникает при многократных размывах древних фосфоритонесных толщ и механическом переотложении обломков фосфоритов в более молодых осадках. Такое явление наблюдается на шельфе Африки, где современные фосфоритовые пески формируются за счет размыва палеогеновых и, возможно, меловых фосфоритов. Аналогичные процессы происходили и происходят на мелководье ЮВ Балтики. Мезозойские и палеогеновые фосфоритонесные толщи Калининградской области и юго-восточной Балтики формировались, очевидно, в более сильной зависимости от питающей провинции, чем другие фосфоритонесные бассейны ВЕП. Об этом свидетельствуют также: 1 – близкое положение Балтийского щита с его многочисленными базит-гипербазитовыми породами, 2 – тесная сопряженность (особенно, в палеогене) фосфоритонесных и терригенных янтареносных осадков, 3 – малые глубины морских эпиконтинентальных бассейнов, их удаленность от океана и ослабленный приток глубинных океанских фосфатонесных вод, 4 – наличие продуктов размываемых кор выветривания, в том числе и алюмофосфатов в фосфоритонесных толщах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батури́н Г.Н., Лю́ка Ж., Прево-Лю́ка Л. Европиевая аномалия в океанских фосфоритах // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 647-650
2. Ильин А.В. Геохимия редкоземельных элементов мезозойских фосфоритов Восточно-Европейской платформы и некоторые проблемы фосфогенеза // Геохимия. 1998. № 6. С. 560-568.
3. Кондрачук В.Ю., Корниенко С.П. Коры выветривания на территории УССР. Киев, 1971. 280 с.
4. Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю. Фосфориты

7. Холодов В.Н., Штернберг Л.Е. К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5. С. 73-93.

Рис. 1. Распределение микроэлементов в базит-гипербазитах архея Карелии (обр. 238, 201, 201а, 238/11) и в эоценовом фосфорите ЮВ Балтики (обр. ЯК-1)

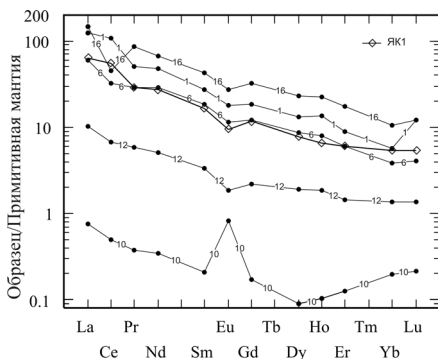


Рис. 2. Распределение РЗЭ в фосфоритах юры, мела, палеогена в месторождениях ВЕП Волынского бассейна и миоцена шельфа Намибии. Цифры на кривых – номера образцов: ЯК1 [5] – фосфорит верхнего эоцена ЮВ Балтики; 1 – желвак фосфорита из верхнеюрских отложений Егорьевского месторождения Волго-Уральского бассейна, 6 – желвак фосфорита из сеноманских отложений Сожского месторождения Смоленской области, 12 – фосфоритовая плита из вского месторождения того же бассейна, сеноманского возраста Матейкинского отня фосфоритовая конкреция миоцена с

Группа	Система	Отдел	Ярус, свита	Литолагия	Гравий, галька	Кварцевый песок	Коллин	Кремнистость	Бокситы и оолиты	Железистость	Фосфориты	Растительн. остатки, угли, фауна	А
Кайнозойская	Чет.-Мелоч.-Новый	Неогеновая	Пестрые глины										
			Полтавская свита										
			Харьковская свита										
	Палеогеновая	Олигоцен.-Эоценовый	Киевская свита										
			Бучакская свита										
			Каневская свита										
	Палеогеновая	Палеоценовый	Сумская свита										
			Датский										
			Маастрихтский										
	Меловая	Верхний	Кампанский										
			Сантонский										
			Коньянский										
			Туронский										
			Сеноманский										
		Нижний	Альбский										
			Аптский										
			Неокон (Баденский, Чатинский)										
Мезозойская	Юрская	Верхний	Титанский										
			Химериджский										
			Крестовский										
		Средний	Баденский										
			Баденский										
		Нижний	Ааленский										
			Тоарский										
			Портлендский (Плинсбахский, Синемурский, Етднеский)										
	Триасовая	Верхний	Протопийская свита										
		Средний	Глинская свита										
		Нижний	Миргородская свита (Говченковская свита, Кореньевская свита)										

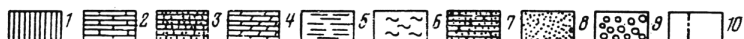


Рис. 3. Стратиграфическое положение кор выветривания Приднепровского склона УКЩ по [3]. 1 – четвертичные отложения, 2 – известняк, 3 – писчий мел, 4 – мергель, 5 – глина, 6 – алевроиты, 7 – песчаники, 9 – галечники, 10 – развитие признаков, коррелятных корам выветривания отложений в разрезе.

В колонке А показаны фосфоритоносные горизонты Балтики и Калининградской области. По [5].

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова, РАН
Калининград, kharin@atlas.baltnet.ru)

Плейстоценовые ледниковые потоки и их влияние на геологию, геоморфологию и минеральные ресурсы ЮВ Балтики и Калининградской области

Kharin G.S. Eroshenko D.V.

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

Pleistocene glacial flows and their impact on the geology, geomorphology and mineral resources of the SE Baltic Sea and Kaliningrad region

Прибрежная зона Балтийского моря, Калининградского и Куршского заливов, как и вся территория Балтики и Калининградской области, в плейстоцене были ареной, где активно проявлялись гляциотектонические события. По данным изучения ледниковых отложений Калининградская область в плейстоцене не менее 6 раз подвергалась нашествию ледников со сторон Скандинавии [1]. Причем ледники разных циклов строго следовали одному и тому же пути (рис. 1). Один из крупных ледниковых потоков, судя по руководящим валунам, шел со стороны Северной Швеции, Аландских островов и Западной Финдляндии через Ботнический залив, Центральную и Юго-Восточную Балтику на Калининградскую область, Западную Литву и Северо-Восточную Польшу. Следы воздействия этого потока (Калининградско-Северо-Польского) сейчас видны не только на поверхности геоморфологических ландшафтных морфоструктур, но и на геологических структурах, глубиной до несколько сотен метров. Они выявляются при проведении инженерно-геологического и картированного бурения со сплошным отбором керна, при проведении профилей НСП, при детальном геологическом изучении разрезов и при геологическом картировании территорий. Не исключено, что и морские котловины Ботнического залива и Центральной Балтики были выработаны этими потоками, также как и озерные котловины в Калининградской области.

Воздействие ледника особенно сильно сказывается сейчас на геоэкологии морского побережья, протяженность которого в Калининградской области около 160 км. Если учитывать протяженность Куршского и Калининградского заливов, отгороженных от моря песчаными косами, то эта цифра возрастет более чем в 2 раза. Проблема с морским побережьем и берегами заливов заключается в том, что они подвержены разрушению, особенно сильному во время штормов, частота и сила которых сейчас возрастают.

Морские прибрежные территории Калининградского и других регионов Балтики всегда имели большое значение для развития различных отраслей

производства, для жизни и рекреационных целей человека. Защита морского побережья от разрушения имеет давнюю историю. Еще в позапрошлом веке на наиболее разрушаемых участках стали строить многочисленные буны, подпорные стенки, каменные накладки. Затем стали возводить защитные валы из старых автошин, тетраподов, вести подпитку пляжей песком. Но все это мало помогало, а после сильных штормов разрушалось и смывалось.

Разрушение и отступление берега ежегодно достигает десятков метров. Одной из причин малой эффективности берегозащитных сооружений является то, что при их сооружении не учитывались геоэкологические и инженерно-геологические особенности прибрежной зоны. С целью учета этих особенностей нами были обобщены материалы геологического картирования и инженерно-геологические данные, которые были получены нами и другими исследователями. Рассмотрим на конкретных примерах влияние гляциотектонических событий на геоэкологию и особенности геологического строения отдельных наиболее изученных участков Калининградского побережья.

Гляциотектоника проявилась в следующих чертах: 1 – напорное воздействие ледника и образование складчатых и разрывных дислокаций в кайнозойских осадках на подводном склоне и побережье Самбийского полуострова; 2 – отрыв и перемещение отторженцев, иногда на значительные расстояния (до десятков километров) (Рис. 2); 3 – регенерация тектонических блоков и разломов под влиянием ледниковой нагрузки и после снятия этой нагрузки; 4 – вертикальные движения (погружения и поднятия-всплывания) блоков (Рис. 2), наблюдаемые и в современное (голоценовое время); 5 – выпаживание ледниковыми лопастями глубоких (до 200-300 м ниже уровня моря) ложбин, заполненных грубообломочными отложениями и формирование отрицательных донных морен, обладающих специфическими высоконапорными подземными водами; 6 – формирование разноразмерных моренных горизонтов, которые служат фундаментом при строительстве разных сооружений.

Ледником был перемещен большой объем осадочного материала экзарированного с поверхностей Балтийского щита. Так были полностью уничтожены древние коры выветривания, вплоть до древних глубинных пород кристаллического фундамента, реликты которых в большом количестве встречаются в моренных отложениях Калининградской области, Литвы, СВ Польши. На дне Ботнического залива и Центральной Балтики значительной экзарации подверглись отложения палеозоя, мезозоя, палеогена и неогена. После исчезновения ледника в ледниковой котловине стали формироваться озерные, а затем морские терригенные осадки, источником которых послужили, в основном, морены.

Ледник переместил большое количество крупных блоков земной коры – отторженцев. В Калининградской области встречаются отторженцы,

мезозойских и палеозойских пород площадью до 5 км² [3]. Среди них есть отторженцы, разрабатываемых янтареносных эоценовых отложений, карбонатных и фосфоритоносных меловых, которые могут разрабатываться. С ледниковыми отложениями в Калининградской области связаны крупные месторождения гравийно-галечного материала, песков, глин. Предварительная оценка объема ледниковых отложений Калининградской области, Западной Литвы и СВ Польши показала, что он эквивалентен объему котловины Центральной и Юго-Западной Балтики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокслас. 1979. 99 с.
2. Тарвидас Р.И. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области // Вопросы геологии и палеогеологии четвертичного периода Литвы. Вильнюс: Мокслас. 1967. С. 100-173.
3. Харин Г.С. Фосфоритоносность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Балтики // Литол. и полезн. ископаемые. 2009. № 4. С. 339-362.
4. Харин Г.С., Харин С.Г., Ерошенко Д.В. Инженерно-геологические аспекты освоения Калининградского побережья // Геоэкология. 2010. № 6. С. 521-531.
5. Голумбскайте Ж. Методика и результаты исследования деформаций древнебереговых уровней ЮВ части Балтийского моря // Baltica. 1982. V. 7. С. 95-102.

SE Baltic Sea and Kaliningrad Region in the Pleistocene were the area where the actively manifested glaciogenous – tectonical events. The influence of these events was reflected on geology, geomorphology and mineral resources of the SE Baltic Sea and Kaliningrad region very strong.

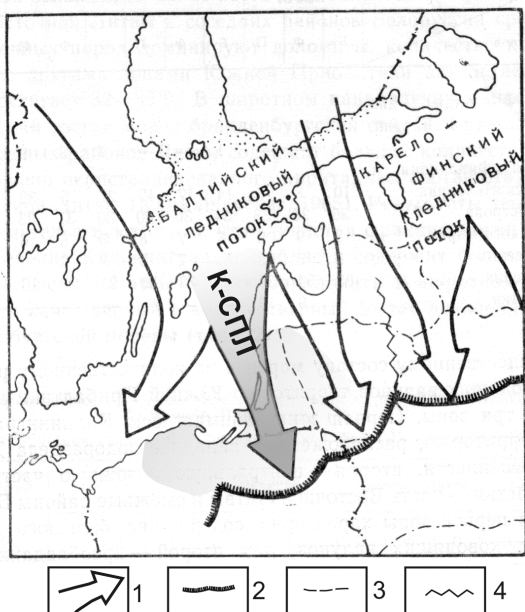


Рис. 1. Направления пути движения ледниковых потоков и лопастей во время брандербургской стадии последнего оледенения. По [2]. 1 – направления движения ледниковых лопастей; 2 – юго-восточная граница распространения руководящих валунов и галек брандербургской стадии; 3 – ледораздел между Северо-польской и Среднелитовской лопастями балтийского ледникового потока; 4 – ледораздел между Балтийским и Карело-Финским ледниковыми потоками. К-СПЛ – Калининградско-Северо-Польский поток

Абсолютная
отметка, м

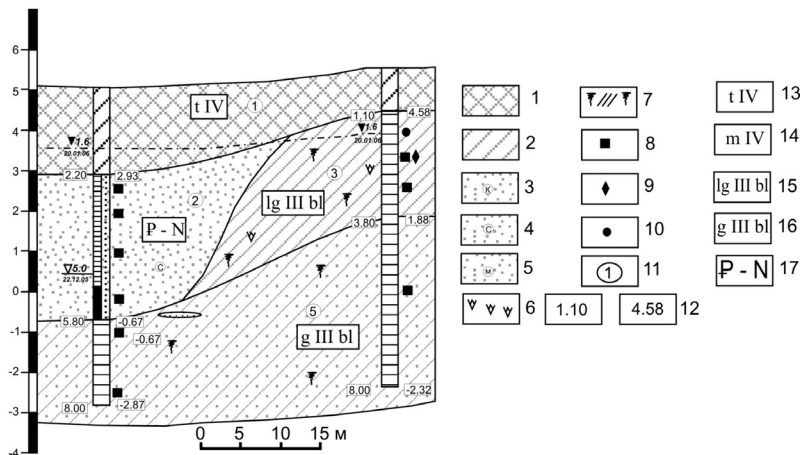


Рис. 2. Инженерно-геологический разрез строительного участка кафе в г. Зеленоградске [4]. 1 – насыпной грунт, 2 – суглинок, 3 – песок крупный, 4 – песок средний, 5 – песок мелкий, 6 – ожелезнение, 7 – почвенно-растительный слой, 8 – проба с нарушенной структурой, 9 – проба водной вытяжки, 10 – проба воды, 11 – номер инженерно-геологического элемента, 12 – справа – абсолютная отм.

относительного уровня моря, м, слева – глубина залегания относительно участка, м;
генезис осадков: 13 – техногенный, 14 – морской, 15 – озерно-ледниковый, 16 –
моренные отложения; 17 – отложения палеоген-неогенового возраста.

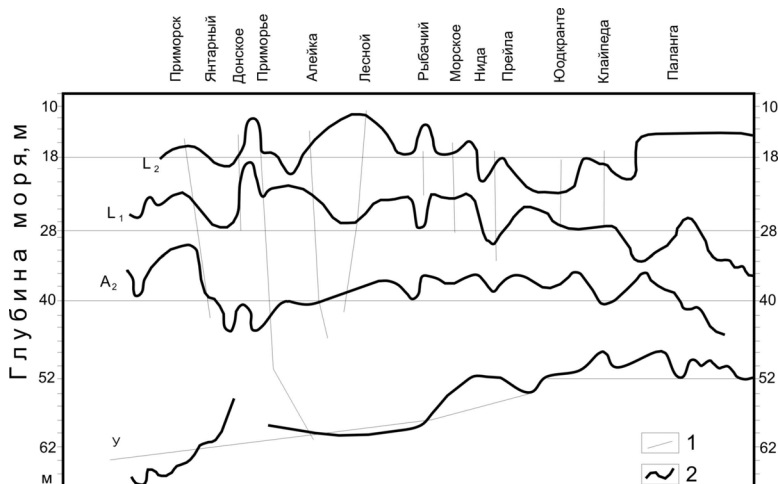


Рис. 3. Современные глубины древних береговых линий в юго-восточной части Балтийского моря. По [5] с изменениями. 1 - положение промерных и литологических профилей, 2 - линии современных глубин древней береговой линии для разных стадий моря: У - Иольдиевого моря, А - наибольшего спада Анцилового озера, L₁ - кратковременной стабилизации Литоринового моря, L₂ - второй стадии Литоринового моря.

Школьник Э.Л.¹, Батурин Г.Н.², Жегалло Е.А.³, Савко А.Д.⁴

⁽¹⁾Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, gelik@mail.ru;

⁽²⁾Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ⁽³⁾Институт палеонтологии

им. А.А. Борисяка РАН, Москва; ⁽⁴⁾Воронежский государственный университет,

Воронеж)

Ультрамикроструктуры и условия формирования

марганцевых и железомарганцевых руд

Shkolnik E.L.¹, Baturin G.N.², Zhegallo E.A.³, Savko A.D.⁴

⁽¹⁾Far-East Geologic Institute, Far-East Branch of RAS, Vladivostok; ⁽²⁾Institute of

oceanology RAS, Moscow; ⁽³⁾Institute of paleontology RAS, Moscow; ⁽⁴⁾Voronezh State

University, Voronezh)

Microstructures and environmental conditions of Mn and Fe-Mn ores formation

Формирование марганцевых и железомарганцевых руд является одной из характерных черт развития осадочного процесса, что проявлялось в той или иной мере в отложениях различного возраста, от архея до современного.

В связи с широким распространением промышленных руд такого состава они в течение многих лет изучались разнообразными все более совершенными методами, включая электронную микроскопию, что отражено в ряде публикаций. Но систематические обзоры полученных в этой области материалов немногочисленны и не отражают современного состояния проблемы в целом. Океанские железомарганцевые образования были описаны ранее в двух обобщающих работах [Sorem, Fewkes, 1979; Батурин, Дубинчук, 1989], но эта информация также требует дополнений. Значительный интерес представляет также сопоставление строения и состава железомарганцевых руд на континентах и на дне современного океана, морей и озер.

Настоящая работа имеет целью ознакомить заинтересованную этими вопросами аудиторию с результатами, полученными в последние годы при исследовании коллекции образцов различного возраста и состава из многих районов мира методом сканирующей электронной микроскопии.

В сборе материала и его обработке участвовали 18 специалистов из научных и научно-производственных учреждений разных стран, включая

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Институт палеонтологии им. А.А. Борисяка РАН, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геологический институт РАН, Всероссийский институт минерального сырья, Воронежский государственный университет, Институт минерального сырья Грузии, Нанкинский университет КНР, геологический институт АН Словакии

Изучены сотни образцов с многих рудных месторождений, сделано около 1700 фотоснимков микроструктур и получено более 2000 энерго-дисперсионных спектров элементного состава участков пород, возраст

которых находится в пределах от архея до современного. Результаты исследования материала, собранного на континентах и со дна водоемов, заключаются в следующем.

Континенты.

Архей и протерозой. В КНР, где часть марганцевых месторождений датируется докембрием, руды приурочены к аргиллитовым, карбонатным и карбонатно-кремнистым отложениям. Руда состоит преимущественно из минерализованных остатков микроорганизмов, наиболее обильных в богатых рудах, в которых преобладают остатки детально изученных микроорганизмов. По простирию иногда марганцевая фация сменяется фосфатной.

В ЮАР (месторождение Маматван) марганцевая руда сложена минерализованными остатками микроорганизмов нитчатой, округлой, цепочечной и столбчатой форм.

Руды месторождений Габона, частично окисленные и выветрелые, сложены минерализованными скоплениями микроорганизмов.

Руды группы месторождений Пананга (Индия) – ооидные, родохрозитовые, местами обогащенные керогеном,

Марганцевые руды месторождений Ботсваны содержат примесь железа, имеют тонкослоистое строение с включениями конкреций пиролюзита и нсутита, и являются минерализованными строматолитами.

Палеозой. Паранокское месторождение (Урал, девон) приурочено к морским карбонатным породам. Железомарганцевые руды состоят из минерализованных органических остатков (вероятно, цианобактерий), а также остатков других организмов.

Усинское месторождение (Кузнецкий Алатау), сложенное карбонатами марганца, имеет ритмично-слоистое строение и сформировалось, вероятно, частично путем минерализации строматолитов. В руде присутствуют многочисленные остатки археоциат и других организмов. По простирию марганцевая фация переходит в фосфатную.

Аккермановское месторождение (карбон), приуроченное к известковой толще, также сложено минерализованными остатками микрофоссилий.

Улутелякское месторождение (пермь) сформировалось путем минерализации карбонатных бактериальных матов.

Мезозой. В мезозое (юра-мел) формирование марганцевых руд было приурочено к платформенным карбонатным формациям на территории современной Венгрии, США и в Африке. В конце мезозоя в Австралии сформировалось крупное месторождение Грут Эйландт – пластовая залежь оксидов марганца в глинистой толще. Оолито-пизолитовая руда неравномерно кристаллизована. В оолитах наблюдаются многочисленные остатки микроорганизмов.

В меловых корях выветривания Сибири разных породах также встречаются марганцевые и железомарганцевые конкреции, сложенные

минерализованными остатками микроорганизмов.

Кайнозой. Наиболее продуктивной марганцеворудной эпохой является палеогеновая. В эоцене рудогенез был умеренным, породив некоторые относительно незначительные вулканогенно-осадочные месторождения. Но в олигоцене рудный процесс охватил весь Паратетис, в котором сформировались марганцевые месторождения Болгарии, Украины (Никопольское), Грузии (Чиатурское), Казахстана (Мангышлакское).

Карбонатные руды Никопольского месторождения сложены минерализованными губками, радиоляриями другими организмами, в которых кремнезем замещен минералами марганцем. Рудный процесс протекал на мелководном биологически продуктивном шельфе аридной зоны.

Руды Чиатурского месторождения, сложенные пирролюзитовыми онкоидами, также были, видимо, изначально карбонатными, а затем трансформировались в результате окисления. Сохранившиеся реликты исходных руд сложены минерализованными органическими остатками. В рудах наблюдаются признаки переотложения, иногда присутствуют прослои фосфоритов, которые также сложены остатками организмов, но подверглись фосфатизации.

Руды Мангышлакского месторождения представляют собой конкреции карбонатов и оксидов марганца. В их составе также обнаружены органические остатки нитевидной и округлой формы.

К этому возрасту можно, вероятно, отнести и концентрически-зональные железомарганцевые конкреции в бокситоносных корах выветривания Бразилии, которые состоят из нитчатых форм микроорганизмов среди реликтов первичной породы.

К молодым проявлениям рудной минерализации относятся и прослои омарганцованных строматолитов и минерализованные хода червей в мшанковых биогермах третичных отложений у побережий Таманского и Керченского полуострова, где такие же биогермы и сейчас развиты у берега в море на глубинах до 1 м. Рассмотрена минерализация в кавернах жил месторождения Словакии, корки и конкреции в почвенных слоях ДВ России, Вьетнама, «пустынный загар» в жарких областях, отложения в травертинах термальных источников.

Водные бассейны

Озера. Железомарганцевые конкреции на дне озер описаны во многих работах, но без детализации. Нами изучены конкреции из двух наиболее интересных озер – Байкала, Красного (Пуннус Ярви, и других озер Карелия).

В Байкале железомарганцевые конкреции и корковидные стяжения встречаются широко, их характер весьма изменчив. Особая разновидность это – ожелезненные трубки червей-иллоедов с устьями, выступающими над поверхностью осадка. Характерной особенностью многих конкреций является обилие в них минерализованного биогенного детрита, главным

образом, остатков диатомовых, цист золотистых водорослей, а бактериоморфные образования редки. Изредка в конкрециях встречаются микроскопические глобулы пирита, свидетельствующие о спорадическом возникновении восстановительных микроочагов при присутствии органического материала.

Моря. ЖМ конкреции и корки известны во всех морях России, за исключением Каспийского [Шнюков, 1986], но развиты неравномерно, изучены частично.

В Черном море железомарганцевые образования известны в форме минерализованных раковин моллюсков (фазеолин) размером до 1.5-2 см и трубок червей-илиедов диаметром 1-3 мм. Содержания оксидов железа и марганца широко колеблется, в погребенных отношение Mn/Fe значительно возрастает. Встречающиеся кокколиты минерализованы больше, чем раковины.

В Балтийском море ЖМК широко распространены в Ботническом, Финском, Рижском заливах. Исследование материала из Финского и Рижского заливов выявило значительное разнообразие микроструктур и строения рудной массы, в составе которого неравномерно рассеяны органические остатки, включая фрагменты диатомовых водорослей, спикул губок, цисты золотистых водорослей и предположительно бактериоморфные образования – единичные или переплетающиеся цепочечные агрегаты, звеньями которых являются микроглобулы диаметром около 1-2 мкм, а также нитчатые образования толщиной до 1 мкм и сигарообразные частицы длиной до 10 мкм. Строение конкреций варьирует от преимущественно слоистой до массивной. Иногда наблюдаются скопления леписфер диаметром 3-8 мкм, а также углубления диаметром около 5 мкм, напоминающие ходы червей или, скорее, являющиеся трубками червей, вокруг которых сформировалась конкреция. Примесь терригенного материала, как правило, незначительна.

Железомарганцевые образования со дна Белого моря представлены микроконкрециями, лепешковидными конкрециями, минерализованными трубками червей, корками и пленками на обломках пород, раковинах моллюсков. В лепешковидной конкреции с четко выраженной слоистостью установлены столбчатые образования, ориентированные перпендикулярно слоям, что локально создает рыхлую структуру. В конкреции велика примесь терригенного материала алевритовой размерности, присутствуют плохо определимые органические остатки и кристаллы соли внутри пор, заполненных изначально морской водой.

Карское море наиболее богато ЖМК. По морфологии и типам они идентичны конкрециям Белого моря. В их минеральном составе определены бернессит, бузерит, вернадит и протоферригидрит [Богданов и др., 2007]. В исследованных нами концентрически-зональных конкрециях установлена высокая степень рудной минерализации, резкие колебания соотношения

Mn/Fe и повышенные по сравнению с другими морями содержания фосфора, ванадия, молибдена и серебра. В составе конкреций установлен детрит диатомовых водорослей, скопления леписфер диаметром 3-6 мкм в порах и нитчатые образования, возможно, бактериального происхождения.

Океаны

В разделе о минерализации в океанах рассматриваются ЖМ образования – корки и конкреции гайота Федорова Магеллановых гор Тихого океана и конкреции провинции Кларион-Клиппертон в Тихом океане, как примеры соответствующих месторождений, на основе результатов изучения, полученных в последние десятилетия ГНЦ «Южморгеология». Детальное всестороннее описание полученных данных дополнено значительными многочисленными фотографиями в электронном микроскопе и микрозондовыми анализами. В заключении представлено дискуссионное обсуждение разных точек зрения, высказанных исследователями по проблеме формирования корок и конкреций: от традиционных – непосредственного осаждения из океанических вод до развития в связи с вулканическими процессами и процессами гальмиролиза – подводного выветривания вулканитов. Использование сканирующего микроскопа позволило показать довольно широкое распространение при формировании корок и, особенно, конкреций, замещением нерализованными растворами пород разного субстрата. Для конкреций зоны Кларион-Клиппертон рассмотрены и представления о формировании их в верхних частях осадка в обстановке гальмиролиза.

Совместная детальная характеристика самых разных форм минерализации: возраста, условий размещения, характера и мест концентрирования в геологической истории планеты позволяет наиболее полно оценить типовые особенности их формирования. Это сделано в готовящейся к изданию в Воронежском университете монографии.

The review of Mn and Fe-Mn ore mineralization in the Earth history on continents and Sea bottom is based on scanning electron investigation of representative samples collected by 18 authors from a number of deposits throughout the world. The volume illustrated by 1700 scanning photos is going to be published before the end of this year.

Алфавитный указатель

Авилов В.И.	4	Ермакова Л.А.	103, 237
Авилова С.Д.	4	Ерошенко Д.В.	118, 293,
Андрен Т.	233		298
Анкушев М.Н.	138	Ескин А.Е.	285
Анкушева Н.Н.	138	Жегалло Е.А.	303
Асавин А.М.	223	Забанбарк А.	38
Астафьев Д.А.	9	Зайков В.В.	138
Астахов С.М.	15	Зайкова Е.В.	138
Астахова Н.В.	166	Зайцева Л.В.	204
Базилевская Е.С.	202	Захаренко А.С.	42
Баталин О.Ю.	20	Земская Т.И.	42, 71
Батурин Г.Н.	143, 148, 204,	Иваненко А.Н.	44
	303	Иванов В.В.	245, 250
Берлин Ю.М.	35	Илатовская П.В.	103
Бобров В.А.	85	Казакевич Г.И.	95
Богданова О.Ю.	209, 265	Калмычков Г.В.	123
Брусиловский Ю.В.	44	Канапацкий Т.	116
Валяев Б.М.	25	Карнаух В.Н.	48
Ванштейн Б.Г.	237	Кожевников А.С.	289
Вахнин М.Г.	31	Колесник О.Н.	166
Вафина Н.Г.	20	Кононкова Н.Н.	53, 186
Верховская З.И.	35	Конюхов А.И.	53
Викентьев И.В.	265, 270	Корчагин И.Н.	61
Воронин Б.И.	131	Кривицкая М.В.	191, 194
Габлина И.Ф.	153, 186	Кругляков В.В.	57, 169
Гильманова Д.М.	255	Круглякова Р.П.	57
Глазырин Е.А.	158, 214	Кузьмина Т.Г.	172, 186
Гордеев В.В.	176	Левашов С.П.	61
Гордеев В.Ю.	176	Леонова Г.А.	85
Горшков А.Г.	71	Литвинова А.В.	66
Григорьева Ж.В.	219	Лихошвай А.В.	71
Губенков В.В.	162, 219	Ломакина А.В.	71
Гульбинскас С.	233	Ломтев В.Л.	66, 75, 80
Дарьин А.В.	223	Лукашин В.Н.	176
Де Батист М.	123	Лысюк Г.Н.	240
Демина Л.Л.	176	Максименко С.Ю.	42
Дергачёв А.Н.	35, 228, 260	Манаков А.Ю.	123
Добрецова И.Г.	153, 186	Маневич Т.М.	204
Доманов М.М.	35	Марина М.М.	35
Дубинин А.В.	275	Мелекесцева И.Ю.	181
Дубинчук В.Т.	143, 148	Меленевский В.Н.	85
Емельянов Е.М.	233		

Мельников М.Е.	209, 223, 245, 265, 270	Седышева Т.Е.	245, 250
Миноранский Д.Е.	245, 250	Семенов П.Б.	97, 103
Михальчук Н.Н.	194	Серебряный В.А.	103
Мурдмаа И.О.	255,	Сколотнев С.Г.	282, 285
Нагребецкий В.С.	237	Слоистов С.М.	255
Наркевский Е.В.	193	Суворова Е.Б.	113
Наудс Л.	123	Судариков С.М.	191, 193,
Николаева Н.А	35, 228, 260	Суетнова Е.И.	108
Никулин В.В.	237	Съедин В.Т.	166
Новиков Г.В.	209, 265, 270	Тетикова О.А.	219
Нургалиев Д.К.	255	Ульянова М.О.	116
Обжиров А.И.	35,90	Устинович Ш.	233
Ожогин Д.О.	209	Филин А.М.	44
Павлова О.Н.	71	Фирстова А.В.	195
Пересыпкин В.И.	197	Хабуев А.В.	123
Печерский Д.М.	255	Харин Г.С.	118, 289, 293, 298
Плетнев С.П.	245	Харфф Я.	233
Повещенко Ю.А	95	Хачикубо А.	123
Погодаева Т.В.	42	Хитоши Ш.	123
Попова Е.А.	153	Хлыстов О.М.	123
Поляков Ю.Е.	245	Хохлова И.В.	172
Портнов А.Д.	97	Черкашев Г.А.	237
Разницын Ю.Н	101	Шевцова Н.Т.	57
Разуваева Е.И.	237	Шепель А.Н.	126
Ракшун Я.В.	223	Шилов В.В.	186
Рекант П.В.	97	Шишкина Н.А.	44
Римская-Корсакова	275	Школьник Э.Л	303
М.Н.		Шубенкова О.В.	42
Рождественский В.Х.	245	Шульга Н.А.	197
Ромашева Т.В	172	Юминов А.М.	138, 181
Рощина И.А.	172, 186	Юркова Р.М.	131
Русаков В.Ю.	186	Якимчук Н.А	61
Рыженко Б.Н.	186		
Савельев Д.П	278		
Савельева О.Л.	278		
Савко А.Д.	303		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Нефть и газ на дне морей и океанов	3
<i>Авилов В.И., Авилова С.Д.</i> Концепция хемолитоавтотрофного образования нефти и газа	4
<i>Астафьев Д.А.</i> Современные проблемы геодинамики и прогноз крупных и уникальных месторождений углеводородов	9
<i>Астахов С.М.</i> Построение секвенс-стратиграфической модели седиментации Туапсинского прогиба, как инструмент генетического прогноза литологии в целях бассейнового моделирования	15
<i>Баталин О.Ю., Вафина Н.Г.</i> Полигиния факторов образования залежей нефти и газа	20
<i>Валяев Б.М.</i> Распространение и локализация конвенциональных и неконвенциональных ресурсов в недрах палео- и современных осадочных бассейнов	25
<i>Вахнин М.Г.</i> Перспективы нефтегазоносности западной части Печорского моря на примере о. Колгуев и прилегающих его акваторий	31
<i>Верховская З.И., Доманов М.М., Марина М.М., Берлин Ю.М., Обжиров А.И., Дергачёв А.Н., Николаева Н.А.</i> Состав органического вещества донных осадков северо-восточной части акватории о. Сахалин	35
<i>Забанбарк А.</i> Перспективы нефтегазоносности турбидитовых отложений в Североморском бассейне	38
<i>Земская Т.И., Шубенкова О.В., Максименко С.Ю., Погодаева Т.В., Захаренко А.С.</i> Структура желеобразных бактериальных матов в районе приповерхностного залегания газогидратов структуры Санкт-Петербург (Средний Байкал)	42
<i>Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Филин А.М., Шишкина Н.А.</i> Обработка и интерпретация морских магнитных данных при работах на месторождениях углеводородов	44
<i>Карнаух В.Н.</i> Сейсмические доказательства присутствия газа в голоценовых отложениях Амурского залива (Японское море)	48
<i>Конюхов А.И.</i> Нефтематеринские отложения на мезо-кайнозойских окраинах материков	53
<i>Круглякова Р.П., Кругляков В.В., Шевцова Н.Т.</i> Естественные выходы нефти и газа на дне Турецкого континентального склона Черного моря	57
<i>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.</i> Применение оперативных дистанционных и мобильных геоэлектрических методов при нефтегазопроисловых работах в морских акваториях	61
<i>Литвинова А.В., Ломтев В.Л.</i> Новое в строении подводной окраины Северного Сахалина	66

<i>Ломакина А.В., Павлова О.Н., Горшков А.Г., Лихошвай А.В., Земская Т.И.</i> Микробные сообщества районов естественных нефтепроявлений оз. Байкал: биоразнообразие, функциональные гены, роль в процессе деградации нефти	71
<i>Ломтев В.Л.</i> Зона газоносности и строение западного борта Северо-Татарского трога (Японское море)	75
<i>Ломтев В.Л.</i> К газоносности мезокайнозойского чехла ложа СЗ Пацифики	80
<i>Меленевский В.Н., Бобров В.А., Леонова Г.А.</i> Применение пироли- тических методов для исследования органического вещества со- временных осадков	85
<i>Обжиров А.И.</i> Взаимосвязь потоков метана, газогидратов и нефте- газовых залежей в Охотском море	90
<i>Повещенко Ю.А., Казакевич Г.И.</i> Исследование газогидратных залежей методами математической физики	95
<i>Портнов А.Д., Семенов П.Б., Рекант П.В.</i> Комплекс высокочас- тотных сейсмоакустических исследований и морской газо- геохимической съемки как метод обнаружения и локализации углеводородов в осадочном чехле	97
<i>Разницын Ю.Н.</i> Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на западе Тихого океана	101
<i>Семенов П.Б., Серебрянный В.А., Илатовская П.В., Ермакова Л.А.</i> Методы извлечения газовой компоненты из донных осадков. Пре- имущества и недостатки	103
<i>Суетнова Е.И.</i> Особенности эволюции аккумуляции газовых гид- ратов в морском дне при последовательном накоплении осадков различной эффективной вязкости	108
<i>Суворова Е.Б.</i> Нижнепермские отложения о. Колгуев	113
<i>Ульянова М.О., Канапцук Т.</i> Потоки метана в осадках Гданьской впадины Балтийского моря	116
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Влияние базитовых интрузий на угле- водородный потенциал Юго-Восточной Балтики	118
<i>Хлыстов О.М., Наудс Л., Хабуев А.В., Де Батист М., Манаков А.Ю., Калмычков Г.В., Хитоши Ш., Хачикубо А.</i> Новое в изучении глубоководных мест разгрузки углеводородов озера Байкал по данным съемки многолучевого эхолота SeaBeam 1050 и работы ГАО «МИР»	123
<i>Шепель А.Н.</i> Перспективы нефтегазоносности и направление гео- логоразведочных работ в северо-восточной части Черного моря	126
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Мобилизация и миграция мантийных углеводородных флюидов в структурах краевых морей	131

Гидротермы и руды на дне океанов и морей	137
<i>Анкушева Н.Н., Зайков В.В., Юминов А.М., Зайкова Е.В., Анкушев М.Н.</i> Гидротермальное поле Лисьи горы на окраине Уральского палеоокеана: минералого-геохимические особенности и условия формирования	138
<i>Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.</i> Состав железомарганцевых конкреций моря Лаптевых	143
<i>Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.</i> Гидротермальные железомарганцевые корки Японского моря	148
<i>Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Попова Е.А.</i> Метасоматическое сульфидное оруденение в современных осадках Срединно-Атлантического хребта	153
<i>Глазырин Е.А.</i> Некоторые особенности разреза кобальтмарганцевых корок (Тихий океан)	158
<i>Губенков В.В.</i> Находки кремней в пределах Российского разведочного района зоны Клариион-Клиппертон	162
<i>Колесник О.Н., Астахова Н.В., Съедин В.Т.</i> Самородные металлы и интерметаллоиды в магматических породах подводных вулканических построек (Японское море)	166
<i>Кругляков В.В.</i> К природе полиметаллических конкреций на примере Российского разведочного района в рудной провинции Клариион-Клиппертон (Северо-восточная котловина Тихого океана)	169
<i>Кузьмина Т.Г., Рощина И.А., Хохлова И.В., Ромашева Т.В.</i> Определение химического состава сульфидных руд рентгеноспектральным флуоресцентным методом	172
<i>Лукашин В.Н., Демина Л.Л., Гордеев В.В., Гордеев В.Ю.</i> О геохимии взвеси глубинных вод над гидротермальным полем 9°50'с.ш. (ВТП)	176
<i>Мелекесцева И.Ю., Юминов А.М.</i> Условия образования Au–SiO ₂ ассоциации в рудах гидротермального поля Семенов-2, 13°31.13' с.ш. САХ	181
<i>Русаков В.Ю., Шилов В.В., Рыженко Б.Н., Рощина И.А., Кузьмина Т.Г., Кононкова Н.Н., Добрецова И.Г., Габлина И.Ф.</i> Основные черты структуры гидротермально-осадочного разреза на примере рудного узла “Семенов” (13°30'–13°31' с.ш. Срединно-Атлантический хребет)	186
<i>Судариков С.М., Кривицкая М.В.</i> Новый тип магматогенных гидротерм массивов ультраосновных пород САХ в составе мировой провинции СОХ	191
<i>Судариков С.М., Наркевский Е.В.</i> Некоторые особенности формирования плюмов в придонных водах гипербазитовых гидротермальных систем	193

<i>Судариков С.М., Кривицкая М.В., Михальчук Н.Н.</i> Эколого-геохимические исследования в Международном районе САХ в связи с началом освоения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС)	194
<i>Фирстова А.В.</i> Типы сульфидных труб на рудном поле «Семенов-2» Срединно-Атлантического хребта	195
<i>Шульга Н.А., Пересыпкин В.И.</i> Происхождение алкано-нафтеновых углеводородов в гидротермальных отложениях САХ и ВТП	197
Симпозиум им. П.Л. Безрукова "Полезные ископаемые и минералогия океанов и морей"	201
<i>Базилевская Е.С.</i> Формирование кобальтоносности Fe-Mn корок подводных гор	202
<i>Батулин Г.Н., Зайцева Л.В., Маневич Т.М.</i> Вулканические пеплы исландского и камчатских вулканов	204
<i>Богданова О.Ю., Мельников М.Е., Новиков Г.В., Ожогин Д.О.</i> Минералогия кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Паллада и Бутакова Магеллановых гор Тихого океана	209
<i>Глазырин Е.А.</i> Генетические особенности выполнения трещин усадки в железомарганцевых конкрециях поля Клариион-Клиппертон	214
<i>Григорьева Ж.В., Губенков В.В., Тетикова О.А.</i> Химические исследования железомарганцевых конкреций на участке расположенном в западной части Восточного полигона Российского разведочного района зоны Клариион-Клиппертон	219
<i>Дарьин А.В., Асавин А.М., Мельников М.Е., Ракишун Я.В.</i> Оценка роли изоморфизма Mn, Fe и редких элементов по их распределению в тонкослоистых железо-марганцевых корках Магеллановых гор	223
<i>Деркачев А.Н., Николаева Н.А.</i> Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана	228
<i>Емельянов Е.М., Андрен Т., Харфф Я., Гульбинская С., Устинович Ш.</i> Карта донных осадков Балтийского моря	233
<i>Ермакова Л.А., Ваништейн Б.Г., Никулин В.В., Нагребцкий В.С., Разуваева Е.И., Черкашев Г.А.</i> Первая находка кобальтмарганцевых корок на континентальном шельфе Вьетнама	237
<i>Лысюк Г.Н.</i> Наноструктуры оксидов марганца океанических железомарганцевых конкреций	240
<i>Мельников М.Е., Рождественский В.Х., Миноранский Д.Е., Плетнев С.П., Поляков Ю.Е., Иванов В.В., Седышева Т.Е.</i> Результаты бурения неглубоких скважин на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)	245

<i>Миноранский Д.Е., Иванов В.В., Седышева Т.Е.</i> Анализ изменчивости мощности кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор (Тихий океан)	250
<i>Мурдмаа И.О., Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Гильманова Д.М., Слоистов С.М.</i> Частицы железа в глубоководных отложениях СЗ Атлантики	255
<i>Николаева Н.А., Деркачев А.Н.</i> К минералогии осадков восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря	260
<i>Новиков Г.В., Богданова О.Ю., Мельников М.Е., Викентьев И.В.</i> Ионобменные свойства железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана	265
<i>Новиков Г.В., Викентьев И.В., Мельников М.Е.</i> Геохимия кобальтоносных железомарганцевых корок гайотов Паллада и Бутакова Магеллановых гор Тихого океана	270
<i>Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В.</i> Закономерности формирования состава РЗЭ в железо-марганцевых корках юго-восточной части Атлантического океана	275
<i>Савельев Д.П., Савельева О.Л.</i> Геохимическая характеристика меловых палеоокеанических отложений п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)	278
<i>Сколотнев С.Г.</i> О геохимии цирконов из ультраосновных пород гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике	282
<i>Сколотнев С.Г., Ескин А.Е.</i> Петро-геохимия, состав минералов и условия образования плутонических пород в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе полигона Сьерра-Леоне (5-7°с.ш.)	285
<i>Харин Г.С., Кожевников А.С.</i> Цеолитоносные осадки кайнозоя Калининградского морского побережья и прилегающей части Балтики	289
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Связь фосфоритов Восточно-Европейской платформы с корами выветривания	293
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Плейстоценовые ледниковые потоки и их влияние на геологию, геоморфологию и минеральные ресурсы ЮВ Балтики и Калининградской области	298
<i>Школьник Э.Л., Батулин Г.Н., Жегалло Е.А., Савко А.Д.</i> Ультрамикроструктуры и условия формирования марганцевых и железомарганцевых руд	303
Алфавитный указатель	308

CONTENTS

Oil and gas in the seas and oceans	3
<i>Avilov V.I., Avilova S.D.</i> Chemolytoautotrophy Conception of Oil and Gas Generation	4
<i>Astafiev D.A.</i> The modern problems of geodynamics and forecasting of major and unique hydrocarbon deposits	9
<i>Astakhov S.M.</i> Tuapsinsky basin sequence stratigraphy sedimentation model as a lithology prognosis instrument to achieve basin modeling	15
<i>Batalin O.Yu., Vafina N.G.</i> Polygenic Factors of Oil Field Formation	20
<i>Valyaev B.M.</i> Distribution and localization of the conventional and unconventional resources in the sedimentary cover of the paleo- and modern basins	25
<i>Vakhnin M.G.</i> Potential oil-gas content of the western part of the Pechora Sea on the example of Kolguev Island and adjacent aquatories	31
<i>Verhovskaya Z.I., Domanov M.M., Marina M.M., Berlin Yu.M., Obzhirov A.I., Dergachev A.N., Nikolaeva N.A.</i> The composition of organic matter of the bottom sediments of the north-eastern offshore part of the Sakhalin Island	35
<i>Zabanbark A.</i> Prospects of oil and gas bearing turbidites in the North Sea basin	38
<i>Zemskaya T.I., Shubenkova O.V., Maksimenko S.Y., Pogodaeva T.V., Zakharenko A.S.</i> Structure of jellylike biofilms in the area of subsurface deposition of methane hydrates of the structure St.Peterburg (Middle Baikal)	42
<i>Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Filin A.M., Shishkina N.A.</i> Processing and interpretation of the marine magnetic data over gas and oil deposits	44
<i>Karnaukh V.N.</i> Seismic evidence of shallow gas in the Holocene sediments of the Amurskiy Bay (Japan Sea)	48
<i>Konyukhov A.I.</i> Source Rocks on the Mesozoic and Cenozoic Continental Margins	53
<i>Kruglyakova R., Kruglyakov V., Shevtsova N.</i> Natural oil and gas seeps on the Turkish continental slope by the Black Sea floor	57
<i>Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N.</i> Application of operative remote sensing and mobile geoelectric methods for oil-and-gas prospecting within offshore	61
<i>Litvinova A.V., Lomtev V.L.</i> New data on the structure of the underwater surrounding of the Northern Sakhalin	66
<i>Lomakina A.V., Pavlova O.N., Gorshkov A.G., Likhoshvay A.V., Zemskaya T.I.</i> Microbial communities of natural oil seeps Lake Baikal: diversity, functional genes, role in process oxidation of oil	71

<i>Lomtev V.L.</i> Gas field and the structure of the western slope of the North-Tatarsky trough (Japan Sea)	75
<i>Lomtev V.L.</i> To the gas content of MesoCenozoic cover of the NW Pacific floor	80
<i>Melenevskii V.N., Bobrov V.A., Leonova G.A.</i> Application of pyrolytic methods for the investigation of organic matter of recent sediments	85
<i>Obzhirov A.I.</i> Interrelation of methane flux, gas hydrate and oil-gas deposit in the Okhotsk Sea	90
<i>Poveschenko Yu.A., Kazakevich G.I.</i> Research of gas hydrates pools by methods of mathematical physics	95
<i>Portnov A.D., Semenov P.B., Rekant P.V.</i> Complex seismic-acoustic and gas-geochemical investigations as method of submarine hydrocarbon exploration	97
<i>Raznitsin Yu.N.</i> Ophiolites geodynamics and formation of hydrocarbons deposits in the West Pacific	101
<i>Semenov P.B., Serebr'anny V.A., Ilatovskaya P.V., Ermakova L.A.</i> Methods of sedimentary gas extraction. Advantages and disadvantages	103
<i>Suetnova E.I.</i> Peculiarity of the evolution of gas hydrate accumulation in ocean floor during sequential deposition of sediment material having different effective viscosity	108
<i>Suvorova E.B.</i> Lower Permian strata from Kolguev Island	113
<i>Ulyanova M., Kanapackiy T.</i> Methane fluxes in sediments of the Gdansk Basin (Baltic Sea)	116
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> The influence of the basic intrusives on the hydrocarbonic potential of the South-East Baltic	118
<i>Khlystov O.M., Nauds L., Khabuev A.B., De Batist M., Manakov A.Yu., Kalmychkov G.V., Hitoshi S., Hachikubo A.</i> Novel studies of deep-water sites of hydrocarbon discharge in Lake Baikal based on survey data obtained by multibeam echosounder SeaBeam 1050 and investigations of submersibles MIR	123
<i>Shepel A.N.</i> Perspectives of oil and gas saturation and direction of geologic exploration in north-east part of the Black Sea	126
<i>Yurkova R.M., Voronin B.I.</i> Mobilization and migration of hydrocarbon fluids in the structures of marginal seas	131
Hydrotherms and ores on the bottoms of the seas and oceans	137
<i>Ankusheva N.N., Zaykov V.V., Yuminov A.M., Zaykova E.V., Ankushev M.N.</i> Lissy Gory hydrothermal field at the Urals Paleoocean margin: mineralogic-geochemical features and forming conditions	138
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T.</i> Composition of ferromanganese nodules from the Laptev Sea	143
<i>Baturin G.N., Dubinchuk V.T.</i> Hydrothermal ferromanganese crusts from the Sea of Japan	148

<i>Gablina I.F., Dobretzova I.G., Popova E.A.</i> Metasomatic sulfide mineralization in the recent sediments of the Mid-Atlantic Ridge	153
<i>Glazyrin E.A.</i> Some features of a cut of the cobalt-manganous crusts (Pacific Ocean)	158
<i>Gubenkov V.V.</i> Discovery of flints from Russian exploring region of Klarion-Klipperton zone	162
<i>Kolesnik O.N., Astakhova N.V., S'edin V.T.</i> Native metals and inter-metalloids in igneous rocks from submarine volcanic edifices (the Sea of Japan)	166
<i>Kruglyakov V.V.</i> To nature polymetallic nodules on example Russian investigating region in Klarion-Klipperton province (Northern-Eastern basin of Pacific)	169
<i>Kuzmina T.G., Roschina I.A., Hohlova I.V., Romashova T.V.</i> X-ray fluorescence determination of chemical composition of sulfide ores	172
<i>Lukashin V.N., Demina L.L., Gordeev V.V., Gordeev V.Yu.</i> On geochemistry of the deep suspended matter above hydrothermal field 9°50'n (EPR)	176
<i>Melekestseva I.Yu., Yuminov A.M.</i> Formation conditions of Au-SiO ₂ assemblage in ores from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13'N, MAR	181
<i>Rusakov V.Yu., Shilov V.V., Ryzhenko B.N., Roshchina I.A., Kuzhmina T.G., Kononkova N.N., Dobretzhova I.G., Gablina I.F.</i> Main pattern of hydrothermal-sedimentary strata, illustration of the 'Semyonov' ore cluster (13°30'-13°31' N Mid-Atlantic Ridge)	186
<i>Sudarikov S.M., Krivitskaya M.V.</i> The new type of magmatic hydrothermal solutions in massifs of MAR ultrabasic rocks in the world province of MOR	191
<i>Sudarikov S.M., Narkevsky E.V.</i> Some features of plume forming in bottom waters of the ultrabasic hydrothermal systems	193
<i>Sudarikov S.M., Krivitskaya M.V., Mihalchuk N.N.</i> Ecologo-geochemical investigations in the International region of the MAR in connection with the beginning of deep polymetallic sulfides utilization	194
<i>Firstova A.V.</i> Types of sulphide ore pipes on the "Semenov-2" ore field, Mid-Atlantic Ridge	195
<i>Shulga N.A., Peresyarkin V.I.</i> Origin of alkano-naphtenic hydrocarbons in the hydrothermal deposits of the Mid-Atlantic Ridge and East Pacific Rise	197

P.L. Bezrukov Memorial Symposium "Mineral resources and mineralogy of the seas and oceans"	201
---	-----

<i>Bazilevskaya E.S.</i> Fe-Mn crust rich of Co formation on the ocean seamounts	202
--	-----

<i>Baturin G.N., Zaitseva L.V., Manevich T.M.</i> Volcanic ashes from Iceland and Kamchatka volcanoes	204
<i>Bogdanova O.Yu., Melnikov M.E., Novikov G.V., Ozhogin D.O.</i> Mineralogy of cobalt rich ferromanganese crusts of guyots Pallada and Butakova Magellanov mountanes Pacific Ocean	209
<i>Glazyrin E.A.</i> Genetic features of performance of cracks of the counteraction in ironmanganous nodules weeding a Clarion-Klipperton	214
<i>Grigorieva J.V., Gubenkov V.V., Tetikova O.A.</i> Chemical researches of manganese nodules on a site located in the western part of East range of the Russian prospecting area of a zone a Klarion-Klipperton	219
<i>Daryin A.V., Asavin A.M., Melnikov M.Ye., Rakshun I.V.</i> Isomorphism of trace elements for Mn & Fe in thin-layers Fe-Mn crust of Magellan seamountains	223
<i>Derkachev A.N., Nikolaeva N.A.</i> Environmental mineralogical indicators of near-continental sediment formation within Pacific Ocean western part	228
<i>Emelyanov E.M., Andren N., Gulbinskas S., Harff J., Uscinowicz S.</i> Sediment map of the Baltic Sea	233
<i>Ermakova L.A., Vanshtein B.G., Nikulin V.V., Nahrebetsky V.S., Razuvaeva E.I., Cherkashev G.A.</i> First discovery of the cobalt-manganese crusts on the continental slope offshore Vietnam	237
<i>Lysyuk G.N.</i> Nanostructures of the manganese oxides of the ferromanganese nodules	240
<i>Melnikov M.Eu., Rozhdestvenskiy V.Kh., Minoranskiy D.Eu., Pletnev S.P., Poliakov Y.Eu., Ivanov V.V., Sedysheva T.Eu.</i> The results of shallow boreholes drilling on guyots of the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)	245
<i>Minoranskiy D.Eu., Ivanov V.V., Sedysheva T.Eu.</i> Analysis of variability of the cobalt-rich ferromanganese crusts thickness around the Magellan Seamounts (the Pacific Ocean)	250
<i>Murdmaa I.O., Pechersky D.M., Nourgaliev D.K., Gilmanova D.M., Sloistov S.M.</i> Iron particles in the deep sediments of NW Atlantic	255
<i>Nikolaeva N.A., Derkachev A.N.</i> To the sediment mineralogy of the eastern Laptev and the East Siberian Seas	260
<i>Novikov G.V., Bogdanova O.Yu., Melnikov M.E., Vikentev I.V.</i> The ionic exchange properties of ferromanganese crusts of Magellanov seamounts of Pacific ocean	265
<i>Novikov G.V., Vikent'ev I.V., Melnikov M.E.</i> Geochemistry of cobalt rich ferromanganese crusts of guyots Pallada and Butakova Magellanov mountanes Pacific Ocean	270
<i>Rimskaya-Korsakova M., Dubinin A.</i> REE distribution in Fe-Mn crusts from the SE Atlantic	275

<i>Savelyev D.P., Savelyeva O.L.</i> Geochemical characteristics of Cretaceous paleoceanic deposits of the Kamchatsky Mys Peninsula (Eastern Kamchatka)	278
<i>Skolotnev S.G.</i> About geochemistry zircons from the ultramafic rocks from crest zone of the Mid-Atlantic ridge in the Central Atlantic	282
<i>Skolotnev S.G., Yeskin A.E.</i> Petro-geochemistry, composition of minerals and conditions of the plutonic rocks formation from the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge in the survey area Sierra-Leone (5-7°N)	285
<i>Kharin G.S., Kozhevnikov A.S.</i> The Cenozoic zeolitic sediments of Kaliningrad sea coast and adjacent part of the Baltic	289
<i>Kharin G.S. Eroshenko D.V.</i> Connection of the European platform phosphorites with the crust of weathering	293
<i>Kharin G.S. Eroshenko D.V.</i> Pleistocene glacial flows and their impact on the geology, geomorphology and mineral resources of the SE Baltic Sea and Kaliningrad region	298
<i>Shkolnik E.L., Baturin G.N., Zhegallo E.A., Savko A.D.</i> Microstructures and environmental conditions of Mn and Fe-Mn ores formation	303

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 14–18 ноября 2011 г.

Том II

Подписано к печати 30.09.2011.

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1,80 г/м²

Гарнитура Таймс. Печать офсетная.

Уч.-изд. 20,0 л. Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.

Тел./Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК “Идел-Пресс”
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2.