

ĐÀÇÄÄË V

ÒÅÊÒÔ Í ÈÈÀ È  
ÓÃËÄÂÔ ÄÔ ĐÔ ÄÍ ÛÉ Ì Ô ÒÃÍ ÖÈÀË  
Ô ÑÄÄÔ ×Í ÕÕ ÁÄÑÑÄÉÍ Ô Â

## В.Г. Варнавский

ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА. АЛДАНО-МАЙСКИЙ  
ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА,  
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Алдано-Майский осадочный бассейн (АМОБ) объединяет в себе дорифейские (алданий) и рифей-венд-кембрийские литокомплексы юго-востока Северо-Азиатского кратона в контуре структур Алдано (Учуро)-Майской плиты Сибирской платформы и Юдомо (Томпо)-Майского авлакогена.\* Бассейн по составу и строению чехла районирован на структурно-тектонические зоны (СТЗ). В области плиты выделяются: Учурская, Майская, Алдано-Майская, Хандыгская СТЗ, в Юдомо-Майском авлакогене: Кыллахская Южная (с подзонами Верхне-Майской и Юдомской), Кыллахская Северная и Сетте-Дабанская.

С 30-х годов прошлого столетия терригенно-карбонатный комплекс бассейна, содержащий многочисленные и разнотипные проявления нефти [7, 9 и др.] оценивался перспективным на поиски месторождений нефти и газа. В дальнейшем эта оценка подтвердилась, а сведения о различных аспектах ее нефтегазоносности дополнились материалами геолого-съёмочных и тематических исследований [1, 8 и др.]. Не исключалась возможность обнаружения в недрах области газогидратов.

Проблема рассматривается на примере материалов изучения южной части АМОБ, его структурно-тектонических зон: Учурской, Майской, Кыллахской Южной [3, 4, 5, 6, 9, 10 и др.] (рис. 1).

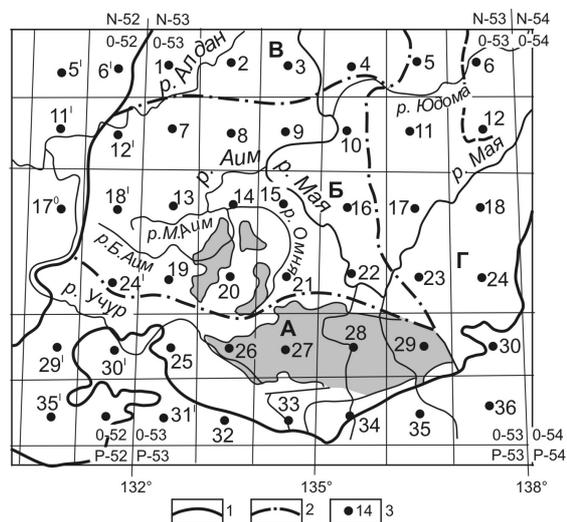


Рис. 1. Схема разграфки листов государственных геологических карт масштаба 1:200 000 серий листов 0-52 и 0-53 рассматриваемой территории.

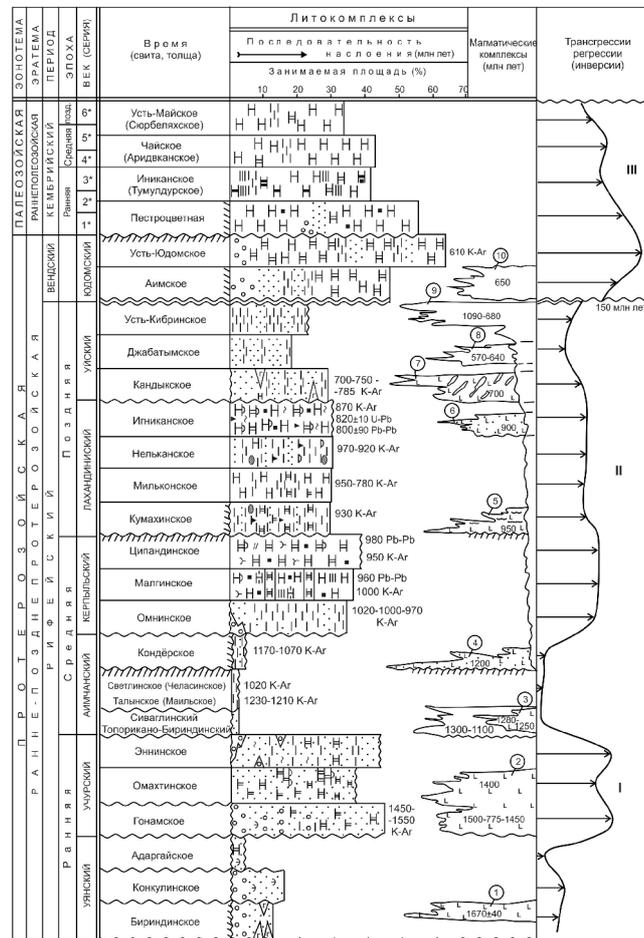
1 – граница АМОБ, 2 – граница тектонических зон: А – Учурская, Б – Майская, В – Усть-Майская, Г – Кыллахская Южная Юдомо-Майского авлакогена; 3 – месторождение центральной части листов государственных геологических карт (арабские цифры на схеме соответствуют римским цифрам номеров листов карт).

\*В литературе известен как Юдомо-Майский перикратонный прогиб.

### Состав, строение чехла

В строении чехла рассматриваемого участка АМОБ выделяются три литолого-структурных этажа, несогласно с разрывом и корами выветривания в основании, перекрывающих архей-раннепротерозойское складчатое основание (фундамент): дорифейский (алданий) рифтогенный первого этапа, ранне-среднерифейский (уянско-аимчанский) рифтогенный второго этапа, средне-позднерифейский (керпыльско-аимский) рифтогенно-депрессивный и венд-кембрийский депрессионно-плитный, плитный (рис. 2).

Дорифейский существенно вулканогенный с подчиненными (по мощности) грубо-обломочными литоконгломератами в работе не рассматривается.



\*Век: 1 - Томмотский-Атабанский; 2 - Ботомский; 3 - Тойонский;  
4 - Амгинский; 5 - Майский; 6 - Аюосканский-Аксайский.

Рис. 2. Схема основных элементов седиментогенеза рифей-венд-кембрийских литоконгломератов Учурской, Майской, Кыллахской южной СТЗ АМОБ.

Раннерифейские литокомплексы уянской и учурской серий характеризуются преимущественно терригенных литофаций: склоновых прибортовых зон рифтограбенов (осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоемов у подножия склонов): приморской низменной равнины с локальными пресными и засоленными водоемами (песчаники разной зернистости, нередко с галькой и линзами конгломератов, песчаники глинистые, известковистые, доломитистые с линзами и прослоями доломитов, изредка известняков). В омахтинской свите на северо-востоке региона отмечаются литофации типа мусорных доломитов (доломиты глинистые, песчаные, с галькой и щебнем). В известняках карты 0-53-XVI отмечаются битумопроявления.

Средний рифей на этапе Аимчанской серии (талынской, светлинской свит) и кондерской свиты керпыльской серии характеризуется повсеместной инверсией. Литофации (известняки, известковистые песчаники с линзами известняков, аргиллитов известны на ограниченной площади южной части Юдомо-Майского авлакогена (лист 0-53-XXIV). В последующей седиментационной истории среднего рифея формируются преимущественно мелководно-морские с глауконитом аргиллитовые (омнинская свита), известняковые и доломитовые (малгинская и ципандинская свиты) литофации, обильно насыщенные битумоидами, содержащие слои горючих сланцев.

В позднем рифее складывается обстановка мелководно-морского осадконакопления с неоднократной сменой преимущественно глинистого литокомплекса (кумахинская, нельканская, усть-кирбинская свиты), существенно песчаным (кындальская свита, джабатымская толща) и карбонатным известняково-доломитовым (мильконская, игниканская свиты) комплексами.

После длительного (более 100 млн лет) перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея и венда круто изменилась седиментационная обстановка.

Вендский период характеризуется ярко выраженной трансгрессией с продвижением морского режима на запад и юго-запад с охватом даже юго-западных участков Учурской структурно-тектонической зоны. Широко развиты доломитовые литофации с прослоями и линзами песчаников, изредка конгломератов в аимской, известняков – в усть-юдомских свитах.

В кембрии в течение эволюции осадконакопления всех его стратиграфических последовательностей господствовал морской режим с преимущественным накоплением разнотипных известняков с прослоями доломитов, мергелей, изредка песчаников. Практически весь разрез кембрия битуминозен, особенно пестроцветной и инниканской свит.

### **Основные черты седиментогенеза**

Основной особенностью седиментогенеза является преимущество мелководно-морских, лагунных условий седиментации, увеличение доли карбонатных литотипов в разрезе от ранних уровней рифея к венду и кембрию, а по площади от южных и юго-западных платформенных зон АМОБ к восточным, северо-восточным складчатым зонам, фиксируя этим окраинные, прибрежные зоны седиментогенеза на юге, юго-западе и мористые участки на подавляющей части рассматриваемой территории (Майской, Кыллахской Южной тектонических зон).

Выделяются семь основных этапов седиментогенеза: три (уянский, учурский и аимчанский) рифтогенные, три (керпыльский, лахандинский и уйский) рифтогенно-депресссионные и один (венд-кембрийский) депрессионно-плитный, плитный.

Литолого-фациальные комплексы каждого этапа отражают трансгрессивно-регрессивные циклы седиментогенеза. Просматриваются три основных трансгрессивных цикла, разделенные регрессивными (инверсиями): гонамско-эннинский (I), омнинско-усть-кирбинский (II) и венд-кембрийский (III). В раннем рифее слабо проявляются трансгрессия бириндинско-конкулинского времени и элементы инверсии в адаргайское время; в гонамско-эннинский трансгрессивный этап элементы инверсии намечаются в омахтинское время. В омнинско-усть-кирбинском сравнительно устойчивом рифтогенно-депресссионном цикле намечаются элементы скрытой инверсии на рубеже ципандинского и кумахинского времен (рис. 2). Проявляются они сменой с размывом карбонатного осадконакопления ципандинского времени существенно глинистым – кумахинского.

С этапами седиментогенеза, трансгрессивно-регрессивными циклами согласуются геохимические обстановки среды осадконакопления, характеристики содержания органического углерода, нефте-битумопроявления.

### Заключение

Литокомплексы уянской, учурской и аимчанской серий по составу и строению разреза не способны обеспечить благоприятные условия для нефтегазообразования и формирования залежей нефти и газа.

Наиболее перспективны литокомплексы лахандинской серии, представляют интерес омнинско-ципандинский комплекс керпыльской серии и венд-кембрийский. Кстати, замечено [9] – доломиты ципандинской свиты битуминозны в том случае, когда подстилаются битуминозным литокомплексом малгинской свиты.

### Литература

1. Бутенко Б.П., Варнаровский В.Г. Условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности // Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток: Приморский полигр. комб., 1973. С. 20–35.
2. Варнаровский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67–79.
3. Геологическая карта Хабаровского края 1:1 000 000 / Сост. А.Ф. Васькин, В.А. Гурьянов, В.Ю. Забродин и др. Отв. редактор А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2004.
4. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
5. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский Гипостратотип рифея. М.: Недра. 1983. 223 с. (тр. ГИН АН СССР Вып. 367) 234 с.
6. Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (изд. второе) / В.А. Гурьянов, гл. ред. Ю.П. Рассказов. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 1999. 86 с.
7. Леонтович А.А. Геологические исследования в Алдано-Майском районе (бассейн среднего течения р. Май и пересечения хр. Джугджур). Матер. по геологии и полезным ископаемым ДВК. Вып. 18. Хабаровск, 1937.
8. Моралев В.М., Нужнов С.В. Перспективы нефтегазоносности позднекембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Май. Изв. высших уч. завед. геол. и разв., 1961. № 1.
9. Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
10. Шпунт Б.Р. Позднекембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.

**А.Л. Веникова**

**ДАГИНСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ИХ СВЯЗЬ С ПОТОКАМИ  
МЕТАНА И ЗАЛЕЖАМИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Дагинские гидротермальные источники (ДГИ) находятся на северо-восточном побережье о.Сахалин в 35 км от г. Ноглики в поселке Горячие ключи. Поле источников представляет собой заболоченную местность с множеством газифицирующих «ванн». Во время прилива происходит затопление практически всей площади поля. На ощупь вода в «ваннах» теплая, в отличие от горячих прибрежных источников, большинство которых расположены по кромке берега, на не заливаемой приливом его части, и используются в лечебных целях.

Данные, полученные лабораторией «газогеохимии» ТОИ ДВО РАН в 2005, 2007, 2012 годах, показали преимущественно метановый состав газа ДГИ. В июне 2012 г. было проведено опробование в 6-ти точках газифицирующего поля и в 1-ом окултуренном источнике. Так концентрации  $\text{CH}_4$  составили от 88,3 до 93,7 %,  $\text{CO}_2$  от 0,133 до 0,475%, в некоторых пробах обнаружен  $\text{C}_2\text{H}_6$  до 0,052 %. Анализ проб газа на содержание He и  $\text{H}_2$  показал следующие значения: He 0,00037–0,0025%,  $\text{H}_2$  0,0001–0,0049%. Присутствие He возможно указывает на глубинный характер источника газа ДГИ. Изотопный состав углерода  $\text{CH}_4$  (в среднем -63.2‰), вероятно, свидетельствует о смешанном генезисе газа.[1] Из выше сказанного можно сделать вывод, что газ поступает из глубины, а в приповерхностных условиях активно происходят микробиальные процессы, что в итоге отражается на составе исследуемого газа. Так как ДГИ находятся в районе нефтегазовых месторождений, то можно предположить, что источником газа являются залежи углеводородов.

Так же лабораторией «газогеохимии» проводится изучение потоков метана на шельфе и склоне Охотского моря. За время исследований было обнаружено многочисленное количество выходов метана, так называемых факелов (Эрвин, Гизела, Обжиров и др.), которые приурочены к зонам разломов. Было выявлено, что источниками метана в районе исследований являются нефтегазовые залежи, бактериальная продукция и разрушающиеся газогидраты.

По данным Астаховой Н.В. и Горбаренко А.С. на дне впадины Дерюгина были обнаружены проявления грезевулканической и гидротермальной деятельности. [2]

Проанализировав данные, полученные в результате этих исследований, были сделаны предположения о сопряженности гидротермальной деятельности на суше с потоками метана в Охотском море. В связи с тем, что изучение этих процессов в Охотском море осложняется не малыми глубинами, изучение на суше помогает решить данную проблему и изучить процесс поступления метана в атмосферу.

**Литература**

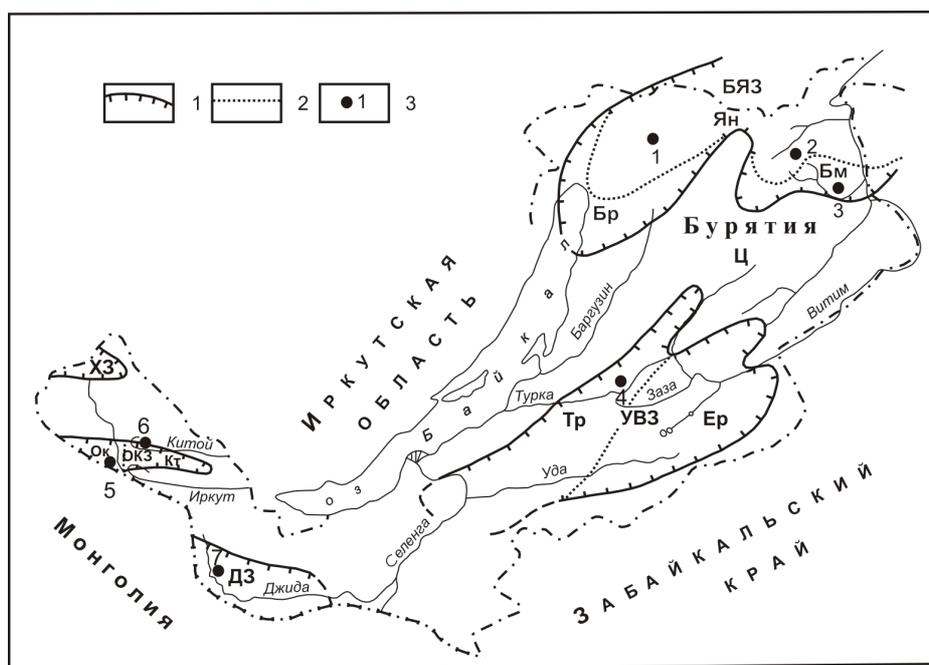
1. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 5–13.
2. А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М.И. Липкина, О.Ф. Верещагина, Г.И. Мишукова, А.В. Сорочинская, И.Г. Югай. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. В.: Дальнаука, 1999.

Л.И. Ветлужских

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ПРОБЛЕМЫ БИОСТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (В ПРЕДЕЛАХ  
ТЕРРИТОРИИ БУРЯТИИ)

ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

В состав Саяно-Байкальской горной области (СБГО), охватывающей обширную территорию юга Восточной Сибири, входят Восточные Саяны, Южное, Восточное и Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, Олекмо-Витимская горная страна и Витимское плоскогорье. С севера и запада она ограничена Средне-Сибирским плоскогорьем, с востока – Алданским нагорьем и Становым хребтом, с юга и юго-востока – горами Джидинской страны, Западного и Восточного Забайкалья. Во всех этих районах развиты докембрийские, палеозойские и мезо-кайнозойские образования [3]. В пределах СБГО расположена территория Бурятии (рис. 1), осадочные



**Рис. 1.** Схема структурно-фациального районирования для нижнего палеозоя Саяно-Байкальской горной области в пределах территории Бурятии (по Язмиру, Далматову, 1975, с изменениями и дополнениями автора).

1 – границы зон; 2 – границы подзон; БЯЗ – Бирамьинно-Янгудская зона, подзоны: Ян – Янгудская, Бр – Бирамьинская; Бм – Бамбуйская; Ц – Ципинская зона; УВЗ – Удино-Витимская зона, подзоны: Ер – Еравнинская, Тр – Туркннская; ДЗ – Джидинская зона; ОКЗ – Окино-Китойская зона, подзоны: Ож – Окинская, Кт – Китойская; ХЗ – Хамсаринская зона. 3 – опорные разрезы. Цифрами обозначены: 1 – бассейны рр. Коокта и Иномакиткан; 2 – бассейн р. Келяна, левобережный приток руч. Аикта, 3 – бассейн р. Бамбуйка; 4 – бассейн р. Турки, правобережные притоки р. Сухая Бадота и Ямбуи; 5 – бассейн р. Забит; 6 – бассейн р. Горлык-Гол, руч. Серпентин-Горхон; 7 – бассейн р. Джиды, падь Юхта.

отложения, органический мир и проблемы биостратиграфии кембрия которой рассматриваются в данной статье.

Как известно, кембрийский период был назван от латинского названия Уэльса (Cambrian) в Великобритании, где был установлен А. Седжвиком в 1835 г. Основные подразделения кембрийской системы были утверждены на 4-м Международном геологическом конгрессе в 1888 году. На территории бывшего Советского союза изучение кембрийских отложений впервые начато во 2-й половине 19 века в Прибалтике (А. Миквитц, Ф. Шмидт и др.), а затем в Сибири (Э. Толль, В. А. Обручев и др.). Первая унифицированная схема, разработанная для кембрия Сибири, была принята в 1956 году. До этого времени кембрийская система не имела официально принятого ярусного деления, хотя отдельными исследователями ярусы выделялись в нижнем и в среднем отделах (Ф.Г.Гурари, Н.В.Покровская, Н.П.Суворова, Н.Е.Чернышева). Было утверждено деление нижнего отдела на алданский и ленский ярусы в объеме, предложенном Н.П. Суворовой, и среднего отдела на амгинский и майский ярусы в объеме, предложенном Н.Е. Чернышевой. В мае 1982 г. пленум Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) утвердил ярусное деление нижнего и верхнего отделов кембрия. Таким образом, впервые для всей кембрийской системы была создана ярусная шкала с подразделением на зоны.

В настоящее время в Международной стратиграфической шкале (МСШ) для кембрийской системы предполагается четырехчленное деление на серии (отделы) с выделением 10 ярусов. Официально утверждены 3 подразделения ярусного ранга и 2 отдела [5]. В Российской Федерации действует схема стратиграфического расчленения кембрийской системы, представленная в Стратиграфическом Кодексе (2006).

**Органический мир.** В кембрийском периоде впервые в истории Земли появились скелетные организмы. В кембрийских морях обитали почти все типы беспозвоночных животных, многие из них имели хитиново-фосфатный или известковый скелет. Среди них господствовали трилобиты (до 60% всех известных палеонтологических остатков кембрия). Типичные животные для раннего кембрия — археоциаты — участвовали наряду с известковыми водорослями в образовании органогенных построек. По остаткам археоциат и трилобитов проводится расчленение отложений этого времени. В кембрийских отложениях Саяно-Байкальской горной области встречаются следующие органические остатки: скопления спикул губок (*Spongia* или *Porifera*), археоциаты (*Archaeocyathi*), трилобиты (*Trilobitomorpha*), водоросли, брахиоподы (*Brachiopoda*) беззамковые (*Inarticulata*) с хитиновой раковиной и замковые (*Articulata*), известьевыделяющие водоросли разнообразной формы, среди которых преобладали сине-зелёные водоросли или цианобионты *Cyanobionta*, слагающие строматолиты и микрофитолиты, сферические остатки (10–100 мкм в диаметре) фитопланктона – акритархи (*Acritharchi*). Кроме перечисленных групп, в кембрийских отложениях СБГО имеется много биопроблематики.

На территории СБГО выделяются отложения всех отделов кембрия (рис. 2). В настоящее время известно большое количество кембрийских разрезов, однако обнажены они неодинаково. В общем, кембрийские отложения выходят на дневную поверхность в виде отдельных блоков или ксенолитов среди магматических и метаморфических образований в нескольких структурно-фациальных зонах (рис. 1) [2].

		Окино-Китойская зона		Джидинская зона	Удино-Витимская зона		Бирамыно-Янгудская зона			
		Окинская подзона	Китойская подзона		Еравнинская подзона	Туркинская подзона	Бирамынская подзона	Янгудская подзона	Бамбуйская подзона	
кембрий	верхний	мангатгольская свита					ирканданская свита		чупегминская свита	
	средний	майский								
		амгинский	хютенская свита						кумакская свита	кумакская свита
	нижний	гойонский	нюргатинская свита		хохортовская свита		бадотинская свита			
		ботомский		горлыкская свита		олдындинская свита		бирамынская свита	кооктинская свита	айктинская свита
		атабаи-ский	хужиртайская свита				курбинская свита			
		томмот-ский	табинзуртинская свита							золотовская свита
Венд	забитская свита					турикская свита				
Рифей										

Рис. 2. Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений СБГО.

В биостратиграфических построениях для кембрийской системы СБГО используются археоциаты, трилобиты, водоросли. Остальные группы органических остатков дополняют палеонтологическую характеристику стратонов. Археоциаты являются характерными обитателями раннекембрийских морей, поэтому они используются для биостратиграфического расчленения раннего кембрия. Вместе с водорослями, губками, проблематичными кишечнополостными археоциаты образовывали рифы на шельфах. Это первая рифообразующая ассоциация в фанерозое. В кембрии СБГО археоциаты наравне с водорослями или в доминировании водорослей образуют небольшие органогенные постройки типа биогермов и биостромов (олдындинская и кооктинская свиты). Подобные разновозрастные органогенные постройки образуют также стромаболиты и микрофитолиты (забитская, золотовская свиты).

Первые схемы биостратиграфического расчленения венд-кембрийских отложений были разработаны во второй половине прошлого столетия [2, 6]. В соответствии с принятой в то время унифицированной схемой, в них выделялись алданский, ленский и амгинский ярусы нижнего и среднего отделов кембрия, а также нерасчлененные средне-верхнекембрийские отложения. В дальнейшем [1] было детализировано расчленение амгинского яруса на четыре горизонта. К настоящему времени обоснована новая региональная биостратиграфическая схема для отложений кембрия СБГО (рис. 3).

В последние годы из состава кембрийских отложений были выделены отложения среднего-верхнего палеозоя [1, 2]. Таким образом, сократился объем стратиграфических подразделений кембрийского возраста и было показано, что многие стратоны оказались недействительными [4].

система	отдел	ярус	горизонт		лона, зона
кембрийская	верхний				слои с Kuraspis-Liostracus-Acrocephalites
		средний	майский		
	амгинский		кумакский надгоризонт	кумакский	зона Pseudanomocarina-Olenoides
				правокооктинский	зона Tonkinella gavrilovae
				левокооктинский	зона Oryctocara-Oryctocephalus
		иномакитканский		зона Cheiruroides arcticus	
	нижний	тойонский	качинский		зона Kooteniella-Namanoia-Edelsteinaspis
		ботомский	уранский		слои с Binodaspis-Jangudaspis
		атдабанский	археона-товский	хулунский	слои с Elganellus-Malykania-Bulaiaspis
				судачинский	
томмотский			венский	золотовский	слои с Stratifera, Osagia
	нижний ульзунитский				
вендская				вендский комплекс	

Рис. 3. Схема биостратиграфического расчленения кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области.

### Литература

1. Ветлужских Л.И., Минина О.Р., Небекикутина Л.Н. Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья // Вестник Воронежского университета. 2009. № 1. С. 50–62.
2. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Автореферат на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2011. 18 с.
3. Геология СССР. Том XXXV. Бурятская АССР. Ч.1. Геологическое описание. Кол-в авторов. М.: Недра, 1964. 631 с.
4. Минина О.Р., Ветлужских Л.И. К проблеме объема среднего кембрия и валидности местных стратиграфических подразделений Западного Забайкалья (Верхне-Ангарский и Южно-Муйский хребты) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Т.2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 28–30.
5. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.38. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
6. Язмир М.М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии //Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ. 1967. С. 38–43.

Е. Г. Вологина<sup>1</sup>, М. Штурм<sup>2</sup>

ОСОБЕННОСТИ ГОЛОЦЕН-ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В СЕВЕРНОЙ  
КОТЛОВИНЕ БАЙКАЛА

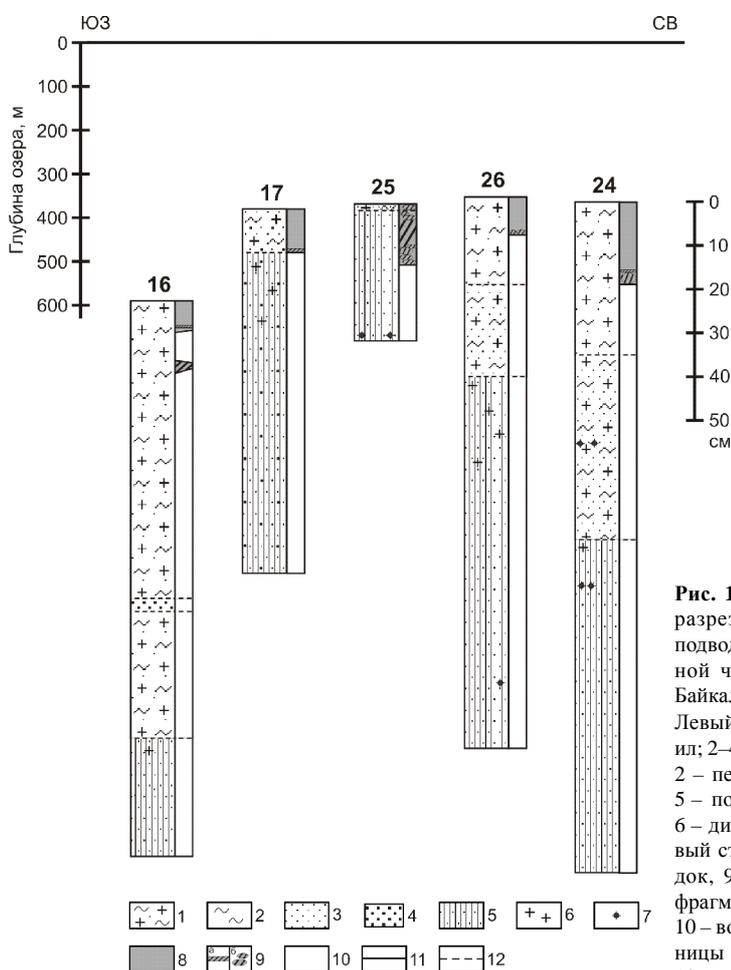
<sup>1</sup>ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

<sup>2</sup>Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды,  
г. Дюбендорф

Подводная возвышенность в южной части Северной котловины Байкала является продолжением Академического хребта, но отделена от него поперечными разломами. Скорость современного осадконакопления здесь составляет 0.57 мм/год [1]. Сейсмоакустические исследования высокого разрешения и данные локатора боково-го обзора позволили установить ассиметричное строение данной возвышенности. Основной разлом, ориентированный с юго-запада на северо-восток, делит эту струк-туру на две части. На юго-западе от разлома расположен район, характеризующийся неспокойным осадконакоплением, в северо-восточной части происходит спокойное непрерывное осадконакопление [2].

Донные осадки, вскрытые короткими (до 1.5 м) кернами, представлены биогенно-терригенными илами и подстилающими их глинами (рис. 1). Верхняя часть разрезов окислена. Окисленные отложения имеют в основном коричневый и черный цвета, их мощность изменяется от 5 до 22 см. Окраска восстановленных осадков главным образом серая и оливково-серая. В некоторых кернах встречаются уплотненные Fe-Mn корки, приуроченные к границе между окисленными и восстановленными отложениями. В поверхностных илах наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis*, *A. skvortzowii*, *Cyclotella minuta*, *C. baicalensis*, *Synedra acus* var. *radians*, *Stephanodiscus meyerii*, *Crateriportula inconspicuus*, *Cyclostephanos dubius*. [3, 4, 5]. В верхней части горизонта глин обнаружен позднеплейстоценовый вид *Stephanodiscus flabellatus*. Календарный возраст отложений, в которых отмечается пик этого вида, оценивается в 14000 календарных лет [3, 6]. Таким образом, литологический состав и данные диатомового анализа [5] свидетельствуют, что изученные поверхностные илы имеют голоценовый возраст, а подстилающие их глины - позднеплейстоценовый. Высокая биопродуктивность в течение голоцена обусловила значительные концентрации диатомей, спикул губок, цист золотистых водорослей, а также SiO<sub>2</sub> биог., C<sub>орг.</sub> и N<sub>орг.</sub> в голоценовых биогенно-терригенных илах. В подстилающих позднеплейстоценовых глинах содержание этих компонентов резко понижается. Голоценовые осадки характеризуются также пониженными значениями магнитной восприимчивости за счет высокого содержания биогенного немагнитного материала и пониженного содержания терригенной составляющей. Увеличение доли глинистых минералов, а также повышение примеси песка и алеврита в позднеплейстоценовых глинах связано, вероятно, с наличием ледников в горном окружении озера в это время [7] и, как следствие, с повышенным выносом терригенного материала ледниковыми талыми водами в озеро Байкал [8].

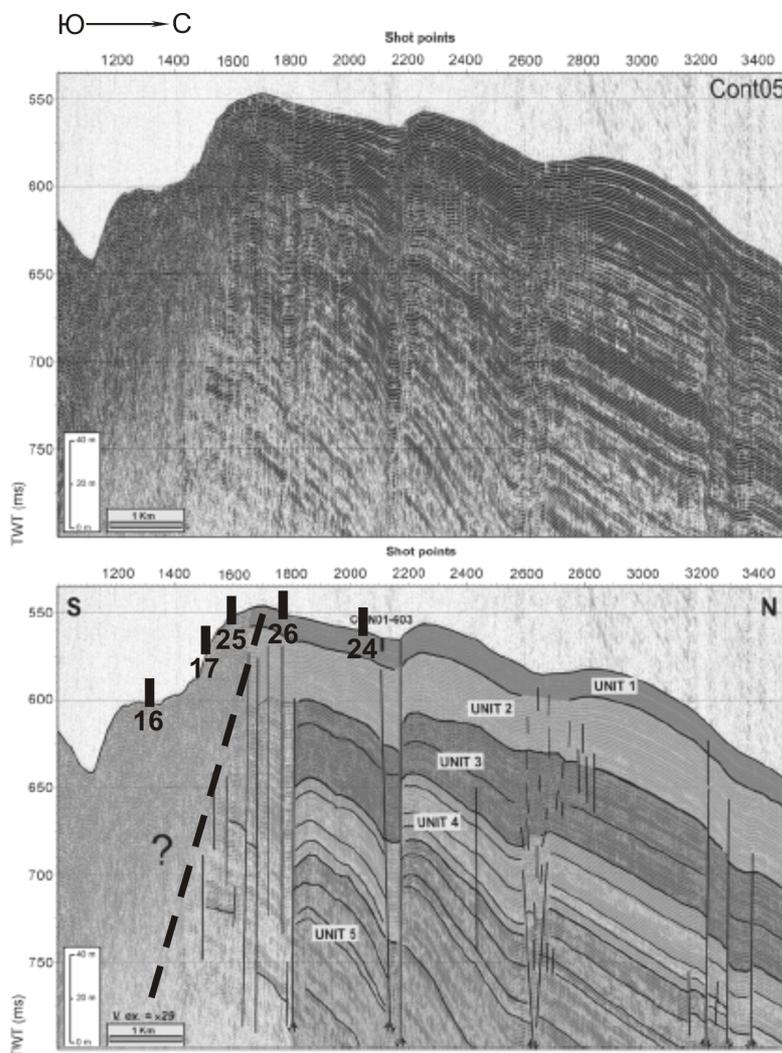
Мощность голоценовых осадков значительно варьирует в разных частях района исследования. На рисунке 2 приведен сейсмический разрез, пересекающий подводную возвышенность с юго-запада на северо-восток (согласно [2]) и схематическое по-



**Рис. 1.** Литологическое строение разрезов, вскрытых кернами на подводной возвышенности в южной части Северной котловины Байкала.

Левый столбец: 1 – голоценовый ил; 2–4 – типы осадков (фракции): 2 – пелит, 3 – алеврит, 4 – песок; 5 – позднплейстоценовая глина; 6 – диатомей, 7 – конкреции. Правый столбец: 8 – окисленный осадок, 9 – окисленная корка (а) и фрагменты окисленной корки (б), 10 – восстановленный осадок. Границы между слоями: 11 – четкие, 12 – нечеткие.

ложение точек отбора кернов донных осадков. Голоценовые осадки, вскрытые кернами 17 и 25 на склоне в юго-западной части возвышенности (район неспокойного осадконакопления согласно [2]), имеют незначительную мощность (10 см и 2 см соответственно; рис. 1, 2), что связано, вероятно, с потерей материала в результате сползания по склону. Этому способствует активный тектонический режим района исследования [7, 9, 10, 11]. В колонке 16, отобранной у подножия склона также в районе неспокойного осадконакопления, отмечается максимальная мощность голоценовых отложений – около 115 см. В северо-восточной части возвышенности (район спокойного осадконакопления) мощность голоценовых илов изменяется от 41 см до 77.2 см (керна 26 и 24 соответственно, рис. 1, 2). Детальный диатомовый анализ разрезов, отобранных в разных районах подводной возвышенности, также указывает на неспокойное осадконакопление в юго-западной части возвышенности и на спокойное непрерывное осадконакопление в северо-восточной части [5].



**Рис. 2.** Сейсмический разрез, пересекающий подводную возвышенность в южной части Северной котловины Байкала с юга на север, его интерпретация (согласно [2]) и схематическое положение точек отбора кернов донных осадков. Пунктирной линией отмечен основной разлом, ориентированный с юго-запада на северо-восток.

*Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 34, гранта № 85145 Швейцарского федерального института науки и технологии окружающей среды и проекта CONTINENT EVK2-CT-2000-00057.*

#### Литература

1. Muller B., Maerki M., Schmid M., Vologina E., Wehrli B., Wuest A., Sturm M. Internal carbon and nutrient cycling in Lake Baikal: Sedimentation, upwelling and early diagenesis // *Global and Planetary Change, Spec.*

- Issue: "Progress towards reconstructing past climate of Central Eurasia, with special emphasis on Lake Baikal". 2005. № 46. P.101-124.
2. Charlet F., Fagel N., De Batist M., Hauregard F., Minnebo B., Meischner D., SONIC Team Sedimentary dynamics on isolated highs in Lake Baikal: evidence from de-tailed high-resolution geophysical data and sediment cores // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 46. P.125-144.
  3. Bradbury J.P., Bezrukova Ye.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G.K., King J.W., Likhoshvay Ye.V. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // *J. Paleolimnol.* 1994. V. 10. P.213-252.
  4. Mackay A.W., Flower R.J., Kuzmina A.E., Granina L.Z., Rose N.L., Appleby P.G., Boyle J.F., Bradbury J.P. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relationship to atmospheric pollution and to climate change // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. 1998. V. 353. P.1011-1055.
  5. Вологина Е.Г., Воробьева С.С. Литология и биостратиграфия голоцен-позднеплейстоценовых осадков Байкала // *Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика Николая Алексеевича Логачева в связи с 80-летием со дня рождения "Кайнозойский континентальный рифтогенез"*. Иркутск, 2010. Т. 1. С.91-94.
  6. Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Феденя С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения). Новосибирск: Академическое издательство "ГЕО", 2009. 375 с.
  7. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 252 с.
  8. Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В. Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // *Известия Иркутского государственного университета. Серия "Науки о Земле"*. 2009. Т. 2. № 1. С.35-47.
  9. Ceramicola S., Rebesco M., De Batist M., Khlystov O. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia) // *Mar. Geophys. Res.* 2001. V. 22, P.445-464.
  10. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Че-чельницкий В.В. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001-2006 гг.) // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2009. Т. 36. № 1. С.40-55.
  11. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинетика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 2. С.299-311.

Ю.Г. Волохин

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ОКРАИННЫХ БАССЕЙНАХ  
ВОСТОКА АЗИИ

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Существуют противоречивые взгляды на механизм образования фанерозойских кремневых формаций складчатых поясов и их значение как индикаторов палеогеографических и тектонических обстановок седиментации. Одним из способов расшифровки условий отложения древних кремневых толщ является их подробное сопоставление с кайнозойскими и современными кремнистыми осадками. Автором рассмотрены строение и состав кремневых триасовых и юрских толщ Сихотэ-Алиня, миоцен-четвертичных илов и пород Японского и Берингова моря, плиоцен-четвертичных – Филиппинского и Охотского морей и проведено сравнение условий и обстановок их отложения.

**Сихотэ-Алинский бассейн.** В Сихотэ-Алинском регионе широко распространены отложения триасовой и средне (?)-позднеюрской планктоногенных кремневых формаций, в строении и составе которых основную роль играют радиоляриевые силициты [1, 2]. Каждая из них характеризуется индивидуальными чертами фациального и циклического строения, минералогическими и геохимическими особенностями пород. Триасовая формация представляет трансгрессивно-регрессивный макроциклит, толщиной от десятков до 500–600 м, и включает датированные микрофауной отложения всех ярусов триаса, от оленекского яруса по рэтский, включительно. Низы макроциклита сложены кремневыми аргиллитами и глинистыми кремнями, сменяющимися выше по разрезу плитчатыми кремнями. Верхнюю часть макроциклита также слагают плитчатые кремни, а его «сердцевину» – карбонатные толщи. Характерная глинисто-кремневая пачка (4–20 м, T<sub>1</sub>ol<sub>2</sub>-T<sub>2</sub>an), углеродистых силицитов маркирует низы триасовой формации. В триасовых силицитах присутствует примесь обломочного сиалического материала: кварца, калиевых полевых шпатов, иллита политипа 2M<sub>1</sub>, каолинита и галлуазита. Последние поступали в бассейн при размыве каолиновых кор выветривания на соседствовавших кристаллических массивах.

В средне (?)-позднеюрской кремневой формации преобладают глинистые кремни и глинистые яшмы, которым подчинены прослой собственно кремней. Отложения формации характеризуются большей фемичностью. Они содержат прослой железомарганцевых руд гидротермальной природы, что связывается с заключительными стадиями базальтового магматизма, активно проявившимися в бат-келловейское время. В позднеюрских силицитах количество хлорита и хлорит-сметита повышено, а каолинит и метагаллуазит отсутствуют.

Абсолютные массы накопления биогенного кремнезема в триасовое и юрское время были умеренно-высокими и варьировали от 0,23 до 4,6 г/см<sup>2</sup>/1000 лет SiO<sub>2</sub> св., что укладывается в диапазон абсолютных масс биогенного кремненакопления в современных Охотском и Беринговом морях, а также в плиоцен-четвертичном Японском море. Накопление триасовых и позднеюрских кремневых толщ происходило в котловинах сихотэ-алинского моря в мегациклы повышения уровня моря. Падение уровня моря проявилось в усилении поступления терригенного материала, в сокращенных мощностях осадков и внутриформационных перерывах в краевых частях формации.

**Кремнистые илы и породы Японского моря.** Суммарная мощность миоцен-плиоценовых отложений (диатомовых илов, опок, кремней) вскрытых глубоководным бурением, варьирует от 150 м на хребте Окусири в Японском бассейне до 930 м в трогее Кита-Ямато, где большая мощность обусловлена подводным оползанием [3]. Высокая пористость (85–90%) сохраняется в диатомовых илах до зоны перехода опала-А в опал-КТ (~ 300 м ниже поверхности дна) и резко снижается (до 50–30%) ниже этой границы, проходящей в верхнемиоценовых слоях с возрастом 5–8 млн лет [4]. Переход опала-КТ в кварц происходит на глубинах 325–471 м в осадках с возрастом от 8 до 14 млн лет.

В осадочном чехле Японского моря распространены слои и пачки углеродистых глинисто-кремневых пород, сравнимые по толщине и содержанию углерода ( $C_{\text{орг}} = 0,5\text{--}6\%$ , редко до 8,5%) с породами «фтанитовой пачки» триасовой формации Сихотэ-Алиня. Преобладает ОВ морского происхождения (до 80%), не прошедшее полного созревания и стадии нефтеобразования [5]. Глинистая фракция плиоцен-плейстоценовых кремнистых илов [4, 6] по составу схожа с глинистой примесью в триасовых силицитах Сихотэ-Алиня. По содержанию  $\text{SiO}_2$  неогеновые кремнистые отложения Японского моря более близки к позднеюрским кремневым толщам Сихотэ-Алиня. Абсолютные массы накопления  $\text{SiO}_2$  ам. в позднем плиоцене – раннем плейстоцене составляли 0,6–1,8 [7], а  $\text{SiO}_2$  св. – от 1 до 3,7 г/см<sup>2</sup>/1000 лет, что сравнимо с темпами кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время.

**Кремнистые илы Охотского моря.** Четвертичные отложения Охотского моря имеют циклическое строение, обусловленное гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Кремнистые диатомовые илы отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные, с материалом ледового разноса, во время оледенений и регрессий. Горизонт кремнистых илов, накопившихся за последние 6–8 тыс. лет, представляет слой, протягивающийся на сотни километров и толщиной 0,3–5 м (до 8–10 м во впадине ТИПРО). На профиле, от магаданского шельфа к Курильским островам, состав осадков меняется, от слабо кремнистых алевролитовых глин шельфа, к диатомовым илам пелагиали моря. Биогенный кремнезем представлен опалом-А диатомей; подчиненное значение имеют спикулы губок (2–3%), силикофлагелляты и редкие радиолярии. Объемная влажность (27–91,6%) и плотность осадков (1,17–1,81 г/см<sup>3</sup>) зависит от содержания биогенного опала [8]. В глинистой фракции илов преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметтит. Каолинитом обогащены осадки южной периферической части бассейна. Большинство глинистых минералов: иллит, иллит-сметтит, каолинит и хлорит, – являются терригенными, а иллит-вермикулит и часть сметтита поступали, в основном, при подводном размыве древних пород и осадков [8].

Абсолютные массы  $\text{SiO}_2$  ам. варьируют от 0,05 до 5,7, а  $\text{SiO}_2$  св. от 0,53 до 11,6 г/см<sup>2</sup>/1000 лет [8]. Максимальные значения характерны для депрессий и подножий склонов, а минимальные – для подводных поднятий и бровок склонов. После диагенеза осадков и катагенеза пород, голоценовые кремнистые илы Охотского моря способны образовать пласт глинистых кремней и кремневых аргиллитов, толщиной до 0,5 м (максимально, 1 м), по составу близких к позднеюрским силицитам или породам нижних горизонтов триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

**Кремнистые илы Филиппинского моря.** Обстановка накопления диатомовых илов Филиппинского моря близка к типичной океанической. В осадочном чехле абиссальной равнины котловины Паресе-Вела они не образуют непрерывного горизонта, а

локализуются в глубоких (до 7,2 км) ромбовидных депрессиях, где формируют тела, протяженностью 20–25 км и толщиной до первых метров [9]. Плотность илов во влажном состоянии – 1,14–1,17 г/см<sup>3</sup>. Несмотря на значительный возраст (до 2 млн. лет) илы не несут признаков уплотнения или диагенетического окремнения. Их накопление на дне глубоких впадин связывается со стеканием маловязких киселеподобных илов со склонов, либо с заносом створок диатомей вихревыми течениями, что предполагает сбор биогенного опала с площади большей, чем площади их захоронения. В силикатной примеси диатомовых илов существенную роль составляет материал подводного размыва миоценовых осадков и пород офиолитового фундамента, обнажающихся на крутых бортах впадин. Присутствует алевритовая примесь серпентина, актинолита, пренита, эпидота. В глинистой фракции преобладают феррисмектит ( $b=9,04-9,05E$ ) и диоктаэдрический иллит, присутствуют хлорит (8–15%), микроглобулярный глауконит, в незначительном количестве присутствует каолинит (0–4%) [9].

Абсолютные массы накопления биогенного SiO<sub>2</sub> составляют 0,10 г/см<sup>2</sup>/1000 лет, а силикатной примеси – 0,05 г/см<sup>2</sup>/1000 лет [9]. Эвпелагические глины абиссальной равнины накапливались с большими абсолютными массами (0,5 г/см<sup>2</sup>/1000 лет), что связывается с подводными барьерами, окружавшими локальные впадины и препятствовавшими заносу глинистых частиц придонными течениями. Кремнистые илы впадины Айпод в котловине Паресе-Вела способны со временем образовать пласт глинистых кремней, толщиной до 20 см, с единичными тонкими (3 мм) прослоями кремней. Геохимические характеристики илов сближают их с ордовикскими кремнями Корякского нагорья, юрскими – киселевского комплекса Нижнего Приамурья, что допускает некоторое сходство обстановок осадконакопления.

**Миоцен-четвертичное кремненакопление в Беринговом море.** Материалы бурения и геофизические данные позволяют считать, что на гетерогенном фундаменте Берингова моря, с позднего миоцена до конца четвертичного периода непрерывно [10, 11] накапливалась глинисто-кремнистая (туфо-глинисто-диатомитовая) формация. Высококремнистые, с низкой плотностью (1,3–1,5 г/см<sup>3</sup>), отложения (около 600 м) принадлежат верхам миоцена – нижнему (до среднего) плиоцену. Вниз и вверх по разрезу они сменяются вулканогенно-терригенными отложениями, среди которых значительную роль играют турбидиты. Осадки содержат до 80% остатков диатомей, 10% глинистых минералов, представленных хлоритом, иллитом и смектитом, 10% кварца и полевых шпатов алевритовой размерности. Содержания биогенного опала возрастает от голоценовых к плиоценовым слоям, от 50% вверху разреза, до 75–90%, в середине толщ «А», и снижается до 55% к низам толщ, к верхнемиоценовым слоям, оставаясь, в целом, высоким до глубины 599 м, где происходит переход к алевроаргиллитовой толще «В». Содержание C<sub>org</sub> варьирует в пределах 0,9–5,0% вес. [10, 11].

Абсолютные массы накопления аморфного кремнезема варьируют от 0,2 до 1 на шельфе и бровках склонов, до 3,8 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет в периферических частях глубоководных котловин [12].

Миоцен-четвертичные кремнистые отложения Берингова моря находятся на незавершенной стадии литификации и диагенетических изменений. После диа-катагенетических изменений кремнистых осадков толщ «А» в Беринговом море и достижения ими средней плотности триасовых и юрских силицитов Сихотэ-Алиня (2,6 г/см<sup>3</sup>) мощность позднемиоцен-четвертичной формации может сократиться почти в два раза и составить в центральной части моря около 300–350 м.

**Заключение.** Мезозойские кремневые формации Сихотэ-Алиня и миоцен-плиоценовые отложения Японского моря сопоставимы по мощности силицитовых толщ (сотни метров), временному диапазону накопления (десятки млн. лет) и абсолютным массам кремненакопления. Последние были умеренно высокими, характерными для бассейнов находящихся в зоне муссонного климата. Они определялись биологической продуктивностью вод и топографией дна в бассейнах и не зависели от типа кремний-экстрагирующих организмов (радиолярии, диатомеи). В Охотском море и в настоящее время накапливаются или близкие по содержанию кремнезема и большинства породообразующих окислов к оленекско-азиатским и позднеюрским кремневым отложениям Сихотэ-Алиня. Выравнивание суши и подъем уровня моря в ладинско-позднетриасовое время снизили (до 5 раз) поступление в сихотэ-алинский бассейн терригенной взвеси, что обусловило максимально высокие содержания  $\text{SiO}_2$  св. (85–94%) в толщах этого возраста. Сравнение минерального и химического составов пород свидетельствуют об большей контаминированности материалом континентальной коры триасовых кремневых толщ, по сравнению с позднеюрскими, на состав которых заметное влияние оказал предшествовавший среднеюрский базальтовый вулканизм.

#### Литература

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю.Г., Кемкин И.В., Смирнова О.Л., Михайлик Е.В. Средне-позднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алиня // Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2: Вулканогенно-осадочный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 62–124.
3. Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. Background, objectives and principal results, ODP Leg 127, Japan Sea // Proc. ODP, Init. Repts, College Station, TX. 1990. V. 127. P. 5–31.
4. Nobes D.C. Murray R.W., Kuramoto S. et al. Impact of silica diagenesis on physical property variation // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX, 1992. V. 127/128, P. 3–31.
5. Stein R., Stax R. Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX. 1992. V.127/128. P. 423–437.
6. Tada R., Iijima A. Lithostratigraphy and compositional variation of Neogen hemipelagic sediments in Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Stat., TX. 1992. V.127/128, P.1229–1260.
7. Dunbar R.B., De Menocal P.B., Burckle L. Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX. 1992. V.127/128. P. 439–455.
8. Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г. Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литол. и полезн. ископаемые, 2004. № 3. С. 304–326.
9. Volokhin Y.G., Popova I.M. Siliceous sediments of the Philippine Sea // Geology and Geophysics of the Phillipine Sea (Eds. H. Tokuyama et al.). Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 181–201.
10. Fullam T.J., Supko P.R., Boyce R.F., Stewart R.W. Some aspects of Late Cenozoic sedimentation in the Bering Sea and North Pacific Ocean // Init. Repts. of DSDP, 1973. V. 19. P. 887–896.
11. Scholl D.W., Creager J.S., Boyce R.E., et al. Site 184–191 // Init. Repts of DSDP, V. 19. 1973. P. 93–461.
12. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

**В.М. Гранник**

**РОЛЬ РАЗНООБРАЗНЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ КАЙНОЗОЙСКИХ  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ОХОТОМОРСКОГО  
РЕГИОНА**

*ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Необходимо отметить, что к настоящему времени главные факторы, обуславливающие формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов на континентах, океанских плитах, в зонах перехода от континентов к океанам или на пассивных, преобразованных пассивных (коллизийных), активных и трансформных континентальных окраинах, выявлены и их роль достаточно полно освещена в литературных источниках. Они создаются преимущественно за счет тектогенеза и седиментогенеза при определяющей роли тектонических процессов. Под влиянием отмеченных факторов образуются эпиконтинентальные бассейны платформенных плит, рифтов, присдвиговых прогибов (pull apart), периокеанских, краевых, передовых, межгорных прогибов и впадин, океанских плит и топодепрессий [1]. К главным нефтегазоносным зонам Земли относятся также современные и древние подводные окраины континентов, которые совпадают с областями лавинной седиментации [2–4 и др.].

Рассматриваемый Охотоморский регион входит в состав сложной Западно-Тихоокеанской континентальной окраины, включающей окраинные моря с задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами, островными дугами и глубоководными желобами. Довольно широкие (до 1000–1500 км) приконтинентальные участки окраинных морей обладают большим сходством с пассивными окраинами атлантического типа. Их характерным элементом являются дельты и авандельты крупных рек, таких как Амур, Меконг, Ировади, Махакам и др. В тылу этих окраин уже на самом континенте протягивается мощная Восточно-Азиатская континентальная рифтовая система, включающая крупные нефтегазоносные осадочные бассейны. Охотоморский регион включает докайнозойские и кайнозойские структурные элементы северной части Японского моря и Татарского пролива, дна Охотского моря, Хоккайдо, Сахалина, Корякского нагорья, Камчатки и Курильских островов [4–6 и др.].

**Конвергентное, трансформное и коллизийное взаимодействие литосферных плит** следует считать главным фактором формирования геологической структуры региона. Взаимодействие литосферных плит в Охотоморском регионе сопровождалось заложением и развитием континентальных окраин в течение позднемезозойского и кайнозойского времени. В кайнозойское время в процессе развития континентальных окраин здесь были сформированы нефтегазоносные осадочные бассейны (Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский, Южно-Сахалинский, Дерюгинский Пограничный, Южно-Охотский, Срединно-Курильский, Голыгинский, Тинровский, Западно-Камчатский (Охотоморско-Западно-Камчатский), Гижигинский, Магаданский, Кухтуйский, (Магаданский), Шантарский (Охотско-Шантарский)), осложненные различными по размерам прогибами и поднятиями. В строении перечисленных осадочных бассейнов принимают участие образования двух структурных этажей, разделенных непродолжительным стратиграфическим и отчетливым, особенно на прилегающих акваториях, структурным несогласием. Нижний структурный этаж или фундамент осадочных бассейнов включает палеозойские-датские океанские, окраинно-мор-

ские, преддуговые и островодужные интенсивно дислоцированные, местами метаморфизованные, образования. Верхний структурный этаж объединяет палеоценовые-четвертичные окраинно-морские континентальные рифтовые, синсдвиговые и пострифтовые слабо деформированные вулканогенно-кремнисто-терригенные угленосные и нефтегазоносные отложения. В Магаданском и Кухтуйском бассейнах в состав верхнего структурного яруса входят верхнемеловые и согласно их здесь перекрывающие палеоценовые-эоценовые отложения [5, 6 и др.].

Факторы, влиявшие на формирование осадочных бассейнов Охотоморского региона.

**Геодинамические обстановки формирования.** Палеогеодинамические реконструкции кайнозойского этапа развития Охотоморского сектора Пацифика показали, что процессы конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит в этот период переместились на восточный край региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивалась Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы. Одновременно с этим на большей части территории Охотоморского региона происходило формирование задуговых структурных элементов континентальной кайнозойской окраины Пацифика, которое сопровождалось зарождением и развитием рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых прогибов, осадочных бассейнов и периодическими проявлениями океанского и континентального магматизма в вулканической, субвулканической и интрузивной формах [5, 6].

**Тектоника, флюидная плюм-тектоника.** Тектонический фактор контролирует глубинные, региональные и локальные процессы нефтегазонакопления. Этот фактор создает интенсивную субвертикальную и наклонную нарушенность геосферы и ее субгоризонтальную расслоенность. Благодаря этому создается система каналов – проводников глубинной энергии, по которым мощные восходящие газофлюидные потоки (струи-плюмы) достигают самых верхних слоев земной коры. Таким образом, тектоника и флюидная плюм-тектоника контролируют в пределах рифтовых систем литосферы процессы нефтегазонакопления. На региональном уровне мантийные плюмы образуют расколы литосферы в виде рифтовых зон и депрессий, способствующих образованию нефтегазоносных бассейнов. На локальном уровне тектоника и флюидная плюм-тектоника способствуют дислокациям осадочных отложений и образованию субвертикальных зон деструкции – каналов для флюидопотоков-миниплюмов, контролирующей степень нефтегазонасыщенности конкретных месторождений [7].

В Охотоморском регионе газово-жидкие флюидные потоки наряду с процессами деформационной тектоники, формировавшей тектоно-реологическую расслоенность земной коры, способствовали энергичной генерации и миграции углеводородов и тем самым обуславливали образование месторождений углеводородов в благоприятных тектонических структурах.

**Рифтогенез и диапиры астеносферы.** В Охотоморском регионе рифтогенез был вызван взаимодействием Северо-Американской, Евразийской, Тихоокеанской, Филиппинской и Индийской литосферных плит [5, 6 и др.]. Диапиры астеносферы считаются здесь глубинной причиной рифтогенеза. Они контролировали рифтогенез, магматизм и тепловой режим. Непосредственно формирование рассматриваемых бассейнов и деформации их отложений были связаны с развитием Северо-Охотской, Тан-Лу-Охотской, Хоккайдо-Сахалинской, Охотоморско-Западно-Камчатской, Курильской (Южно-Охотской) сдвигово-раздвиговых систем [6]. Рифтогенез реализовался в импульсном

режиме с пятью фазами активности: ранний палеоцен, средний-поздний эоцен, поздний олигоцен, средний-поздний миоцен, плиоцен-квартер с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона. Синрифтовые комплексы разделены комплексами пострифтового прогибания. Развитие рифтов и сдвигов приводило к возникновению и заполнению осадками вначале рифтовых и пострифтовых прогибов, а затем осадочных бассейнов. Формы и размеры бассейнов не были постоянными. Вначале осадконакопление шло в отдельных изолированных или сообщающихся впадинах. С течением времени впадины расширялись, сливались или разделялись, пока бассейны не приняли современные очертания.

**Сдвиговая тектоника.** Сдвиговое взаимодействие геоблоков различного ранга в условиях трансформации формирует рифтовые трюги, фиксирующие рифтовую стадию образования осадочных бассейнов. Сахалинский нефтегазоносный регион сформировался в зоне сдвигового взаимодействия Амурской и Охотоморской литосферных плит. Область сдвигания распространяется до глубин 120 км и проявляется в формировании зон разуплотнения в верхней мантии. Сдвиговые разломные деформации на Сахалине состоят из относительно узкой субвертикальной зоны на глубине, а в осадочном чехле – из пучка расщепляющихся разломов в виде «цветковых» структур [7]. В фундаменте западного ограничения Дерюгинского бассейна расположен Охотоморский коллизионный шов (шов одноименной субдукционной палеозоны), по которому в южном направлении произошло правосдвиговое смещение блоков Южно-Дерюгинского поднятия на расстояние около 30 км. Этот коллизионный шов превратился в современную Восточно-Сахалинскую мантийно-коровую сдвиговую систему, обладающую высокой проницаемостью для газофлюидных потоков.

**Седиментогенез и литогенез** обеспечивает формирование природных резервуаров и ловушек нефти и газа (литологических, структурно-литологических, трещинных, трещинно-поровых и др.), физических, фильтрационно-емкостных, коллекторских и экранирующих свойств горных пород в разнообразных фациальных обстановках осадконакопления и термодинамических обстановках преобразования накопившихся осадков в горные породы. В процессе седиментации создаются характерные морфологические особенности строения осадочного чехла бассейнов: трансгрессивные и регрессивные последовательности напластования, подошвенное налегание, подошвенное и кровельное прилегание и др., позволяющие восстановить изменения относительного положения уровня моря при его формировании.

В Охотоморском регионе в периоды трансгрессий происходило накопление кремнистых и кремнисто-глинистых отложений, содержащих обломки раковин диатомей, обладавших высокой репродуктивностью. Эти отложения, как правило, являются нефтематеринскими. В периоды регрессий происходило формирование континентальных и прибрежно-морских угленосных образований, способствовавших образованию газовых месторождений. Большой вклад в накопление мощных толщ кайнозойских нефтегазоносных отложений осадочных бассейнов региона вносили крупные реки типа Палео-Амура (Праамура) и продвижение на восток их дельтовых систем. В конечном итоге, мощность кайнозойских отложений, накопившихся здесь в прогибах и осадочных бассейнах, достигает 7–12 км [5, 6 и др.].

**Тепловой поток.** Повышенный тепловой поток в обстановке устойчивого прогибания и осадконакопления способствовал ускоренному катагенетическому преобразованию органического вещества, накапливавшегося в отложениях осадочных бассей-

нов Охотоморского региона. Численное моделирование преобразования органического вещества осадочных пород северо-восточного шельфа Сахалина показало, что породы верхней половины поздне мелового комплекса, эоценового, мацигарского, даехуринского и нижней половины уйнинского комплексов по характеристикам зрелости можно отнести к нефтегенерирующим. Породы верхней половины уйнинского, дагинского, окобыкайского, нижненутовского и верхненутовского комплексов представляют интерес лишь с точки зрения формирования в них ловушек и резервуаров для нефти и газа [8].

**Тектоно-магматический фактор.** Магматизм в Охотоморском регионе проявился в островной, субаэральной и подводной обстановках в интрузивной, субвулканической и вулканической формах. Извержения вулканов способствовали накоплению мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений. Внедрение интрузивных даек, штоков, лакколитов, силлов и залежей способствовало ускоренному катагенезу вмещающих отложений в местах их скопления и формированию поднятий за счет насыщения силлами и залежами накапливающихся отложений. В некоторых регионах подобные поднятия включают гигантские месторождения углеводородов.

**Серпентинизация ультрамафитов,** происходящая под действием морской воды, сопровождается генерацией метана, аккумуляцией его в форме газогидратов в осадочном чехле и формированием месторождений углеводородов. Аналогичные процессы установлены в Атлантике, Арктике, Карибском регионе, Каймановом спрединг-центре и на шельфе Восточного Сахалина [9 и др.].

**Сейсмичность.** Землетрясения способствуют миграции углеводородов и образованиям их скоплениям.

*Исследования выполнены при поддержке гранта ДВО РАН № 12-1-ОНЗ-07.*

### Литература

1. Шлезингер А.Е. Тектогенез и седиментогенез по данным сейсмостратиграфии и ее возможности в интерпретации осадочных (осадочно-вулканогенных) бассейнов // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. 2011. Т. 86. Вып. 6. С. 3–24.
2. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Советская геология. 1984. № 7. С. 49–60.
3. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
4. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Нефтегазоносность континентальных окраин Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 1. С. 92–104.
5. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука. 2008. 297 с.
6. Гранник В.М., Литайнова А.В., Рудницкая Е.С., Ким А.Х. Кайнозойские осадочные бассейны Охотоморского региона: особенности строения и формирования // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 20–28.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 2010. 276 с.
8. Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Куницына А.В. Численное моделирование преобразования органического вещества осадочных пород северо-восточного шельфа Сахалина // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 521–531.
9. Разницин Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

**А.И. Гресов**

**ТЕКТОНО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАНОНОСНОСТИ  
И ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕСУРСОВ МЕТАНА УГОЛЬНЫХ  
БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

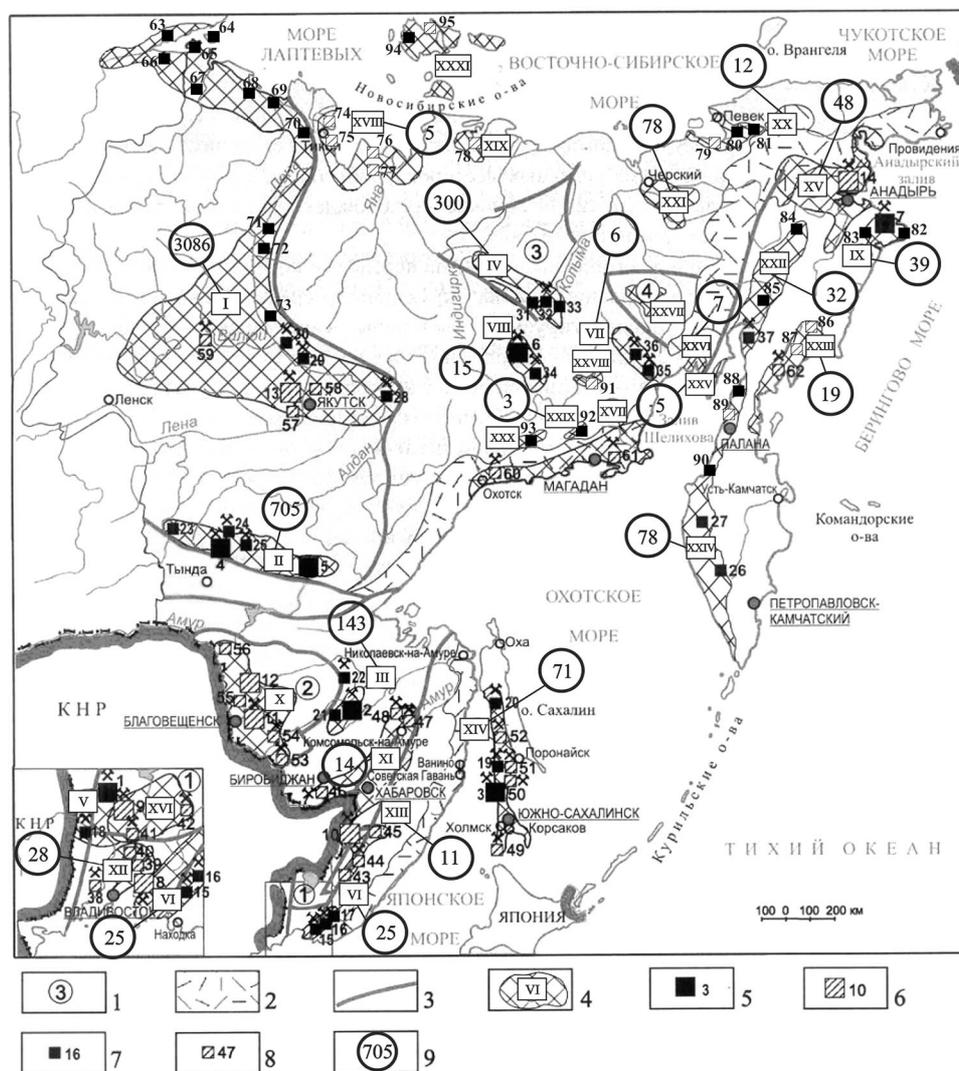
*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Под территорией Северо-Востока России понимается огромная страна северо-восточной Евразии, территориально расположенная в пределах Республики Саха (Якутия), Магаданской области, Корякского и Чукотского автономных округов. Большинство угольных месторождений и бассейнов региона с запасами и ресурсами угля более 2,2 трлн. т., по показателям метаноносности угольных пластов (10–28 м<sup>3</sup>/т и более) и перспективным для извлечения ресурсам метана (более 5 трлн. м<sup>3</sup>) соответствуют по своей геолого-промышленной значимости *углеметановым* [1].

Ведущая роль в создании общих условий формирования газоносности и перспективных для извлечения ресурсов угольного метана (УМ), без сомнения, принадлежит тектоническому фактору. Формирование углеметановых бассейнов (УМБ) восточной части региона приурочено к различным типам тектонических структур, основными из которых являются, выделенные по принципу обособления по возрасту заключительной складчатости, Верхояно-Чукотская мезозойская, Корякско-Камчатская кайнозойская складчатые области и пограничный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, расположенные в пределах Североамериканской и Охотоморской литосферных плит. Внутри Верхояно-Чукотских мезозоид выделяются Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы, разделенные Колымским и Омолонским срединными массивами (жесткими блоками), Арктическая зона и несколько более мелких блоков ранней консолидации – Охотский, Тайгоносский, Чукотский. Главным структурным элементом западной части региона является Сибирская платформа, расположенная в пределах восточной части Евразийской литосферной плиты, основными крупными тектоническими структурами которой являются: Вилюйская и Алданская синеклизы, Предверхоянский, Анабаро-Оленекский, Предтаймырский прогибы. Основные тектоно-структурные элементы Северо-Востока контактируют между собой, как правило, по глубинным разломам [2, 3, 4].

Максимальными показателями метаноносности угольных пластов, интенсивностью свободных газопроявлений и выбросов газа из геологоразведочных скважин и горных выработок шахт характеризуются УМБ, расположенные в зонах тектонических систем глубинных разломов. Сдвиго-раздвиговые и чисто раздвиговые зоны разломов, образующие депрессионные провалы в виде крупных *приразломных впадин*, аккумулируют в обилии органическое вещество в форме мощных и сверхмощных угольных пластов (Южно-Якутский, Ленский, Зырянский и др. бассейны), при метаморфическом преобразовании которых формируются мощные залежи сорбированного метана. По ним же осуществляется миграция глубинных флюидов и поступление в угленосные формации значительных объемов метана, восполняющими его потери вследствие естественной (природной) дегазации.

Формирование ряда УМБ и нефтегазоносных бассейнов региона происходило в общих геологических структурах. Территориальное и совместное залегание пластов угля, залежей природного газа и нефти, цикличность их образования, позволяет оцени-



**Рис. 1.** Схематическая карта геолого-структурного районирования угольных бассейнов Востока России: 1 – срединные массивы: 1 – Ханкайский, 2 – Буреинский, 3 – Колымский, 4 – Омолонский. 2 – Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэалинский вулканогенные пояса. 3 – основные глубинные разломы. 4 – угольные бассейны: I – Ленский, II – Южно-Якутский (Сибирская платформа); III – Буреинский, IV – Зырянский, V – Раздольненский, VI – Партизанский, VII – Омсукчанский, VIII – Аркагаалинский, IX – Беринговский, X – Амуро-Зейский, XI – Средне-Амурский, XII – Угловский (с к/у месторождениями Южно-Приморского района), XIII – Бикино-Уссурийский, XIV – Сахалинский, XV – Анадырский, XVI – Ханкайский, XVII – Охотский, XVIII – Лаптевско-Янский, XIX – Тастахский, XX – Чаун-Чукотский, XXI – Аннойский, XXII – Пенжинский, XXIII – Олюторский, XXIV – Западно-Камчатский, XXV – Тайгоносский, XXVI – Пареньский, XXVII – Омолонский, XXVIII – Сеймчано-Буюндинский, XXIX – Хасынский, XXX – Челомдинский, XXXI – Новосибирский. Основные угольные месторождения: 5 – **каменноугольные**: (1 – Липовецкое, 2 – Ургальское, 3 – Солнцевское, 4 – Нерюнгринское, 5 – Эльгинское, 6 – Верхне-Аркагаалинское, 7 – Бухты Угольной); 6 – **буроугольные**: (8 – Шкотовское, 9 – Павловское, 10 – Бикинское, 11 – Ерквецкое, 12 – Свободнинское, 13 – Кангалаское, 14 – Анадырское). Прочие угольные месторождения, угленосные районы и площади: 7 – **каменноугольные**: (15 – Углекаменское, 16 – Белопадинское, 17 – Сергеевский,

вать эти бассейны как *угленефтегазоносные*. Характер взаимоотношений угленосных и нефтегазоносных формаций в регионе – различный: нефтегазоматеринские – в большинстве случаев подстилают первые (Ленский, Зырянский, Южно-Якутский и др., рис. 1); подстилают и чередуются в разрезе (Анадырский, Северо- и Южно-Чукотский бассейны Арктического шельфа) и переходят одна в другую по площади. Роль разломов и тектонических нарушений также заключается в доминирующем их участии в процессах миграции, газопереноса и полигенезиса газов угленосных толщ. К вышеуказанным площадям региона приурочены основные (более 4 трлн. м<sup>3</sup>) перспективные для извлечения ресурсы УМ [1, 5, 6].

По характеру материнских палеоструктур в регионе выделяется шесть типов бассейнов: наложенных приразломных и вулканно-тектонических впадин, наложенных впадин мезозойской области и орогенных прогибов, наложено-унаследованных рифтогенных и внутрискладчатых прогибов. Максимальными метаноресурсными показателями характеризуются УМБ, сформированные в пределах наложено-унаследованных рифтогенных прогибов, приразломных впадин и орогенных прогибов (Зырянский, Южно-Якутский, Ленский и др. бассейны; ресурсы CH<sub>4</sub> – сотни млрд и трлн. м<sup>3</sup> с плотностью более 100 млн. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>); минимальными – наложенных вулканно-тектонических впадин вулканических поясов [1, 3, 4].

В процессе исследований в УМБ региона установлено, что при прочих равных условиях на одних и тех же глубинах метаноносность угольных пластов в закрытых осевых частях антиклинальных перегибов и в примыкающих к ним зонам более высокая и достигает 14–28 м<sup>3</sup>/т (Ленский, Зырянский УМБ). Максимальная метаноносность угольных пластов (12–24 м<sup>3</sup>/т) в синклинальных складках приурочена к их центральным зонам (Беринговский, Зырянский, Ленский и др. УМБ). В моноклиналях и крыльях складок, в которых пласты имеют выход под наносы, метаноносность угольных пластов относительно пониженная и не превышает 8–12 м<sup>3</sup>/т. В асимметричных тектонических структурах в пологих крыльях метаноносность угольных пластов в 1,5 раза выше, чем в углях, залегающих в крутых крыльях. Малоамплитудные тектонические нарушения, оперяющие крупные разломы обычно благоприятствуют формированию залежей свободного метана [1, 6].

В угольных бассейнах региона наблюдаются все типы пликтивных и дизъюнктивных дислокаций: антиклинали, синклинали, надвиги, взбросы, сбросы со всеми

---

18 – Алексее-Никольское, 19 – Бошняковское, 20 – Армудано-Онорская площадь, 21 – Ургал-Солони, 22 – Огоджинское, 23 – Сыллахское, 24 – Чульмаканское, 25 – Денисовское, 26 – Крутогоровское, 27 – Хайрюзовское, 28 – Джебарики-Хайское, 29 – Белогорское, 30 – Сангарское, 31 – Харангское, 32 – Буоркемюское, 33 – Надеждинское, 34 – Нижне-Аркагалинское, 35 – Галимовское, 36 – Кэнское, 37 – Гореловское, 63 – Сеньковское, 64 – Бегичевское, 65 – Юрюнг-Тумусское (Нордвикское), 66 – Сындаское, 67 – Эльгенское, 68 – Улахан-Юряхское, 69 – Таймыльское, 70 – Мастахское, 71 – Ынгырское, 72 – Жиганское, 73 – Леписское, 80 – Долгожданное, 81 – Дальнее, 82 – Амаамское, 83 – Алыкатваамское, 84 – Марковское, 85 – Чернореченское, 88 – Лесновское, 90 – Тигильское, 92 – Хасынское, 93 – Челомджинское, 94 – Туор-Юряхское); **8 – бурогольные**: (38 – Нежинское, 39 – Бонивуровское, 40 – Глуховское, 41 – Раковское, 42 – Чернышевское, 43 – Крыловское, 44 – Ореховское, 45 – Средне-Бикинское, 46 – Ушумунское, 47 – Лианское, 48 – Хурмулинское, 49 – Горнозаводское, 50 – Вахрушевское, 51 – Тихменевское, 52 – Побединская площадь, 53 – Архаро-Богучанское, 54 – Райчихинское, 55 – Сергеевское, 56 – Тыгдинское, 57 – Кильдямское, 58 – Хапчагайское, 59 – Кировское, 60 – Мареканское, 61 – Мелководнинское, 62 – Корфское, 74 – Быковское, 75 – Согинское, 76 – Куларское, 77 – Омолойское, 78 – Тастахское, 79 – Чаунское, 86 – Эчваямское, 87 – Хаилинское, 89 – Паланское, 91 – Эльгенское, 95 – Анжуйское). **9** – перспективные для извлечения ресурсы метана, млрд. м<sup>3</sup>[1].

переходными разностями – сбросо-сдвигами, шарнирными сбросами и др. Диапазон амплитуд тектонических нарушений колеблется от нескольких сантиметров до 1,5–2,5 км. Тектоника углеметановых бассейнов является основным фактором формирования ресурсов УМ в залежах свободного газа в различных тектонических ловушках газа. Одними из них являются структурно-тектонические ловушки, образованные антиклинальными изгибами резервуара (коллектора с крышкой слабопроницаемых пород); сводообразные поднятия, купола, выступы, брахиантиклинальные складки или ловушки, образующиеся в пределах антиклиналей, разорванных дизъюнктивами, когда по плоскости сместителя стыкуются пласт-коллектор и газонепроницаемый пласт. В моноклиналях выявлены структурные ловушки, сформированные в условиях поперечных деформаций, резервуаров-коллекторов флексурного типа, ступеней, террас, структурных носов.

Тектонические ловушки дизъюнктивных зон, резервуарами которых служат массивы трещиноватых углей, вмещающих пород и дробленые породы разрывных нарушений, заключённые в слабопроницаемых толщах, являются основными местами скопления свободного метана в регионе [1, 2, 4, 6].

Разрывные нарушения по отношению к простиранию пород подразделяются на поперечные, диагональные и продольные. Простирание, тип, характер и степень нарушения горных пород в тектонической зоне в значительной мере определяют их газопроницаемость, метаноносность угольных пластов, метанонасыщенность угленосной толщи, способствует формированию газовых ловушек и залежей свободного метана. Большинство продольных простиранию пород нарушений региона характеризуется небольшой зоной смятия пород (до 3–15 м) и большим их уплотнением, что значительно затрудняет вертикальную миграцию газов, способствует возрастанию метаноносности угольных пластов в 1,5–3 раза по отношению к средним значениям и формированию газовых ловушек и залежей свободного метана. Диагональные нарушения характеризуются значительной зоной перемятых пород (20–80 м), оказывают дегазирующее влияние на угленосную толщу, однако, в случае их «экранирования» или резкого изгиба их простирания резко повышают метаноносность угольных пластов в 1,2–2 раза и способствуют формированию, в большинстве случаев, микрозалежей свободного метана. В плане и разрезе это чаще всего также система пересекающихся диагональных нарушений в виде угла («клина») по восстанию пласта. Поперечные к простиранию пород нарушения, как правило, дегазируют угленосную толщу и снижают метаноносность угольных пластов [1, 2].

### Литература

1. Гресов А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы её промышленного освоения. Том II. Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока. Владивосток: Дальнаука, 2012. 469с.
2. Угольная база России. Т.V. кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. Под ред. В.Ф. Череповского. М.: Геоинформмарк, 1999. 638с.
3. Фандюшкин Г.А., Гресов А.И. Тектоно-генетическая классификация угольных бассейнов Северо-Востока России // Тихоокеан. Геология, 2006, № 6. С.51–56.
4. Фандюшкин Г.А. Закономерности углеобразования на Северо-Востоке России. Губкин: Изд-во «Губкинская типография», 2006. 341 с.
5. Гресов А.И. Воздействие глубинной дегазации на формирование углегазоносных бассейнов юга Дальнего Востока // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. М.: ГЕОС., 2008. С. 122–125.
6. Гресов А.И. Роль тектоники в формировании метаноресурсной базы углегазоносных бассейнов Востока России // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 472–475.

**Е.В. Грецкая**

**НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

*ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск*

Месторождения углеводородов (УВ) в терра-аквальных и аквальных бассейнах Дальнего Востока обнаружены в отложениях от нижнего-среднего эоцена до верхнего миоцена. В большинстве изученных бассейнов выделяются два региональных стратиграфических уровня нефтегазонакопления: нижне-среднемиоценовый и верхнемиоценовый. С осадочным комплексом, сформированным в палеоцен-среднеэоценовый климатический оптимум [1], связано Средне-Кунжикское газоконденсатное месторождение и Георгиевское нефтяное месторождение. В отложениях олигоцена открыты месторождения нефти и газоконденсата в Пограничном прогибе и Западно-Камчатском НГБ. Несмотря на общие черты строения осадочных комплексов и этапов развития бассейнов, флюиды месторождений и нефтегазопроявлений различаются по физико-химическим свойствам, групповому и углеводородному составам, отражающим как природу исходного материала, так и последующие изменения, происходящие в процессе миграции и существования залежей. Для характеристики использованы, как опубликованные геохимические данные [2, 3], так и полученные автором в последние годы. Особое внимание уделено изучению состава нефтей из проявлений в скважинах Западно-Сахалинского бассейна и органического вещества (ОВ) углистых пород и углей.

Анализ нефтегазоносных систем предусматривает установление стратиграфической, географической и временной протяженности системы. Стратиграфическая протяженность показывает связь между УВ материнских пород и коллектора. В бассейнах с установленной нефтегазоносностью по степени определенности могут быть выделены известная и гипотетическая системы. Для первой на основе геохимической корреляции нефть – нефтематеринская порода должна быть установлена нефтепроизводящая толща, для второй – геохимические данные не позволяют провести однозначную корреляцию между ними. В аквальных частях бассейнов правомерно определять только спекулятивную систему на основе геолого-геофизических данных. Географическая протяженность системы отображает площадное распространение очага генерации УВ и связанные с ним месторождения УВ и нефтепроявления в критический момент для системы. Критическим моментом для всех рассмотренных бассейнов считается тектоническая активность плиоцен–четвертичного времени, определившая формирование их структуры.

Флюиды, характеризующиеся высоким отношением пристан/фитан (Pr/Ph), установлены в Западно-Сахалинском, Западно-Камчатском и Анадырском бассейнах (Табл.). Источником УВ этих флюидов являются угленосные толщи. Высокие и повышенные значения этого отношения установлены в углистых аргиллитах найбутинской свиты юго-западного Сахалина. Подобные показатели приводятся для пород этой свиты и гагаринской свиты Анадырского бассейна [4]. В «пристановых» нефтях, а также углей и углистых породах содержание n-алканов в 5–6 раз превышает содержание ациклических изопреноидов. Флюиды с низким отношением пристан/фитан (от менее 1 до 2) генетически и пространственно связаны с кремнистыми отложениями (Табл.). Сходными алкановыми показателями, отражающими смешанный состав исходного ОВ,

Таблица. Биомаркерные параметры состава нефтей и ОВ пород

№	Месторождение, площадь (№ скважины)	Pr/Ph	Pr/n-C <sub>17</sub>	Ph/n-C <sub>18</sub>	Изопр./n-алк.*	STER/PENT	C30H/C29SR	C31HS/R	MPI 1 (%Ro)
<b>О. Сахалин</b>									
1	Окружное (1)	1.84	3.23	1.82	0.72	0.92	1.07	0.54	0.9
1a	Хузинское (1)	1.87	3.26	1.77	0.76	0.56	1.55	0.56	0.86
2	Восточно-Кайганское (1)	1.30	1.86	1.41	0.46	1.03	0.83	0.56	0.91
2a	Восточно-Кайганское (2)	1.70	2.91	1.66	0.56	1.57	0.53	0.55	0.78
3	Полярнинское (1)	1.49	0.86	0.80	0.40	1.02	1.82	0.49	0.7
4	Уфское (2)	2.39	12.20	6.67	2.5	0.22	0.72	0.59	0.94
5	Маячная (1)	3.13	1.69	0.59	0.3	0.29	1.50	0.56	0.83
6	Угловская (4)	1.71	1.30	0.82	0.42	0.76	1.46	0.60	0.87
7	Ковровская (3)	0.87	0.64	1.01	0.38	0.51	1.39	0.55	0.75
8	Георгиевское (1)	9.36	4.64	0.41	0.15	0.22	2.92	0.58	-
9	Южно-Невельская (16)	8.4	2.37	0.25	0.21	0.52	2.02	0.58	0.69
10	Южно-Невельская (1СП)	-	-	-	-	0.09	0.35	0.61	-
11	Шебунинская (1)	7.08	3.62	0.40	0.25	0.09	3.39	0.63	0.89
12	Южно-Луговое (1)	-	-	-	-	0.12	4.22	0.59	0.76
<b>Западная Камчатка</b>									
13	Средне-Кунжикское (1)	7.93	2.85	0.30	0.20	0.19	3.22	0.59	0.68
<b>Анадырская впадина</b>									
14	Верхне-Эчинское (16)	7.30	1.10	0.14	0.15	0.20	2.71	0.58	0.91
14a	Верхне-Эчинское (13)	6.98	1.13	0.15	0.16	0.20	2.57	0.57	0.79
<b>Хатырский прогиб</b>									
15	Угловое (37)	3.36	1.19	0.40	0.39	0.39	1.48	0.58	0.83
<b>О. Сахалин (битумоиды)</b>									
16	Малкинская (1), аргиллит	9.95	4.0	0.32	0.17	0.09	4.05	0.59	-
17	р. Сара, аргиллит	5.12	4.17	0.72	0.15	0.07	-	0.46	-
18	р. Найба, уголь	3.51	2.55	0.77	0.27	0.06	-	0.47	-

\* Ациклические изопреноиды/n-алканы в насыщенной фракции; - Параметры не рассчитывались из-за низких концентраций или отсутствия в образцах исследуемых соединений

характеризуются нефти Углового месторождения и нефть Маячной площади Набильского прогиба. По нашим данным (отношение пристан/фитан) нефть Углового месторождения не относится к «пристановым», как считалось ранее [5].

По распределению регулярных стеранов в Северо-Сахалинском бассейне выделены три типа нефтей (рис. 1 а). Нефти I типа генетически и пространственно связаны с олигоценовыми и миоценовыми силицитами (Окружное, Восточно-Кайганское, Полярнинское, Эхабинское). Нефти и конденсаты II и III типов распространены соответственно в окобыкайско-нутовском и уйнинско-дагинском комплексах. На рисунке 1 б показано распределение стеранов в нефтях, охарактеризованных в таблице. Среди них

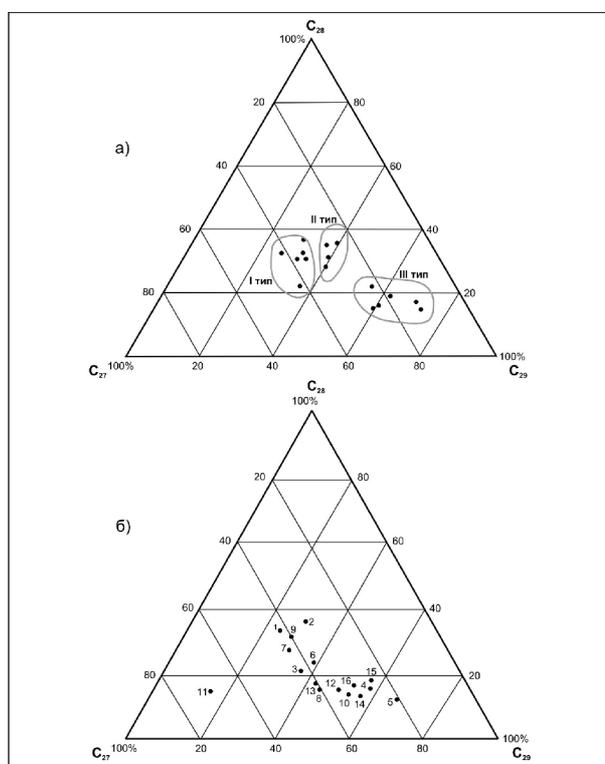


Рис. 1. Диаграмма распределения регулярных стеранов в нефтях Северо-Сахалинского бассейна (а) и нефтях и битумоидах бассейнов Дальнего Востока (б).

нет нефтей, подобных II типу и III типу с высоким относительным содержанием стерана  $C_{29}$ , свидетельствующем о «гумусовой» природе исходного ОВ. Нетипичное соотношение стеранов в «пристановой» нефти Шебунинской площади является, вероятно, результатом хроматографического эффекта, приводящего к уменьшению концентрации исходного биологического эпимера  $C_{29}$  стерана при миграции. Точка, соответствующая этой нефти, значительно отклоняется от теоретически рассчитанной линии равновесия (рис. 2).

По показателю зрелости  $MPI\ 1\ (\%R_o)$  (Табл.) высокие значения  $R_o$ , (градации  $MK_2$ - $MK_3$ ) характеризуют нефти Окружного и Восточно-Кайганского месторождений, относящиеся к нефтям ранней генерации [2, 3]. Такое несоответствие обусловлено учетом особенностей катагенеза в кайнозойских бассейнах.

Таким образом, в Северо-Сахалинском бассейне на основе прямых корреляционных зависимостей между составом УВ флюидов и нефтематеринскими отложениями выделены три известные нефтегазоносные системы. Региональные уйнинскодагинская и окобыкайско-нутовская системы, соответствующие нефтегазоносным комплексам, характеризуются разобщенной географической протяженностью, как в пределах острова, так и на шельфе. Нефтегазоносная система, связанная с кремнистыми отложениями имеет локальное распространение.

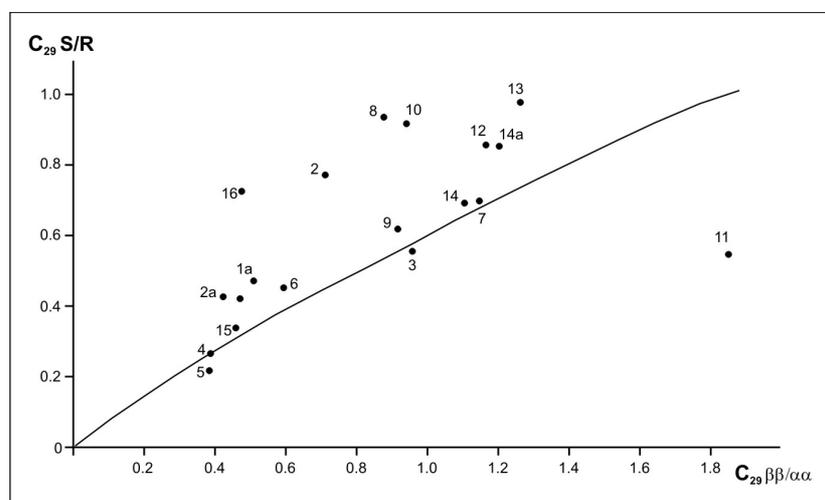


Рис. 2. Соотношение эпимеров стеранов – индекс зрелости и миграции нефтей.

В Западно-Сахалинском бассейне выделена известная палеоцен-эоценовая система (южная часть) и гипотетическая олигоцен-миоценовая система.

В Западно-Камчатском бассейне в палеоцен – эоценовой системе установлено 4 типа нефтей, источником которых является ОВ разного вещественно-фациального состава [6]. Угли и углистые породы широко распространены в разрезе снатольской свиты, а материнские породы «морской нефти» пока не выявлены. В гипотетической эоцен-олигоценовой системе нефтематеринскими являются алевриты и аргиллиты, обладающие близким по исходному составу ОВ.

В Хатырском бассейне выделена одна известная миоценовая система. В Анадырском бассейне известная майницко-собольковская система включает Верхне-Телекайское месторождение, а гипотетическая эоцен-автакульская – Верхне-Эчинское и Ольховое. Широкая стратиграфическая и географическая протяженность этой системы определяются отсутствием корреляции нефть – материнская порода.

### Литература

1. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120с.
2. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
3. Попович Т.А., Кравченко Т.И. Генетические особенности углеводородного состава нефтей Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна // Геология нефти и газа. 1995. № 1. С. 40–44.
4. Баженова Т.К., Шапиро А.И. Алифатические углеводороды синбитумоидов как показатель фациально-генетического типа органического вещества // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. [http://www.ngtp.ru/1/28\\_2008.pdf](http://www.ngtp.ru/1/28_2008.pdf)
5. Гурко Н.Н., Васильева В.Ф., Кондакова Т.Н и др. Нефти и конденсаты осадочных бассейнов Чукотки и Камчатки //Тихоокеан. Геология. 1986. № 4. С. 111–116.
6. Geochemical and petrological evidence for Tertiary terrestrial and Cretaceous marine potential petroleum source rocks in the western Kamchatka coastal margin, Russia // Organic Geochemistry. 2006. Vol. 37. P. 304–320.

**И.Л. Жуланова, А.М. Гагиева, Н.И. Третьякова**

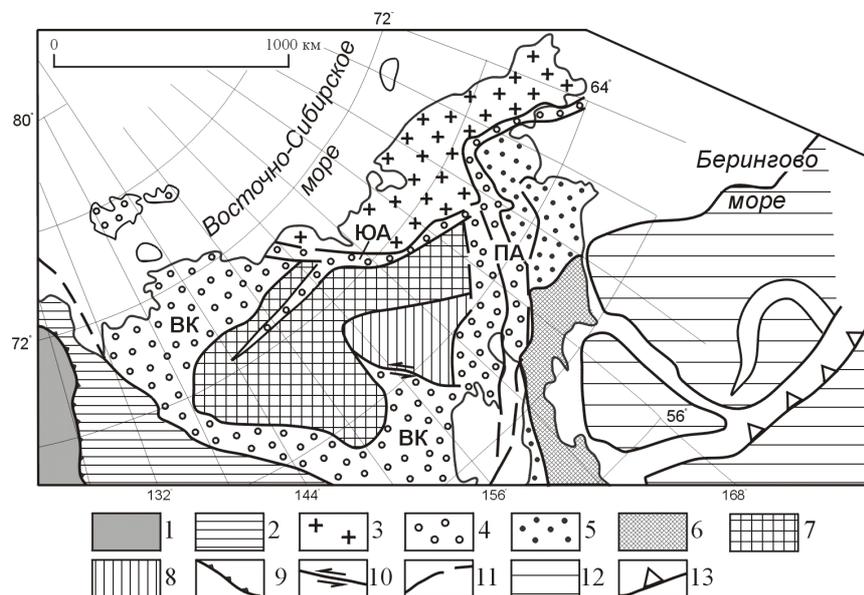
**ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ КАК ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ВНУТРЕННЕЕ  
СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА**

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
г. Магадан*

1. Омолонский массив (ОМ) выделяется в современной структуре Северо-Востока Азии (СВА) как элемент с наиболее полно документированной историей развития. В его пределах вскрыты метаморфические, осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, в совокупности представляющие практически всю глобальную геохронологическую шкалу, начиная с раннего архея. Самая характерная особенность ОМ – наличие раннедокембрийского кристаллического фундамента и несогласно залегающего на нем чехла слабо деформированных позднерифейских, палеозойских и нижне-мезозойских (домеловых) отложений. В мелу ОМ представлял собой область размыва, локально затронутую тектоно-магматическими процессами, связанными с формированием окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В небольшом объеме проявлялся, предположительно, палеогеновый базитовый магматизм. В центральной части ОМ (верховья р. Кедон) установлены плейстоценовые (?) щелочные базальты.

2. Долгие годы ОМ интерпретировался как срединный, т.е. располагающийся внутри мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, и считался главным источником сведений о ранних стадиях ее развития. С переходом от концепции геосинклиналей и платформ к тектонике литосферных плит представления о срединных массивах Северо-Востока Азии кардинально изменились. Сейчас наиболее популярны аккреционные модели, в которых СВА предстаёт агломератом сгруженных у края древнего континента террейнов, группирующихся в разновозрастные и разнотипные орогенные пояса. ОМ трактуется при этом как фрагмент разрушенной периферии древнего континента (кратонный террейн), механически сопряженный с композитным Колымо-Омолонским супертеррейном – продуктом среднеюрской амальгамации террейнов тихоокеанской и арктической принадлежности (рис. 1) [1, 2]. Иными словами, с мобилистских позиций Омолонский кратонный террейн видится как элемент тектонически пассивный. По смыслу это близко классическому определению ОМ как “остаточного” – возникшего в результате разрушения Северо-Азиатского кратона при заложении мезозойских подвижных поясов [3], с той разницей, что в аккреционных моделях совершенно иначе понимается природа ныне окружающих массив (террейн) складчатых (орогенных) поясов.

3. Комплексное геолого-петрологическое и изотопно-геохронологическое изучение кристаллического фундамента позволило интерпретировать ОМ как крупный фрагмент (сектор) раннеархейского мигматит-гранулитового мегасвода, чье становление было обусловлено двумя этапами гранитизации (чарнокитизация, затем плагиогранитизация с верхней границей 3,8 млрд лет) древнейшего гранулит-базитового субстрата. В раннем протерозое (2,3–1,6 млрд лет назад) мигматит-гранулитовые комплексы центральной части мегасвода испытали калиевую гранитизацию, сопровождавшуюся формированием относительно небольших гранито-гнейсовых куполов, высокая текто-



**Рис. 1.** Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии (фрагмент), по [1]. 1–2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – опущенная окраина кратона, Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 3–6 – орогенные пояса: 3 – Чукотский средне-позднеюрский, 4 – Верхояно-Колымский (ВК), Южно-Анхойский (ЮА), Пенжинско-Анадырский (ПА) позднеюрско-раннемеловые, 5 – Корякский позднемеловой, 6 – Олюторско-Камчатский раннекайнозойский; 7 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 8 – Омолонский фрагмент кратона (кратонный террейн); 9 – надвиги; 10 – сдвиги; 11 – разломы; 12 – океаническая кора; 13 – зона субдукции.

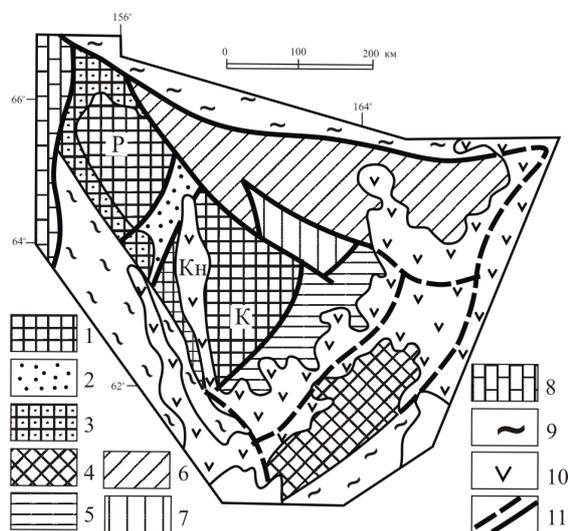
ническая активность которых и обеспечила перманентную тенденцию к воздыманию соответствующей части раннеархейского мегасвода [4, 5].

4. Стратиграфический разрез нижнего архея фундамента ОМ, эндогенные процессы и геохронологические рубежи его раннедокембрийской истории хорошо коррелируются с аналогичными характеристиками фундамента Сибирской платформы [б. С. 9–29]. Но этот факт, вопреки широко распространённому мнению, не может служить доказательством их бывшего структурного единства, поскольку отражает в первую очередь события глобального масштаба, которые так или иначе проявлены в раннем докембрии всех континентов Земли. Специфика тектонической природы ОМ нагляднее всего вырисовывается при анализе истории формирования его чехла, который может рассматриваться как самостоятельный осадочный бассейн – достаточно автономная депрессионная структура, характеризующаяся определённым единством развития [7].

5. Современная структура ОМ гетерогенна. В ней ясно обособлены центральная часть – Юагирская глыба, где кристаллический фундамент приближен к эрозионной поверхности, и в разной степени прогнутые периферические элементы: Коркодонская “перикратонная” зона, окаймляющая Юагирскую глыбу с юго-запада и севера, и Намындыкано-Моланджинская окраинная зона, составляющая северо-восточную часть массива. Юагирская глыба, в свою очередь, подразделяется на относительно стабиль-

ные Кедонское и Рассошинское поднятия, разделённые Доломнанской поперечной зоной (рис. 2)\*. Главным признаком единства чехла ОМ является чёткая корреляция между вариациями строения его отдельных участков (стратиграфическая полнота разрезов, вещественный состав отложений, мощность) и особенностями их кристаллического фундамента.

6. С наибольшей очевидностью взаимосвязь структур фундамента и чехла проявляется в тектонических элементах высоких порядков, составляющих Юкагирскую глыбу. Центрами активного воздымания выступают при этом раннепротерозойские гранито-гнейсовые купола, сконцентрированные в юго-западной части Кедонского поднятия. Ярче всего их влияние проявлялось в допозднепалеозойское время, когда движения носили отчетливый знакопеременный характер. За воздыманием, продолжавшимся вплоть до начала позднего рифея, последовала деструкция кристаллического цоколя, предопределившая заложение на будущем ОМ первых седиментогенных впадин. Наиболее разнообразный деструктивный парагенез (бластомилониты, малые интрузии базитов, Fe-Mg-Ca метасоматиты, в т.ч. промышленно значимые железистые кварциты) установлен в наиболее крупных выступах (куполах) фундамента Кедонского поднятия – Ольдянинском и Коаргычанском, испытавших максимально интенсивную раннепротерозойскую гранитизацию. Ещё более тесно основной магматизм и начало осадконакопления сближены на Рассошинском поднятии, где покровы базальтов фациально замещают пестроцветные терригенные отложения низов чехла, датируемых кембрием [8]. В то же время прогибание участков с наиболее интенсивно гранитизированным фундаментом было недолгим и уже к концу рифея на большей части территории ОМ вновь сменилось воздыманием. Именно эта двукратная инверсия режима, связанная со свойствами фундамента, и обусловила четкое обособление нижнего яруса, выделяемого большинством исследователей в структуре чехла ОМ [3].



**Рис. 2.** Схема блокового строения Омолонского массива, по [3], с изменениями. Омолонский массив – 1–7: 1–3 – Юкагирская глыба: 1 – Рассошинское (Р) и Кедонское (К) поднятия, 2 – Доломнанская поперечная зона, 3 – Коркодонская “перикратонная” зона; 4 – Тайгоносский блок; 5 – Гижигинская межглыбовая зона; 6 – Намындыкано-Моланджинская зона; 7 – Хуличанская впадина. Структуры обрамления – 8–9: 8 – Прикольмское поднятие, 9 – мезозойские складчатые зоны. 10 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и оперяющий его Конгинский (Кн) вулcano-плутонический ряд; 11 – главные разломы.

\* Гижигинская (межглыбовая, по [3]) зона и Тайгоносский блок, структурно принадлежат, по мнению авторов, Кони-Танюерерской складчатой системе мезозоид.

7. Тесную связь с раннепротерозойскими гранито-гнейсовыми куполами обнаруживает раннепалеозойский гранитоидный и щелочной интрузивный магматизм, строго ограниченный пределами Кедонского и Рассошинского поднятий. Не менее четко с ареалом раннепротерозойских гранито-гнейсов Юкагирской глыбы совпадает ареал средне- и позднедевонских субэвральных вулканитов, преимущественно кислого состава (кедонская серия).

8. Богатую палеотектоническую информацию дает сопоставление истории развития в среднем палеозое Юкагирской глыбы и Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны, где выделяются примыкающая к Юкагирской глыбе Гыданская подзона и сменяющая её к северо-востоку Ушурэчанская. Подзоны обнаруживают противоположную направленность осадконакопления: в Гыданской континентальные отложения вверх по разрезу сменяются морскими, в Ушурэчанской – морские постепенно вытесняются континентальными. При этом Гыданская подзона характеризуется антидромной направленностью вулканизма, Ушурэчанская – гомодромной. Отсюда следует, что центром тектонической активности на среднепалеозойском этапе развития Омолонского массива выступала Юкагирская глыба.

9. Девонский магматизм был последним проявлением эндогенной активности раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов фундамента ОМ. После этого они развивались в режиме, хорошо согласующемся с моделью автоколебательных движений, свойственных интенсивно гранитизированным структурам раннего докембрия (воздымание, вызванное разогревом недр, богатых  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ , U, Th, прекращается вследствие размыва и охлаждения апикальных частей куполов, накопление термоизолирующего чехла ведет к новому разогреву и воздыманию и т.д.) [9].

### Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 7–41.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
4. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
5. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
6. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
7. Беленицкая Г.А. Осадочные бассейны Земли // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 98–112.
8. Гагиев М.Х., Ткаченко В.И. Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С. 43–57.
9. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 189 с.

И.К. Иванова

АДАМАНТАН И ЕГО ГОМОЛОГИ В ГАЗОВЫХ КОНДЕНСАТАХ ВИЛЮЙСКОЙ  
СИНЕКЛИЗЫ

ФГБУН Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Детально исследованы стабильные газовые конденсаты из триасовых отложений Средневиллюйского месторождения (горизонт Т1-III, глубина залежей 2455–2463 м). Исследуемые конденсаты имеют невысокую плотность – 728,2–789,6 кг/м<sup>3</sup>. Выход бензиновых фракций составляет 64–90% мас. Групповой состав одного из конденсатов отражен в табл. 1. Методом хромато-масс-спектрометрии во фракции идентифицировано 154 индивидуальных углеводородов (УВ). Основными УВ, преобладающими в конденсате, являются: метилциклогексан и *n*-+*m*-ксилолы.

Сканированием хроматограммы по фрагментарным ионам (*m/z* 136, *m/z* 135, *m/z* 149, *m/z* 163 и *m/z* 177, рисунок 1) позволило обнаружить мостиковые УВ в составе исследуемых конденсатов. Следует отметить необычный порядок их элюирования. Все метилзамещенные (в голове моста) адамантаны имеют значительно более низкие тем-

Таблица 1. Групповой углеводородный состав дистиллятной фракции (н.к. – 300°С) конденсата Средневиллюйского месторождения (% мас.)

Сумма насыщенных УВ, в т.ч.:	41,16
<i>n</i> -алканов	17,92
изоалканов (2 и 3-метил)	5,51
изопренанов	1,44
циклоалканов (моно-и бициклических)	16,29
Сумма ароматических УВ, в т.ч.	22,86
моноядерных	17,77
биядерных	7,94
гибридных	2,15

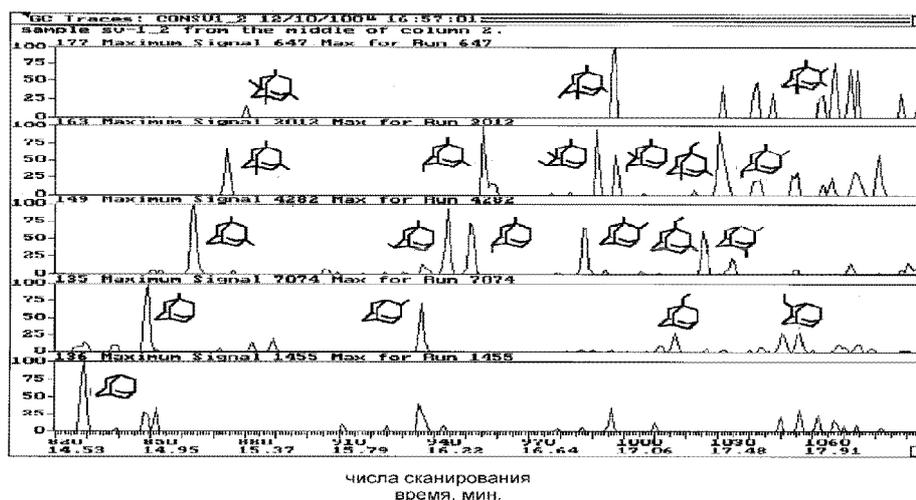


Рис. 1. Масс-фрагментограммы адамантанов конденсата Средневиллюйского месторождения.

пературы кипения, чем УВ, где хотя бы один из заместителей не расположен в голове моста. Разница в температурах кипения таких адамантанов настолько велика, что 2-метиладамантан ( $C_{11}$ ) элюируется позднее 1,3,5,7-тетраметиладамантана ( $C_{14}$ ).

Из рисунка 1 видно, что адамантановые УВ представлены гомологическим рядом от  $C_{10}H_{16}$  до  $C_{14}H_{24}$ . Наибольшим заместителем, связанным с адамантановым ядром, является этильный радикал. В составе адамантанов преобладают 1-метиладамантан и 2-метиладамантан, составляющие соответственно 15,79% и 11,05%. На долю углеводородов  $C_{10}$ - $C_{12}$  приходится 72,63%,  $C_{13}$ - $C_{14}$  – 27,37%.

В работе [2] показано, что адамантаны состава  $C_{10}$ - $C_{13}$  присутствуют и в молодых, и в древних нефтях морского и континентального генезиса, в зрелых и незрелых нефтях, генерированных как глинистыми, так и карбонатными толщами. Также отмечается, что количество адамантана в различных нефтях находится в прямой зависимости от химической природы нефти. Наиболее высоким содержанием адамантана характеризуются нефти нафтенового типа. Напротив, в парафинистых нефтях доля адамантана значительно ниже [1]. Однако, вместе с тем, следует отметить необычный состав конденсата “Моллакер”, насыщенные УВ которого представлены, главным образом, н-алканами и адамантанами [3].

Поскольку адамантаны, находятся в нефтях и конденсатах в незначительных количествах, то они представляют собой сугубо научный интерес. Со времени открытия адамантана вопрос о его происхождении в нефти и конденсатах волновал многих исследователей, поскольку в исходных биоорганических соединениях адамантаны, как правило, отсутствуют. И после разработки Шлейером синтетического метода получения адамантана путем изомеризации гидрированного димера циклопентадиена в присутствии кислот Льюиса, Ланда с сотрудниками [4] высказали предположение, что источником адамантана в нефти служат полициклические УВ, при этом природные глины и алюмосиликаты могут играть роль катализаторов их превращения в адамантан. А также, вероятно, мостиковые УВ могут являться маркерами по глубинам превращения органического вещества, т.к. тетра-, пента- и гексаамантаны были обнаружены в глубокозалегающих (6800 м) газовых конденсатах Мексиканского залива [5], что наводит на мысль об усложнении адамантанового скелета с глубиной залегания.

### Литература

1. Багрий Е.И. Адамантаны: Получение, свойства, применение.-М.: Наука, 1989. 264 с.
2. Гордадзе Г.Н., Арефьев О.А. Адамантаны генетически различных нефтей // Нефтехимия. 1997. Т. 37. №5.
3. Соколова И. М., Макаров В.В., Кульджаев Б., Абрютина Н.Н. Углеводородный состав газового конденсата Моллакер // Нефтехимия. 1990. Т. 30. № 6. С. 723.
4. Landa S., Kamycek Z., Kamyckova J. // Erdol und Kohle-Erdgas-Petrochem. 1961. Bd.14. №11. P. 904–905.
5. Lin R. and Wilk Z.A. Natural occurrence of tetramantane ( $C_{22}H_{28}$ ), pentamantane ( $C_{26}H_{32}$ ) and hexamantane ( $C_{30}H_{36}$ ) in a deep petroleum reservoir// Fuel. 1995. V.74. №10. P. 1512.

С.А. Касаткин<sup>1</sup>, А.И. Обжиров<sup>2</sup>

**РАЗЛОМНАЯ ЗОНА НОСАППУ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ  
(ОХОТОМОРСКИЙ РЕГИОН)**

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup>ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проявления газогидратов в Охотоморском регионе известны в районе Сахалинского северо-восточного склона с 1991 г. Там же, на шельфе, локализованы многочисленные нефтегазовые залежи. В связи с этим, установлена взаимосвязь формирования газогидратов в верхних слоях донных морских осадков в районе зон разломов и потоков пузырей метана. Обычно источником метана являются нефтегазосодержащие слои, залегающие глубоко в осадочной толще, из которых по зонам разломов при сейсмико-тектонической активизации метан мигрирует вверх, и в донных осадках образует газогидраты. На этой основе разработаны методы поиска газогидратов и нефтегазовых залежей [6].

Однако, в последние годы в южной части Охотского моря и Татарском проливе были открыты новые источники пузырей метана (газовые факелы) и газогидраты [7]. Нахождение вне известных нефтегазовых месторождений, а также на зашельфовых глубинах, вызывает особый интерес и позволяет предполагать их abiогенное происхождение, вызванное мантийными источниками, что вполне согласуется с теорией углеводородной дегазации Земли [1, 5].

В то же время, данные сейсмической томографии [3] показывают, что в районе центрального и южного Сахалина находится субдуцирующий слэб Тихоокеанской плиты, который, по сути, перекрывает поток мантийных углеводородных флюидов.

Между тем, 14 августа 2012 года в Охотском море в 168 км от берегов Сахалина (49.784° с.ш., 145.126° в.д.) на глубине 625.9 км произошло землетрясение с магнитудой 7.7 балла [4], после чего, участники международной экспедиции LV59, находящиеся в этом районе, стали свидетелями резкого повышения интенсивности подводных газовых факелов. Таким образом, обнаружилась явная взаимосвязь глубинной тектонической активности в пределах слэба и увеличение потока пузырей метана, выходящих из морского дна. Учитывая этот факт, были проанализированы местоположения всех сильных (M<sub>e</sub>≥5) землетрясений Охотоморского региона, зарегистрированных в каталоге геологической службы США [4] с 1977 по 2010 гг., где также приведены данные расшифровок фокального механизма. Важными результатами этих расшифровок являются, прежде всего, ориентировки главных нодальных плоскостей разрывов с направлением (типом) смещений, пространственные положения осей сжатия, растяжения и средней оси деформаций в очаге землетрясения. Особое внимание было уделено распределению очагов сдвигового типа – с крутонаклонным погружением средней оси деформаций и близгоризонтальным лево- и правосторонним смещением в плоскости разрыва, поскольку именно сдвиги могут формировать структуры растяжения в слэбе, обеспечивающие проницаемость мантийных флюидов [2].

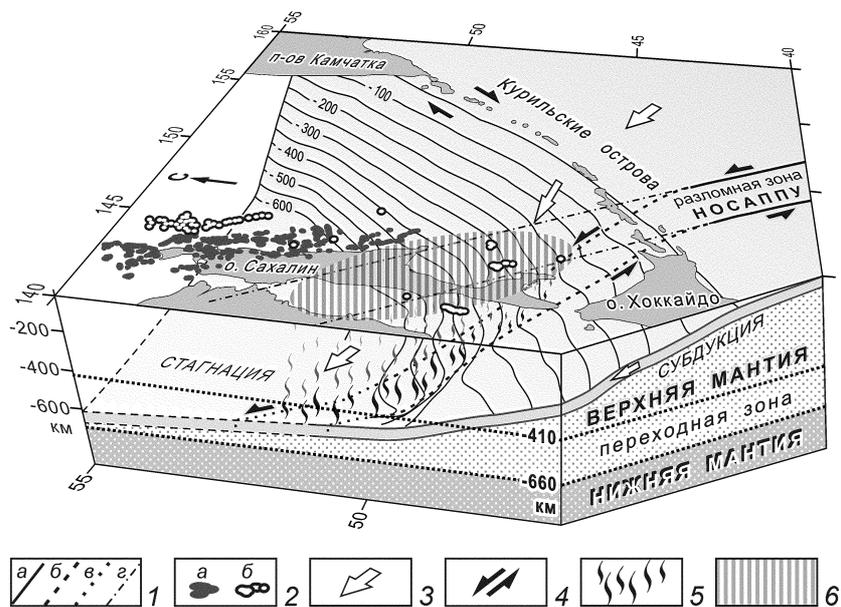
Полученные результаты распространения очагов сдвиговых землетрясений и их детальный анализ выявили следующие закономерности. Правые сдвиги имеют преимущественно СВ простирание и распространены вдоль Курильских островов и на глубинах до 200 км. Подавляющее большинство левых сдвигов концентрируется в



хребет между плитой Изагаи и Тихоокеанской плитой в период поздней юры и раннего мела. Согласно данным палеомагнитных исследований, суммарная амплитуда левостороннего смещения по разломной зоне Носаппу составляет около 150 км [11]. Следовательно, в условиях субдукции разломная зона Носаппу является наиболее ослабленной структурой слэба, по сместителям которой и в настоящее время происходят продольные «клавишные» движения с доминантой левосторонних смещений ССЗ простираения (рис. 1, 2).

Структуры сосдвигового растяжения, где, вероятно, мантийные флюиды и проходят сквозь «холодный» слэб, фиксируются на сейсмотомографических профилях [3] в зоне стагнации в виде небольших участков пониженных скоростей  $P$ -волн, которые совпадают с направлением главных сместителей зоны Носаппу [2].

Таким образом, разломную зону Носаппу следует рассматривать в качестве глубинной флюидоконтролирующей структуры, обеспечивающей проницаемость восходящих флюидов из нижней мантии (рис. 2). А в земной коре, контроль флюидодинамической активности осуществляется уже глубинными разломами, в основном, субмеридионального простираения [8]. Этим сочетанием разрывных структур слэба и земной коры, по-видимому, и объясняется общая тенденция северо-западного распространения газовых факелов и газогидратов в южной части Охотского моря и Татарском проливе (рис. 2).



**Рис. 2.** Область вероятного выхода мантийного флюидного потока на поверхность за счет сдвиговых дислокаций по разломной зоне Носаппу и распределение очагов пузырей метана и газогидратов.

1 – сместители разломной зоны Носаппу: на поверхности плиты (а), предполагаемые в зоне субдукции (б), стагнации (в) и их проекция на поверхность (г); 2 – области нефтегазовых залежей (а) и выходов пузырей метана и газогидратов (б); 3 – направление движения Тихоокеанской плиты; 4 – направление главных смещений: вдоль Курильских островов (правые сдвиги) и разломной зоны Носаппу (левые сдвиги); 5 – мантийный флюидный поток; 6 – область выхода флюидного потока на поверхность.

Приведенные доказательства флюидоконтролирующего значения разломной зоны Носаппу, по мнению авторов, необходимо учитывать для поиска новых газовых факелов, газогидратов и нефтегазовых залежей.

### Литература

1. Дмитриевский А. Н., Валяев Б. М. Углеводородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 7–36.
2. Касаткин С.А. Современные сдвиговые дислокации в сейсмофокальной зоне Охотоморского региона и значение разломной зоны Носаппу в формировании Северо-Сахалинской нефтегазоносной области // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т.2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 309–312.
3. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
4. Сайт геологической службы США (USGS): <http://neic/usgs/gov/>
5. Соколов Б. А. Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: МГУ, 2001. 480 с.
6. Обжиров А.И. Геология и методы поиска газогидратов // Вестник инженерной школы ДВФУ. 2012. № 1 (10). С.90–93.
7. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С.122–136
8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2009. 276 с.
9. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic Magnetic Anomaly Lineations and Seafloor Spreading History of the Northwestern Pacific // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94, No.B11. P. 15437–15462.
10. Nakanishi M. Topographic expression of the five fracture zones in the northwestern Pacific ocean // Geophysical monograph series. 1993. V. 77. P. 121–136.
11. Ogawa Y., Hirano, N. En echelon knolls in the Nosappu Fracture Zone, NW Pacific: A possible leaky transform fault zone // Shipboard Scientific Party Kr03-07. American Geophysical Union. Fall Meeting 2003. Abstract #V21D-0553.

**А.Х. Ким**

**ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО  
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

*ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г.Красноярск*

Западно-Камчатский осадочный бассейн является одной из крупных структур Охотоморского региона, занимая значительную часть акватории и участок сопредельной суши Западной Камчатки. Он имеет вытянутую, несколько изогнутую серповидную форму. Структура бассейна представлена серией антиклинальных и синклинальных зон различного генетического типа, а также межбассейновыми и внутривбассейновыми поднятиями.

В строении бассейна, как и всей Западной Камчатки, выделяются два структурных этажа: нижний – мезозойско-раннекайнозойский фундамент и верхний, сложенный преимущественно эоцен-четвертичными осадочными отложениями. Ярусы разделены между собой, поверхностью углового несогласия.

Рельеф поверхности фундамента характеризуется значительными перепадами глубин. На поднятиях глубина поверхности составляет от нескольких десятков метров до 2 км, во впадинах – от 5 до 10 км. Нередко поднятия отделены от впадин системой крупных сбросов, образующих уступы высотой до 6 км.

Выходы фундамента на поверхность морского дна, в пределах исследуемого района, отмечаются на поднятиях: Морошкинском (район м. Хайрюзова), Утхолокском (м. Утхолокский, Южный), Омгонском (м. Омгон), Лесновско-Паланском (к северу от м. Кинкильский) и в районе м. Кахтанинский.

По данным бурения и изучения береговых разрезов фундамент Западной Камчатки сложен породами различного вещественного состава и возрастного диапазона (от юрского до позднемел-раннеэоценового). Акваториальная часть его предположительно сложена акустически однородными магматическими, метаморфическими (метаморфизованными) образованиями или толщей, сложенной осадочными и вулканогенными образованиями, сохранившими остатки слоистости.

Вопрос отнесения к образованиям фундамента нижней части вскрытого разреза в скважинах в Воямпольском прогибе остается нерешенным.

Верхний структурный этаж бассейна представлен кайнозойскими осадочными породами перекрывающими фундамент. Их пликвативная и дизъюнктивная дислоцированность значительно слабее, чем образований нижнего структурного яруса. Пликвативные складки развиты главным образом вблизи разрывных нарушений, нередко имеющих долгоживущий характер и докайнозойское заложение.

Основанием для расчленения осадочного чехла акваториальной части Западно-Камчатского осадочного бассейна послужили Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов [3].

В строении осадочного чехла выделяют пять сейсмокомплексов (снизу вверх: E, D, C, B+A). Эти комплексы разделяются четырьмя сейсмогоризонтами (снизу вверх: 3, 2, 1 и 1а), которые в пределах суши, соответствуют региональным стратиграфическим несогласиям.

Мощность чехла варьируется в различных пределах: от выхода фундамента на морское дно до 10 км во впадинах Воямпольского, Шелиховского и Пьягинско-Тайгоносского прогиба. Вещественный состав чехла изучен в многочисленных скважинах и стратотипических разрезах п-ова Камчатка и в скважинах Примагаданского шельфа.

Сейсмокомплекс Е по данным бурения на Примагаданском шельфе скв. Магаданская-1 (инт. 2505–2905 м), сложен переслаиванием конгломератов, аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. В нижней части разреза установлены пропластки и линзы угля. На суше п-ова Камчатка он представлен континентальными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями внутреннего шельфа, сложенными песчаниками, конгломератам, алевролитами и аргиллитами и угленосными отложениями снатовской, ковачинской, аманинской и гакхинской свит. По данным сейсмофациального анализа формирование комплекса Е в пределах изученного участка происходило в различных обстановках осадконакопления, от прибрежно-морских (фаций внутреннего шельфа) до относительно глубоководных (фаций внешнего шельфа).

Геохимическая характеристика палеогеновых отложений свидетельствует о повышенном содержании рассеянного органического вещества (РОВ) смешанного состава со значительным участием гумусовых компонентов в нижней части и сапропелевых в верхней части комплекса. Учитывая достаточно высокую степень зрелости РОВ, рассматриваемые отложения могут быть источником как газовых, так и нефтяных углеводородов (УВ). Отложения, в основном, вышли из главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и реализовали свой нефтематеринский потенциал.

Сейсмокомплекс D в пределах шельфа вскрыт в скв. Магаданская-1 (инт. 1525–2505 м), где представлен терригенно-кремнистой толщей. В основании разреза залегает пачка кремнистых аргиллитов и алевролитов с кремнистым цементом, выше по разрезу – пачка перекристаллизованных опок с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов. Формирование отложений здесь происходило в морских относительно глубоководных условиях. Состав керогена по данным микроскопического анализа определяется как смешанный гумусово-сапропелевый. Достаточно высокие концентрации  $C_{\text{орг}}$  (от 0,55 до 2,23%) и повышенная доля сапропелевых компонентов в составе ОВ свидетельствует о высоком нефтематеринском потенциале комплекса D.

Сейсмокомплекс С распространен лишь в Колпаковском, Ичинском и Шелиховском прогибах. В Воямпольском прогибе он полностью размыт в позднемиоцен-четвертичный период. На шельфе он вскрыт в скв. Магаданская-1 (инт. 920–1525 м) и представлен опоками, содержащими мощные (до 25–100 м) прослои опоквидных глин и алевролитов. В составе пород по данным петрографических исследований присутствуют гелифицированные и углефицированные растительные остатки. Состав керогена в нижней части комплекса характеризуется повышенной долей сапропелевых компонентов (60–85%), количество которых в верхней части разреза уменьшается до 10–25%. Содержание  $C_{\text{орг}}$  изменяется от 0,68 до 2,2%.

В целом сейсмокомплекс обладает хорошими нефтематеринскими свойствами и на более высоких уровнях зрелости может быть источником значительного количества УВ.

Сейсмокомплекс В+А широко распространен в Колпаковском, Ичинском и Шелиховском прогибах. На Примагаданском шельфе комплекс вскрыт в интервале 165–920 м, где он представлен двумя литологическими пачками. Нижняя (520–930 м), сло-

женная уплотненными диатомидами с редкими пропластками туфодиатомитов и опоквидных алевролитов, сформировалась в обстановке открытого морского бассейна. Состав ОВ отличается несколько повышенным содержанием инертита (5–20%), количество сапропелевых компонентов изменяется от 0 до 20%. Концентрация  $C_{\text{орг}}$  снижается в среднем до 0,81%, при колебаниях от 0,6 до 1,07%. Битуминозность пород рассматриваемой толщи в целом ниже, чем в нижележащем комплексе.

В целом, комплекс характеризуется смешанным типом органического вещества. В силу своего высокого гипсометрического положения он ещё не реализовал свой нефтегазоматеринский потенциал.

Исследуемый район расположен в пределах Охотско–Западно–Камчатского нефтегазоносного бассейна (НГБ), входящего в Охотскую нефтегазоносную провинцию (НГП) [2, 5]. Охотско–Западно–Камчатский НГБ включает в себя серию нефтегазоносных суббассейнов (НГСБ) и возможно нефтегазоносных суббассейнов (ВНГСБ). В качестве элементов нефтегеологического районирования более мелкого порядка в пределах НГСБ и ВНГСБ выделены очаги нефтегазообразования и сопряженные с ними зоны возможного нефтегазонакопления (ЗВНГН). ЗВНГН представляют собой антиклинальные зоны различного генетического типа, в границах которых могли существовать благоприятные условия для формирования и сохранения залежей УВ.

В настоящее время промышленная нефтегазоносность в Охотско–Западно–Камчатском НГБ выявлена только в наземной части Колпаковского прогиба. На территории прогиба открыто четыре небольших по запасам газоконденсатных месторождения УВ: Кшукское, Нижне-Квакчикское, Средне-Кунжикское и Северо-Колпаковское. Продуктивными в разрезах месторождений являются три интервала: среднеэоценовый (снатольская свита), олигоценовый (утхолоская свита) и средне-верхнемиоценовый (этолонская и эрмановская свиты). Основной тип коллекторов – поровый. Нефтегазопроизводящими являются терригенные, верхнемеловые и эоцен-олигоценовые породы, а также миоценовые, кремнистые и кремнисто-глинистые породы [1].

Оценка перспектив нефтегазоносности Западно-Камчатского осадочного бассейна обосновывается следующими данными:

1. Бассейн находится в области устойчивого осадконакопления и прогибания. Влияние дельтовых систем на процесс осадконакопления.

2. По глубинной зональности катагенетическая модель палеоген-неогеновых отложений Западной Камчатки близка к аналогичной модели палеогеновых отложений Сахалина. Отложения комплекса Е и наиболее погруженные части комплекса D находятся в главной зоне газообразования (ГЗГ).

3. Наличие в отложениях кайнозоя глинистых и глинисто-кремнистых морских нефтематеринских толщ большой мощности, прошедших главную фазу нефтегазогенерации; наличие регионального коллектора (снатольская, утхолоская и эрмановская свиты), экранированного региональным флюидоупором (ковачинская и вивентекская свиты).

4. Исследуемый объект расположен в пределах Охотско-Западно-Камчатской нефтегазоносной области (НГО) [2].

Нефтегазовый потенциал Западно-Камчатского региона (суша и шельф) оценивается в 3,7 млрд т нефтяного эквивалента [5]. А геологические прогнозные локализованные ресурсы углеводородов исследуемого района оцениваются в 1,5 млрд. т. нефтяного эквивалента.

Проведенные исследования позволяют считать, что связаны с шельфом. Предполагается, что выявленные здесь зоны возможного нефтегазонакопления могут содержать месторождения нефти и газа, сопоставимые с месторождениями сахалинского шельфа.

### Литература

1. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А. И., Югов И. В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление. /Под ред. В.К. Ротмана. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 303с.
3. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России - Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М., «ГЕОС», 1998.
4. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. /Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецакая Е.В., Злобина Л.М., Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А. В., Куделькин В.В. – Владивосток. ДВО РАН, 2004, 160с.
5. Топливо-Энергетическая сырьевая база Дальневосточного экономического района России. Перспективы и пути освоения. Монография в 3-х частях. Атлас /Под ред. Орлова В.П., Белонина М.Д., Григоренко Ю.Н./, Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 1998, часть I – 44 с., часть – II 93с., часть – III- 241с, Атлас-97с.

Г.Л. Кириллова

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА В  
МЕЗОЗОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Буреинский угленосный бассейн заложился в позднем триасе на краю Буреинского массива (рис. 1). Он неплохо изучен геологами различных специальностей [1–11, 13–18], а недавно все геолого-геофизические данные синтезированы в виде монографии [12]. Восточно-Азиатская континентальная окраина в позднем мезозое располага-

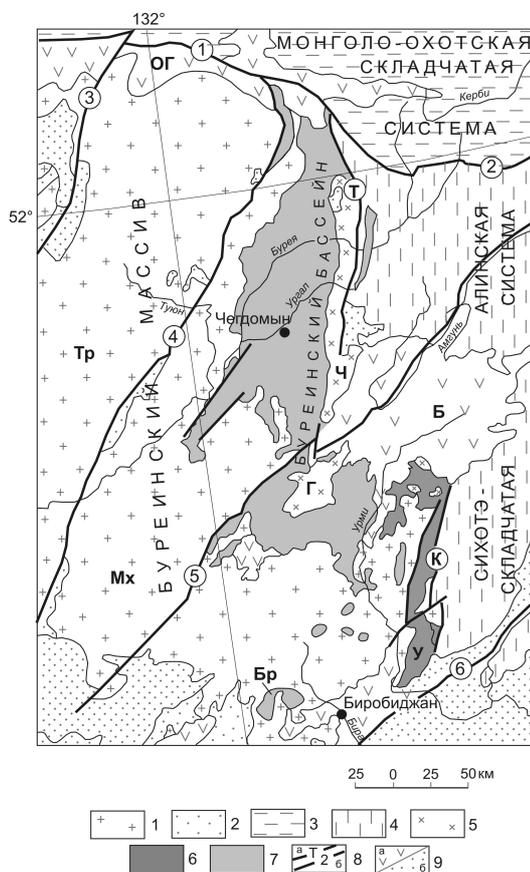


Рис. 1. Структурное положение Буреинского бассейна.

1 – Буреинский массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский; 2 – фрагменты чехла массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджальский; 6 – Урмийский краевой прогиб; 7 – Буреинский бассейн; 8 – глубинные разломы краевого шва (а): Т – Тастахский, К – Куканский; прочие глубинные разломы (б): 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Сюгдулкинский, 4 – Мельгинский, 5 – Хинганский, 6 – Харпийский; 9 – меловые и кайнозойские формации орогенных и плитных комплексов: а – вулканогенные (Б – Баджальский, ОГ – Огоджинский ареалы), б – осадочные.

лась в 600 км западнее ее современного положения вдоль Буреинского массива субмеридионального простирания. По восточному краю массива на его сочленении с Сихотэ-Алинским орогенным поясом формировались краевые прогибы (рис. 1): Урмийский ( $D_1$ - $T_2$ ) и Буреинский ( $T_3$ - $K_1$ ). Последний со времён В.З. Скорохода, обнаружившего в 1935 г. на р. Бурее пласты угля, известен как Буреинский каменноугольный бассейн. Верхнетриасово-среднеюрская последовательность, сформировавшаяся на пассивной континентальной окраине, представлена циклично переслаивающимися морскими шельфовыми кластическими образованиями мощностью до 9000 м [9, 21]. Выше по разрезу она сменяется континентальной угленосной последовательностью мощностью около 4000 м, сформировавшейся в течение рифтогенного этапа развития бассейна [10, 21].

Задачей настоящего исследования было определение возможных источников сноса обломочного материала для Буреинского бассейна. Для этого наряду с традиционными методами фациального анализа, петрографии, литохимии использовано определение возраста обломочных цирконов из нижнемелового светло-серого аркозового песчаника, отобранного в центральной части бассейна по р. Солони в 10 км южнее пос. Чегдомын (рис. 1).

В лаборатории университета Хиросима, Япония, было проведено датирование обломочных цирконов (около 120 зерен), извлеченных из этого песчаника, с использованием LA-ICP-MS [19].

Интерпретируя гистограмму (рис. 2), можно сказать, что самые древние источники сноса имеют возраст около 1800–1900 млн лет – палеопротерозой. Породы близкого возраста распространены в современном структурном плане как к западу (Буреинский массив), так и к востоку (Чегдомынский блок Буреинского массива) от Буреинского бассейна. В Туранском блоке (рис. 1) они объединены в нятыгранскую свиту мощностью до 200 м [4].

Следующий кластер (850–980 млн лет) соответствует породам позднего рифея. Источником циркона могли быть породы позднерифейской туранской серии мощнос-

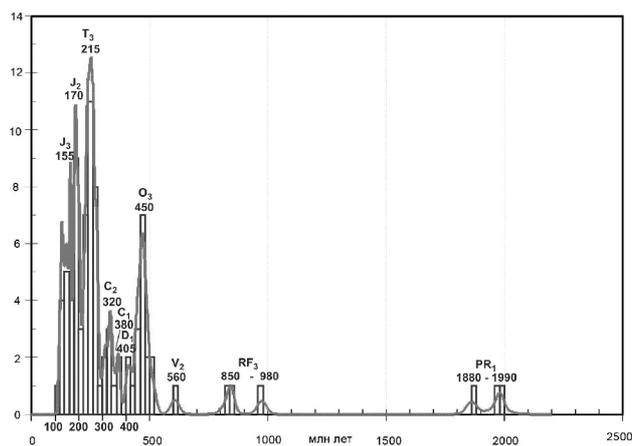


Рис. 2. Гистограмма распределения возрастов обломочных цирконов из образца раннемелового песчаника (р. Солони).

тью до 2500 м. Она обнажена в Туранском хребте Буреинского массива и составляет основание его чехла. В ее составе преобладают разнообразные метаосадочные породы с подчиненным количеством вулканитов, туфов, известняков [4].

Источником цирконов крупного ордовикского возрастного пика (450 млн лет) служили, видимо, ордовикские интрузии Буреинского массива, принадлежащие трем гранитным комплексам: биробиджанскому в Малохинганском блоке, Гуджальском и Сынчугинском выступах Буреинского массива, кивилийскому и суларинскому в Туранском блоке [4].

Цирконы венда (560 млн лет) могли поступать из вендской мельгинской свиты (Мельгинский прогиб Буреинского массива). Палеопротерозойские, рифейские и вендские цирконы являются, видимо, продуктами рециклинга, этим и объясняется их небольшое количество.

Небольшие пики циркона в раннем девоне (405 млн лет) и раннем карбоне (360 млн лет), видимо, связаны с перемывом осадочных пород сынчугинской серии ( $D_{1-2}$ ) и ниагдинской толщи ( $C_1$ ) Урмийского прогиба Буреинского массива [7].

Более значимый пик в среднем карбоне (320 млн лет) связан с размывом гранитоидов тырмо-буреинского комплекса, широко распространенных на Буреинском массиве [4].

Самый значимый пик в позднем триасе (215 млн лет) связан, видимо, с процессами коллизии блоков Янцзы и Сино-Корейского (позднеиндосинийская орогения). Вдоль сuture Циньлин-Дабе, северо-восточный конец которой достигал южного Приморья, на это время реконструируются [4, 9] эксгумация, воздымание и эрозия крупных блоков, продуцировавших обилие кластического материала, устремившегося вдоль сuture на северо-восток. Другим источником цирконов могли служить субщелочные гранитоиды харинского комплекса ( $P_2-T_1$ ).

В средней юре на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине завершился один из главных этапов аккреции [9], после которого последовало воздымание и разрыв аккреционной призмы. Кроме того, в это время воздымался коллизионный ороген на севере вдоль Монголо-Охотской сuture. С этими событиями, видимо, и следует связывать среднеюрский пик циркона (170 млн лет).

Позднеюрский пик (155 млн лет) связан с завершением раннеяншанской орогении, рифтогенезом, когда последовало воздымание плечей рифтов и их разрыв.

Таким образом, проведенное исследование детритовых цирконов показало возможности метода датирования обломочных цирконов при палеогеографических реконструкциях, хотя и не позволяет дать однозначного ответа о расположении источников сноса.

Распределение возрастных спектров детритовых цирконов в исследованном образце песчаника указывает на то, что до позднего триаса преобладали не далекие западные источники сноса в пределах Буреинского массива, представленные как интрузивными, так и осадочными породами. С позднего триаса доминировали, видимо, источники сноса, расположенные в пределах Сихотэ-Алинского и Монголо-Охотского орогенных поясов.

*Исследования выполнены при поддержке грантов 12-1-П27-06, 12-И-СУ-08-009, 12-05-91158-ГФЕН.*

## Литература

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Буреинская серия. Лист М-53-VIII. Чегдомын. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист М-53-XIV. Сулук. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.
3. Геология Буреинского бассейна / Н.П. Херасков, Т.Н. Давыдова, Г.Ф. Крашенинников, Д.Д. Пенинский. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 173 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1000 000 (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 - Хабаровск / А.Ф. Васькин, В.А. Дымович, А.Ф. Атрашенко и др. СПб.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2009.
5. Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В. Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов угольных бассейнов юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. № 2. С.103–116.
6. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949. 287с.
7. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) / Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 5. С.77–87.
8. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. Геол., 2010. № 1. С.1–22.
9. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С.62–82.
10. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 1. С.104–107.
11. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Мезоцикличность верхнетриасово-юрских отложений Буреинского бассейна: тектоника, эвстатика, секвенсстратиграфия (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 4. С.38–54.
12. Г.Л. Кириллова, В.В. Крапивенцева, В.Ю. Забродин и др. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 360с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» /гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
13. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 1979. 148с.
14. Марков В.А. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1966. 18с.
15. Подолян В.И., Шишкин В.С., Пензин Ю.П., Седых А.К. Буреинский каменноугольный бассейн // Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные базы и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО «Геоинформарк», 1997. С.253–286.
16. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С.78–84.
17. Шарудо И.И., Москвин В.И. Дзэнс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68с.
18. Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы Верхнебуреинской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1967. 28с.
19. Katsube A., Hayasaka Ya., Miyamoto T., Sakaguchi A., Takahashi Yo., Kirillova G.L.. Detrial zircon chronology of Mesozoic sediments from Khabarovsk area, Russian Far East, and SW Japan // JpGU Mecting, 2012. С.43.
20. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an axample of Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 27. P.305–329.
21. Ren J. et al. The tectonics of China from a global view a guide to the Tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32p.

**В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев**

**О ФОРМИРОВАНИИ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ЧАСТИ  
БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (НЕОТЕКТОНИКА, ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ)**

*ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Выявление обстановок морфо- и седиментогенеза песчаных толщ восточного побережья оз. Байкал является одной из фундаментальных проблем плейстоценовой истории Байкальской Сибири, так как от принципиального решения этих задач зависит определение сущности формирования и эволюции рельефа региона. Особенностью распространения толщ является их принадлежность речным долинам и межгорным впадинам, которые дренируются реками байкальского направления стока.

Усть-селенгинская часть Байкальской впадины расположена между поднятиями хребтов Хамар-Дабан и Морской, которые обрамляют ее с юга и востока. Западный край ее примыкает к озеру Байкал, а северную оконечность венчает многоорукавная дельта р. Селенги. Днище выполнено мощной толщей кайнозойских отложений – от палеоцена до голоцена. Речные и озерно-дельтовые пески относятся к двум террасовым комплексам – высокому: VI (высота 40–50 м), V (30–35 м), IV (18–25 м) террасовые уровни и низкому: III (12–15 м), II (10–12 м), I (7–8 м) надпойменные террасы. Распределение мощностей отложений придельтовой части долины реки полностью отражает осадконакопление в ходе поднятий водоприемного бассейна оз. Байкал.

Фофановская (шестая) эрозионно-аккумулятивная терраса Селенги исследована в 40-метровом ее уступе на восточной окраине с. Фофаново. Мощность песков здесь около 25–30 м, коренной цоколь на 10–15 м состоит из гранито-гнейсов и гранитов фофановской кристаллической перемычки. Вскрытая до глубины 5.3 м толща на интервале 0.0–3.2 м имеет вторичную оловую проработку. Ниже по разрезу залегают осадки аквального генезиса, которые по структурно-текстурным свойствам подразделяются на три литологических горизонта. Первый и третий горизонты (интервалы 3.2–3.6 и 4.5–5.3 м соответственно) представлены субгоризонтально-слоистыми песчаными алевритами (средневзвешенный размер частиц,  $x=0.13$  мм). Второй горизонт (3.6–4.5 м) сформирован мелкозернистыми алевропесками ( $x=0.16–0.18$  мм) субгоризонтальной текстуры. Значения коэффициента вариации песков ( $v=0.50–0.77$ ) устанавливают аквальный характер среды осадконакопления и относятся к комплексному лимно-аллювиальному генотипу. Песчаные алевриты и алевропески аккумуляровались в неглубоких (до 1.5 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным типом естественных блуждающих русел (число Фруда,  $Fr=0.02–0.03$ ) с площадью водосбора  $>100$  км<sup>2</sup> в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости,  $n=44.25–46.91$ ) при близком впадении в конечный водоем (число Лохтина,  $\Lambda=1.96–2.22$ ). Диапазон зерен и высокое содержание алевритов указывает на отложение осадков на литорали озерных водоемов с преобладанием прибрежных фаций лимнической макрофашии.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса среднеплейстоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата (ГИН СО РАН-856) –  $243\pm 25$  тыс. л.н., самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Разрез ее детально изучен в приустьевой части р. Вилуйка (п. Селенгинск).

Верхняя толща уровня мощностью до 6 м выполнена песчаным материалом субгоризонтально-слабонаклонного залегания (четыре литологических горизонта). Первый горизонт мощностью 1.3 м представлен тонкозернистым бестекстурным песком эолового генезиса. Второй горизонт (интервал 1.3–3.5 м) сложен мелкозернистым алевропеском ( $x=0.15-0.20$ ). Третий горизонт (3.5–5.5 м) сформирован алевритово-мелкозернистым ( $x=0.22-0.26$ ) и средне-мелкозернистым ( $x=0.28$ ) песком наклонной и дельтовой (S-образной) текстуры. Четвертый горизонт (5.5–6.0 м) состоит из наклонно- и S-образнослоистого мелкозернистого алевропеска ( $x=0.17$  мм). Коэффициент вариации определяет происхождение данных отложений ( $v=0.69-0.84$ ), как аквальное: меньшие значения относятся к области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса, большие – области однонаправленных постоянных потоков с сезонным изменением объема текучих вод. Условия среды седиментации толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов (1.4–2.2 м) с палеопотоками равнинного типа ( $Fr < 0.1$ ), имеющими постоянное, сравнительно чистое русло ( $n=41-43$ ) в его придельтовом положении ( $\Lambda=1.72-2.10$ ).

Вскрытая до глубины 11 м нижняя толща представлена алевритово-псаммитовым материалом, структурно-текстурные отличия которого позволяют разделить его на 5 литологических горизонтов. Первый горизонт (интервал 3.2–5.5 м) выполнен алевритово-мелкозернистыми песками ( $x=0.23$ ). Второй горизонт (5.5–6.1 м) сложен мало-мощными наклонно-слоистыми алевритово-средне-мелкозернистыми песками ( $x=0.39$ ). Третий горизонт (6.1–7.3 м) представлен алевритово-мелкозернистыми песками с наклонной текстурой ( $x=0.27$ ). Отложения четвертого горизонта (7.3–9.2 м) состоят из алевритово-мелкозернистого песка и алевропеска ( $x=0.20-0.24$ ). Пятый горизонт (9.2–12.2 м) сформирован субгоризонтальным и слабоволнистым мелкозернистым алевропеском ( $x=0.14-0.15$  мм). Коэффициент вариации по всей толще составляет  $v=0.66-0.86$  и подтверждает водное происхождение осадков, которые принадлежат сектору перекрытия аллювиального и лимнического генезиса ( $v < 0.8$ ) большей части разреза, а также отдельным прослоям речного происхождения ( $v > 0.8$ ). Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем глубинами 1.3–2.2 м с наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному ( $Fr < 0.1$ ) типу постоянных, достаточно оформленных русел с водосборной площадью  $> 100$  км<sup>2</sup>, свободным течением воды в комфортных придельтовых условиях состояния ложа ( $n=39-46$ ;  $\Lambda=1.57-2.13$ ).

Байкало-кударинская (IV) надпойменная терраса р. Селенги (финал среднего неоплейстоцена) распространена вдоль северо-восточного макросклона Морского хребта и вытянута полосой 1–3 км ширины в придельтовой части усть-селенгинской части впадины. Разрез террасы глубиной 16 м, состоящей из песчаного материала семи литологических горизонтов, изучен в 3 км восточнее с. Байкало-Кудара.

Первый горизонт (интервал 0.75–3.75 м) сложен мелкозернистыми песками ( $x=0.2-0.22$  мм) субгоризонтальной слоистости. Значения коэффициента вариации  $n$  попадают в поле от 0.34 до 0.39 и подтверждают лимнический генезис отложений. Накопление песков совершалось в неглубоких (до 1.15 м) озерных проточных водоемах в прибрежной и прибрежно-приглубой полосе акватории. Второй – шестой горизонты (интервал 3.75–14.5 м) выполнены мелкозернистым алевропеском ( $x=0.16-0.17$ ), алевритово-мелкозернистым ( $x=0.18-0.19$ ) и мелкозернистым ( $x=0.2-0.23$  мм) песками субгоризонтальной и наклонной текстуры. Слабоподвижное русло равнинного типа ( $Fr < 0.1$ ) этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состоя-

ния ложа со свободным течением воды ( $n > 42$ ) в условиях близкой дельты с делением единого русла на ряд отдельных потоков ( $\Lambda = 1.91 - 2.06$ ). Седьмой слой (интервал 14.5–16.0 м) сформирован неясно-слоистым песчаным алевритом ( $x = 0.1 - 0.14$  мм). Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.81 до 0.90 и подтверждает аллювиальное происхождение изучаемых отложений. Палеодинамические характеристики определяют осадкообразовательный процесс водотоками равнинного ( $Fr = 0.01 - 0.02$ ) типа с постоянными руслами в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ( $n > 46$ ) при близком впадении в конечный водоем ( $\Lambda = 2.1 - 2.5$ ).

Толща третьей террасы (поздний неоплейстоцен – каргинский возраст: 45000±4500 – ГИН СО РАН-775; 35000±5000 л.н. – ГИН СО РАН-776) имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками и крупно-грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки верхней части, вскрытой до глубины 8 м в районе п. Ильинка, представлены широким тонкообломочным разнообразием – от песчаных алевритов ( $x = 0.08 - 0.10$ ), алевропесков ( $x = 0.16 - 0.17$ ), алевритовых песков ( $x = 0.18 - 0.20$ ) до средне-мелкозернистых алевритовых песков ( $x = 0.22$  мм). Величина коэффициента вариации  $n$  по всей толще составляет 0.54–0.76 и свидетельствует об аквально-лимническом происхождении изучаемых осадков области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса. Накопление осадков террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фулькирующей сети протоков р. Пра-Селенги со слаботурбулентным гидрологическим режимом. Водотоки относились к равнинному ( $Fr < 0.1$ ) типу постоянных русел в обычных условиях состояния ложа ( $n = 42.8 - 50.7$ ). Фациальная причастность осадков третьей террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности аккумуляровались в акватории озерного водоема (лимническая макрофагия), а средне-мелкозернистые пески приносились мигрирующими потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофагия).

Вторая надпойменная терраса (позднекаргинская, 27000±3500 – ГИН СО РАН-779 и раннесартанская, 22000±5500 л.н. – ГИН СО РАН-777 эпохи) как и третья, состоит из двух толщ. Низы сложены слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхи – песчано-алевритовыми осадками. В строении основания террасы, изученного в приустьевой части р. Итанца принимают участие гравийно-галечно-песчаные смеси ( $x = 9.55$  мм). Показатель коэффициента вариации  $v = 1.25$  принадлежит полю однонаправленных постоянных потоков с сезонным колебанием водности ( $v > 0.8$ ). Здесь получили развитие крупные горные потоки ( $Fr = 0.47$ ) с извилистым крупногалечным строением ложа и беспокойным быстрым течением ( $n = 22.9$ ).

Верхняя толща мощностью 7 м, изученная в карьере на р. Ловцова южнее п. Ильинка, наращивает разрез отложений II террасы и сложена массивной лессовидной супесью (залегание 0.0–1.8 м), субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом (1.8–3.2 м,  $x = 0.12 - 0.14$ ), ритмично-тонкослоистыми субгоризонтально-волнистыми алевритово-мелкозернистыми песками (3.8–5.2 м,  $x = 0.17$ ) и субгоризонтально-наклонными мелкозернистыми песками (5.2–7.0 м,  $x = 0.19$  мм). Текстура субгоризонтально-волнистая, выдержана по простиранию. Условия среды седиментации – аквальные: речные –  $v > 0.8$  на интервале 1.8–3.2 м, смешанные, озерно-речные  $0.4 < v < 0.8$  на интервале 3.2–5.9 м и озерные  $v < 0.4$  на интервале 5.9–7.0. Аккумуляция верхней части толщи совершалась в мелководных (1.0–1.5 м) проточных озерных бассейнах со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков, имевшим равнинный ( $Fr < 0.1$ ) тип естественных русел в благоприятном состоянии ложа и беспрепятствен-

ного течения воды ( $n > 40$ ). В фаціальном отношении осадки принадлежат прибрежным озерным и русловым нестречневым фациям.

Первая надпойменная терраса финальнонеоплейстоцен-раннеголоценового возраста описана в береговом уступе к северу от с. Татаурово. Характерна двучленность строения – сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты ( $x=0.07$ ), мелкозернистые алевропески ( $x=0.1$ ) и пески ( $x=0.19$ ), ниже, с глубины 2.5 м – галечники с малыми валунами и гравийно-песчаным заполнителем ( $x=13.5$  мм). По коэффициенту изменчивости аккумуляция алевритово-песчаных частиц происходила в водной среде – при постепенном замещении неглубоких (0.8–1.1 м) озеровидных условий на нединамичные речные. Нижняя толща накапливалась в крупном стационарном русловом потоке горно-грядового типа ( $v=1.46$ ,  $Fg=0.46$ ).

Таким образом, осадки высоких террасовых уровней (VI – IV-й) аккумуляровались в маловодных проточных стационарных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и поступательных слабо мобильных подпорных речных потоках в дельтовых и придельтовых условиях положения русла (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине следует соотносить, в первую очередь, с ингрессиями вод Байкала (не менее 3-х) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений 3-х фаз тектонической активизации – от позднеприморской (800–700 тыс. лет) до хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) [1, 2].

Низкие надпойменные террасы (III – I-я) имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиальной и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На основании выявленных особенностей протекания седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено несколько мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной. Реки, транспортировавшие рыхлый материал, также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фаціальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации). Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала.

Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская) – в строении низких надпойменных террас присутствуют толщи лимнического генезиса, что указывает на одни и те же региональные неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза.

### Литература

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.
2. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск, Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 2000. 288 с.

## В.В. Крапивенцева

### СОСТАВ, ЦИКЛИЧНОСТЬ, КАТАГЕНЕЗ СРЕДНЕ- ВЕРХНЕЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Степень геологической изученности Кындальской грабен-синклиналильной зоны Буреинского бассейна (ББ) или Кындальского грабена (КГ) в целом все еще низка и, в основном, более или менее изучена лишь верхняя часть его осадочного выполнения до глубины 600 м. Более изучена восточная прибортовая часть грабена в зоне Ургальского разлома, где располагаются пять глубоких параметрических и структурно-параметрических скважин (с СВ на ЮЗ – 4П, 2П, 1ПР, 1С, 1А), вскрывших континентальные меловые отложения на полную мощность и, частично, тремя скважинами (4П, 2П, 1С) – средне-верхнеюрские отложения талынджанской свиты [2]. По этим скважинам и были изучены состав, цикличность, катагенез и нефтегазоносность отложений Кындальского грабена. Кроме того, 12-ю структурными скважинами в этой зоне полностью или частично вскрыты и изучены ниже-верхнемеловые отложения кындальской и иорекской свит. По этим материалам проведено сопоставление плотностных, фильтрационных характеристик и отражательной способности витринита углей с установлением на этой основе катагенеза этих отложений. Изучение катагенеза средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений грабена по глубоким скважинам проведено только по петрофизическим данным [2].

Рассмотрение изменения глубин залегания, мощности, литологического состава, угленосности, туфогенности, цикличности и катагенеза средне-верхнеюрско-меловых отложений КГ по разрезам пяти глубоких скважин в его восточной части позволяет сделать следующие выводы.

Для отложений всех свит (с талынджанской по кындальскую включительно) характерно унаследованное залегание с постепенным их погружением с СВ на ЮЗ до р. Ургал в ее центральной части, а далее – с более резким воздыманием глубин их залегания до р. Солони в Солонийской структуре и затем опять – с заметным погружением в юго-западном направлении к Адниканской структуре. Перепады в глубинах погружения свит от Солонийской к Адниканской структуре (в 100–365 м), их мощностей с изменением литологического состава отложений свидетельствуют о блоковом строении восточной части Кындальского грабена, ограниченного с востока Ургальским разломом с серией более мелких разломов и наличием поперечных, менее выраженных разломов в среднем течении р. Дубликан и протяженного поперечного разлома по р. Солони [2].

В изменении мощностей свит на востоке КГ (с СВ на ЮЗ) по разрезам глубоких скважин отмечаются определенные закономерности. По большинству скважин в стратиграфическом разрезе мощности свит несколько возрастают от ургальской к кындальской свите. Кроме того для отложений талынджанской, ургальской чемчукинской и кындальской свит отмечается, хотя местами и неравномерное, возрастание их мощности (по большинству скважин) с СВ на ЮЗ, а для отложений чагдамынской и иорекской свит, наоборот, – их мощности возрастают с ЮЗ на СВ [2].

В изменении литологического состава пород по разрезам глубоких скважин отмечается преобладание в составе свит (кроме иорекской и кындальской) в северо-восточной части грабена песчаников (62–73 %), а для вышележащих иорекской и кындальской – гравелитов и конгломератов (47–58 %), что свидетельствует об устойчивом и длительном – с верхней юры до среднего сеномана – формировании здесь отложений руслово-пойменного комплекса фаций. В направлении с северо-востока на юго-запад (к центральной части рр. Ургал и Солони) наблюдается закономерное уменьшение в составе отложений свит песчаников (до ~ 37–58 %) с возрастанием доли алевролитов (до 29 %), кроме иорекской и кындальской свит, где несколько большую роль (~ 22–36 %) играют аргиллиты. Далее в юго-западном направлении (от р. Ургал к р. Солони) в составе талынджанской, ургальской, чагдамынской свит преобладают озерные отложения, представленные аргиллитами (от ~ 42 до 61 %), а выше – в разрезах чемчукинской и, особенно, иорекской свит – возрастает роль песчаников (до 56 %), характеризующих прибрежно-озерный и пойменный комплексы фаций. В юго-западном направлении к Адниканской структуре в составе свит (от ургальской к кындальской) отмечается более или менее равномерное переслаивание песчаников и алевролитов, с подчиненным содержанием аргиллитов, количество которых несколько возрастает в отложениях кындальской свиты. В целом на площади восточного борта Кындальского грабена по стратиграфическому разрезу отмечается устойчивый режим осадконакопления с унаследованным характером изменения мощностей свит и их состава.

Наиболее угленосными на востоке грабена являются отложения ургальской свиты, в которой общая мощность пластов, прослоев углей и углистых аргиллитов (в северо-восточной части грабена) достигает 66 м (13.1 %), уменьшаясь далее с СВ на ЮЗ, но несколько снова возрастая (также до 13 %) в Адниканской структуре. Для отложений ургальской и талынджанской свит по Солонийской структуре (в районе правобережья р. Солони) отмечается возрастание количества пластов углей и углистых аргиллитов, суммарная мощность которых составляет 43 м в ургальской и 80 м – в талынджанской свитах [2].

Туфогенность верхнеюрско-нижнемеловых и ниже-верхнемеловых отложений по разрезам глубоких скважин наибольшим образом проявилась на северо-востоке центральной части грабена в отложениях всех свит – от ургальской до кындальской включительно. Это свидетельствует о длительно существовавших, унаследовано от средне-верхнеюрского времени (с келловой-оксфорда), процессах вулканизма, происходивших, по-видимому, к северу или к северо-востоку от Буреинского бассейна и отдаленно проявившихся в осадочных отложениях бассейна в виде прослоев кислых туфов, туффитов и других туфогенных пород. Однако во времени и пространстве эти процессы происходили в бассейне неравномерно, что существенным образом отразилось в количественном содержании туфов и туфогенных пород в составе отложений отдельных свит [5].

На северо-востоке центральной части грабена (по скв. 4П) суммарная мощность туфовых прослоев в отложениях ургальской свиты составляет 14 м (2.8 %), увеличиваясь выше по разрезу – в составе пород чагдамынской свиты – до 52 м (10.7 %), а в чемчукинской – до 63 м (12 %). Несколько юго-западнее (по скв. 2П) суммарное содержание туфов и туффитов в отложениях свит уменьшается и составляет: в ургальской свите – 10 м, в чагдамынской – 36 м, чемчукинской – 10 м. На левобережье р. Ургал в пос. Ургал количество туфов в ургальской свите несколько увеличивается (до 18 м –

4.1 %), уменьшаясь до полного отсутствия в составе отложений чагдамынской и чемчукинской свит и возрастая выше по разрезу – в иорекской и кындальской свитах. Далее, к юго-западу, также в зоне Ургальского разлома, в отложениях свит прослоев туфов и туффитов не отмечалось.

По материалам структурных скважин, вскрывших в основном отложения кындальской, реже – иорекской свит, отмечается более широкое проявление следов вулканизма в виде многочисленных туфовых прослоев различной мощности по всему восточному борту Кындальского грабена, вплоть до р. Солони, где суммарная их мощность достигает 42 м (9.2 %), а в междуречье рр. Ургал-Солони – 47 м. К северу от центральной части Кындальского грабена в бассейне верхнего течения р. Кындалы (по скв. 54, 57), в составе второй и третьей пачек кындальской свиты общей мощностью 170–180 м, роль туфов возрастает, составляя в сумме 70–80 % от их мощности, что также свидетельствует о том, что поступление пеплового материала в бассейн осадконакопления происходило, во-видимому, с севера и северо-востока, т. к. в южной части Кындальского грабена следов вулканизма не отмечено. К западу, востоку и северо-востоку от Кындальского грабена, в Западной и Центральной зонах ББ в отложениях ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит также отмечается значительное присутствие туфов и туфогенных пород, а в составе минеральной части углей – пепловой пирокластики, что обуславливает их высокую зольность, особенно характерную для углей ургальской свиты [5].

В отношении цикличности верхнеюрско-меловых отложений отмечаются следующие особенности. Одновременно с увеличением мощности отложений – от ургальской к кындальской свитам по глубоким скважинам на востоке грабена отмечается увеличение количества циклов 5-го порядка – от 8 до 10 – в ургальской, 11–18 – в чагдамынской, 12–18 – в чемчукинской, 18–22 – в иорекской и 15–23 – в кындальской свитах. При этом наибольшее количество циклов в отложениях чагдамынской, чемчукинской и иорекской свит отмечается на северо-востоке центральной части грабена (по скв. 4П и 2П), где мощности свит несколько больше [2].

В составе циклов 5-го порядка наибольшее количество угольных пластов отмечается в циклах ургальской, а наименьшее – в циклах иорекской свит, при этом большей угленосностью в целом характеризуются отложения ургальской, несколько в меньшей степени – чагдамынской и чемчукинской свит на северо-востоке грабена, что обусловлено не только большей их мощностью, но и преобладанием в составе циклов этих свит песчаников и в целом – отложений руслово-пойменного комплекса, способствующих быстрейшему образованию торфяно-болотных фаций с учетом определенного тектонического режима, благоприятного для угленакопления. Вместе с этим для отложений свит на северо-востоке грабена (в зоне Ургальского разлома) характерно большее участие в их составе прослоев туфов и туффитов (по скв. 4П и 2П), что также способствовало заиливанию и зарастанию торфяных болот наземной растительностью и, в конечном счете, обусловило большую их угленосность.

Из анализа петрофизических данных (плотности и пористости насыщения) и по отражательной способности витринита ( $R_0$  и  $R_a$ ) следует, что катагенез отложений кындальской и иорекской свит в КГ при залегании их на небольшой глубине (до ~ 500 м для отложений кындальской и до ~ 700 м для иорекской свит) по данным структурных скважин находится в пределах градаций  $ПК_3$  –  $МК_1$ , что отвечает палеотемпературам углефикации от 60–70 до 110°C. Такие палеотемпературы характеризуют вер-

хнюю зону газообразования (ВЗГ) и верхнюю часть главной зоны нефтеобразования (ГЗН) [1, 3, 4, 6].

При увеличении глубин залегания этих отложений и их мощности, в направлении с СВ на ЮЗ катагенез отложений кындальской и иорекской свит (по петрофизическим данным) находится в пределах градаций  $МК_1 - МК_2$  и  $МК_2$  соответственно, что отвечает изменению палеотемператур от 110 до 170°C. Отложения чемчукинской, чагдамынской и ургальской свит в КГ находятся, в основном, в зоне среднего мезокатагенеза, отвечающей градации  $МК_2$  и ГЗН [3, 4]. На юго-западе КГ в Адниканской структуре (по скв. 1А) катагенез отложений чемчукинской и чагдамынской свит возрастает до градации  $МК_3$ , а для ургальской свиты – до  $МК_2-МК_3$  и  $МК_3$  (по Солонийской структуре, скв. 1С), а на Адниканской структуре на глубине 2600–2998 м (по скв. 1А) достигает градации  $МК_3-МК_4$ , что отвечает палеотемпературам 180–195°C (для градации катагенеза  $МК_3$ ) и 195–220°C для градации  $МК_3-МК_4$  [1, 6]. Палеотемпературы до 180°C характеризуют для этих свит конец ГЗН, а для ургальской свиты на юго-западе КГ при палеотемпературах > 180°C отвечают главной зоне газообразования [1, 4]. Это обусловлено более напряженным тектоническим режимом в южной части Кындальского грабена – нахождением Адниканской структуры в зоне Адниканского надвига [2].

Средне-верхнеюрские отложения талынджанской свиты, вскрытые частично глубокими скважинами на глубинах 2945–3006 м (скв. 4П) и 3004–3102 м (скв. 2П), находятся в пределах градаций катагенеза  $МК_2-МК_3$ . Далее к юго-западу в Солонийской структуре по р. Солони они вскрыты на глубине 2890–3459 м и при плотности пород 2.60–2.65 г/см<sup>3</sup> отвечают грациям катагенеза  $МК_3-МК_4$  находясь в ГЗГ [3, 4, 6].

Установленные градации катагенеза меловых и средне-верхнеюрских отложений КГ и отвечающие им зоны нефтегазообразования подтверждаются наличием нефте- и газопроявлений, приуроченных к этим зонам, а также промышленной газоносностью отложений кындальской свиты по скв. 1А, где уже установлены притоки метанового газа дебитом 55.5 и 98 тыс. м<sup>3</sup>/сут [2]. Эти обстоятельства повышают, наряду с другими факторами, перспективность этих отложений в отношении их промышленной нефтегазоносности.

### Литература

1. Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П., Калмыков Г.С. // Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 156 с.
2. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
3. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вест. МГУ. Сер. геол. 1975. № 5.С. 3–23.
4. Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В. и др. Главная фаза нефтеобразования // Вест. МГУ. Сер. геол. 1969. № 6. С. 3–27.
5. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 1979. 148 с.
6. Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.

**А.И. Малиновский**

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ  
ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО  
ПРОГИБА**

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Выяснение палеогеодинамических и палеогеографических обстановок формирования древних осадочных бассейнов активных континентальных окраин зоны перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту, а также связанных с ними крупных месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых – одна из фундаментальных проблем современной геологии.

Одним из интереснейших бассейнов подобного типа является мел-кайнозойский Западно-Сахалинский прогиб. Прогиб располагается на территории Западно-Сахалинских гор и в акватории Татарского пролива. Восточным его ограничением является Тымь-Поронайский надвиг, западным – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс. Южным продолжением прогиба считается прогиб Исикари на о-ве Хоккайдо.

Отложения прогиба надвинуты по поверхности Тымь-Поронайского разлома на кайнозойские осадочные образования Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. Прогиб выполнен мел-неогеновыми преимущественно морскими терригенными отложениями суммарной мощностью более 15 км. По данным С.В. Зябрева [1] для прогиба характерно асимметричное строение с крутым восточным и пологим западным бортом, с осевой частью, находящейся в акватории Татарского пролива вблизи Сахалина.

Район изучения включает южную часть Западно-Сахалинского прогиба. Здесь обнажены в разной степени дислоцированные и хорошо датированные разрезы от альба до маастрихта, с размывом, но без углового несогласия перекрывающиеся терригенными кайнозойскими отложениями. Таким образом, можно предполагать, что меловые и кайнозойские образования накапливались в пределах одного палеобассейна, вытянутого в меридиональном направлении на расстояние (с учетом продолжений на о. Хоккайдо) не менее, чем на 1100 км при ширине до 100 км.

Меловые отложения общей мощностью около 4900 м представлены преимущественно морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, гавелитами, конгломератами, туфами, тефроидами) айской, найбинской, быковской и красноярковской свит [2].

Айская свита (альб) сложена чередованием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Иногда отмечаются тонкие прослои органогенно-обломочных известняков и туффитов, а также редкие карбонатные конкреции и прослои. Мощность – до 600 м.

Найбинская свита (верхний альб – нижний сеноман) разделена на две подсвиты: существенно песчаниковую и существенно алевролитовую. Первая сложена разнозернистыми песчаниками с редкими тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов, а также пачками их ритмичного переслаивания. Вторая состоит из алевролитов и аргиллитов, содержащих редкие прослои песчаников и тачки чередования песчаников и алевролитов. Мощность свиты – от 600 до 850 м.

Быковская свита (верхний сеноман – нижний кампан) разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, часто содержащими карбонатные конкреции и прослои. Средняя подсвита состоит в основном из алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями песчаников и кислых туфов, а также с карбонатными конкрециями и прослоями. Верхняя подсвита представлена в основном алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами песчаников, пачками тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, а также многочисленными карбонатными конкрециями. Мощность свиты – от 1900 до 2700 м.

Красноярковская свита (верхний кампан – даний?) расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, часто туфогенными, отдельными горизонтами и линзами конгломератов и гравелитов, прослоями туфов и тефроидов, а также многочисленными карбонатными конкрециями. Верхняя подсвита состоит из туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов, туффитов, редких горизонтов гравелитов, карбонатных конкреций. Мощность – 800–900 м.

По породообразующим компонентам песчаники мела Западно-Сахалинского прогиба относятся к полимиктовым. По классификации [3] песчаники относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Среди обломков преобладают эффузивы (до 35%), кварциты (до 30%), полевые шпаты (до 25%), кварц (до 40%). Такой набор породообразующих компонентов позволяет предполагать, что главным источником кластики были размывавшиеся кислые и основные вулканиты, терригенные и метаморфизованные породы. Заметную роль играли и синхронные вулканические процессы. Палеогеологическая интерпретация породообразующих компонентов [4] свидетельствует, что песчаники накапливались либо в бассейне сопряженном с континентальной окраиной, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива, либо в бассейне, связанном с окраинно-континентальной магматической дугой.

По тяжелым обломочным минералам заметны существенные различия между отложениями айской, найбинской и быковской свит и вышележащими образованиями красноярковской свиты. Для первых характерно преобладание в тяжелой фракции минералов сиалической (гранитно-метаморфической) ассоциации – циркон, гранат, турмалин, апатит, ругил, анатаз. В сумме их содержание достигает 80% всех минералов. Главным среди этих минералов является циркон: в отдельных пробах его содержание достигает 80%. Значительно меньше апатита (до 30%), граната и турмалина (до 8%). Фемические минералы находятся в подчиненном количестве. В отложениях красноярковской свиты сиалическая ассоциация также преобладает, но общее количество сиалических минералов значительно меньше (в сумме в отдельных пробах до 25%, а циркона до 20%). Вместе с тем, здесь значительно увеличивается содержание минералов фемической ассоциации (орто- и клинопироксен, амфибол, хромит, магнетит), в сумме составляющих до 50%). Анализ ассоциаций тяжелых минералов песчаников Западно-Сахалинского прогиба на дискриминационной диаграмме MF-MT-GM [5] показывает, что в обоих случаях на осадконакопление главное влияние оказывала размывавшаяся зрелая континентальная окраина (пассивная или трансформная), в строении которой участвовали кислые изверженные и возможно метаморфические породы. Кроме того, на втором этапе формирования прогиба, на седиментацию влияли размывавшиеся вулканические породы, а также синхронные вулканические процессы, формировавшие фемическую ассоциацию тяжелых минералов.

По химическому составу песчаники мела Западно-Сахалинского прогиба довольно однородны, отмечаются лишь незначительные колебания содержания некоторых оксидов в отдельных пробах. По своим геохимическим параметрам песчаники занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками и характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости, свидетельствующей об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) довольно невысокой фемичностью, промежуточной между граувакками и аркозами, 3) высокой титанистостью, свидетельствующей о значительной роли в их составе примеси основной и средней вулканокластки, и 4) относительно невысокой нормативной щелочностью, отражающей высокое содержание глинистого цемента, обломков основных эффузивов и глинисто-алевритового матрикса. Генетическая интерпретация химического состава песчаников [4] свидетельствует, что большинство песчаников Западно-Сахалинского прогиба соответствует либо приближается к полям активных континентальных окраин, которые включают в себя осадочные бассейны, сопряженные со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Часть точек на диаграмме смещено в сторону полей бассейнов, которых сопряжены с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, Японские острова).

Таким образом, можно сделать вывод о том, основным источником обломочного материала, поступавшего в седиментационные бассейны Западно-Сахалинского прогиба в альбе – раннем кампане, вероятно была размывавшаяся зрелая континентальная окраина, в строении которой участвовали кислые изверженные и возможно метаморфические породы. Вместе с тем, дополнительным источником материала, особенно начиная с позднего кампана, были размывавшиеся эффузивные породы, а также синхронные вулканические процессы. Реконструируемые по вещественному составу обстановки осадконакопления соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин (наиболее вероятно бассейнов, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформным разломам).

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00119-а и проекта ДВО РАН № 12-1-0-ОНЗ-07.*

### Литература

1. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск. 1992. 25 с.
2. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Под. ред. З.Н. Поярковой. Л.: Наука. 1987. 196 с.
3. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
4. Maunard J.B., Valloni R., Yu H.S.. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. London, Edinburgh, Melbourne: Oxford. 1982. P. 551–561.
5. Nechaev V.P.. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology. 1991. V. 97. P. 167–190.

**Ю.Ф. Манилов, М.Г. Дубачева**

**ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА АМУРО-ЗЕЙСКОГО  
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Амуро-Зейский осадочный бассейн является перспективным объектом юга Дальнего Востока России для поисков промышленных скоплений углеводородов. В современном виде бассейн состоит из систем грабенов и горстов и входит в состав Восточно-Азиатского грабенового пояса [1].

Одной из важнейших характеристик перспективности того или иного является мощность заполняющих осадков. Малый объем бурения слабая изученность территории сейсмическими и электроразведочными методами оставляет много белых пятен во внутренней структуре бассейна. Часть неопределенностей призвана решить настоящая работа. Для этого было необходимо привлечь информацию других геофизических методов, обладающими достаточной кондиционностью и информативностью. Гравиметрия вполне отвечает этим требованиям. К положительными сторонам гравиметрии можно отнести: широкий охват территории разномасштабными съемками, высокую информативность в отношении крупных крутопадающих объектов. Однако имеют место ряд отрицательных моментов. Среди них следует отметить сложность извлечения глубинной информации в связи с наложением полей разноглубинных и разнородных источников.

Для корректного разделения разноглубинных источников использовалась апробированная ранее методика [2] комплексного анализа геофизических и геологических материалов с применением ГИС-технологий и специализированных пакетов обработки данных. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [3]. Широко использованные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить исходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД 3D» дало возможность выполнить 2D и 3D- моделирование.

Анализ гравиметрических материалов в сопоставлении с геологическими и петрофизическими позволяет утверждать, что одна часть локальных аномалий в пределах бассейна отражает его внутреннюю структуру, а другая связана с конкретными геологическими объектами. Для уточнения природы локальных аномалий и определения глубин залегания гравитирующих источников верх-ней коры построены карты глубин основных гравитирующих объектов высокочастотных составляющих поля силы тяжести.

Полученные карты размещения гравитирующих источников вместе с картами локальных аномалий высокочастотных составляющих поля силы тяжести легли в основу изучения морфологии кровли фундамента. Опорной информацией для определения мощности стратифицированных отложений являются данные МТЗ и бурения. В результате комплексной обработки получены карты мощности осадочных отложений (рис. 1).

В пределах Амуро-Зейского бассейна наибольшей глубиной до поверхности фундамента отличаются впадины: Ушумунская, Дмитриевская и Лермонтовская с мощностью чехла до 3.5 км. Более 3 км рыхлые отложения занимают в Белогорской и Спасовской впадинах. В восточной части бассейна мощность чехла меньше. Наиболее глубокие

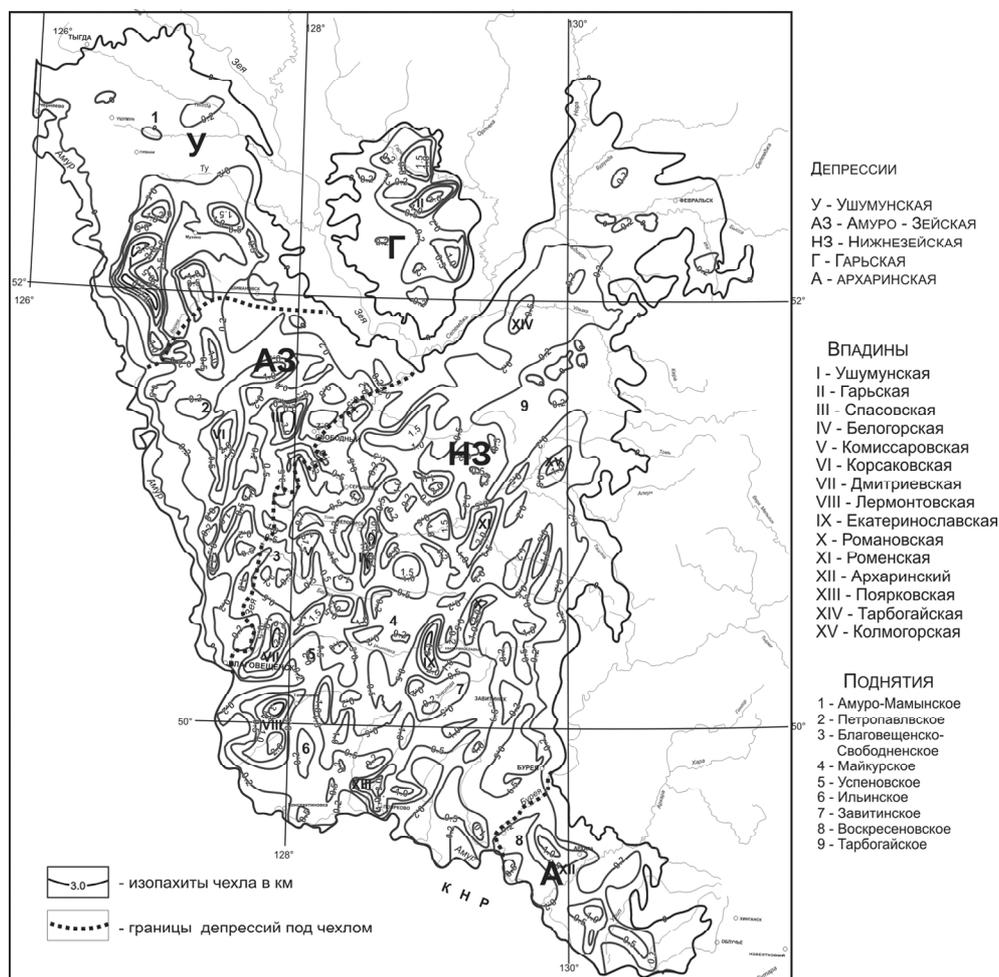


Рис. 1. Карта мощности чехла Зее-Буреинского осадочного бассейна

на этой территории Екатеринославская (более 2.5км), Романовская (около 2.5 км), Гарьская (более 2 км) впадины.

На предложенной карте хорошо видны поднятия, разделяющие депрессионные структуры. Мощность чехла над поднятиями значительно уступает соседним впадинам. Примечательно, что системы поднятий и впадин последовательно сменяют друг друга, образуя своеобразную полосчатую структуру северо-восточной направленности.

### Литература

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
2. Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения юго-восточной части Аргуно-Мамыньского массива (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 39–48.
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации / М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.

С.А. Медведева

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ  
ПОРОД БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН

Буреинский осадочный бассейн (ББ) расположен на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива и ограничен с востока Чегдомынским выступом. Стратиграфический разрез юрских отложений в центральной части ББ состоит из нижнеюрской дешской ( $J_1dl$ ), среднеюрских синкальтинской ( $J_2sn$ ), эпиканской ( $J_2ep$ ), эльгинской ( $J_2el$ ), чаганыйской ( $J_2cp$ ), талынжанской ( $J_{2-3}tl$ ) и верхнеюрской дубликанской ( $J_3db$ ) свит. Меловой разрез сложен солонийской ( $K_1sn$ ), чагдамынской ( $K_1ug$ ), чемчукинской ( $K_1um$ ), иорекской ( $K_1jr$ ) и кындальской ( $K_{1-2}kn$ ) свитами.

Осадочное выполнение бассейна представлено переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, их известковистых и туфогенных разностей, туфов и туфитов кислого состава. В верхней части разреза наблюдаются прослой и линзы углистых пород, углей и бентонитовых глин. Возраст отложений подтвержден определениями ископаемой фауны и флоры. Мощности юрских отложений варьируют по латерали от 4300 до 7500 м, меловых – от 2500 до 3500 м.

Опробование коренных выходов пород было проведено в выемках и карьерах БАМа и автомобильных дорог вдоль левобережья р.Солони, правобережий рек Эльганджя, Чегдомын, Умалта в 2009 и 2011 гг. Литологическая и петрографическая характеристики пород приводились ранее [5]. Исследования образцов, отобранных автором в 2011 г., не противоречат ранее приведенным описаниям, они расширили фактологическую базу. Нами принята петрографическая классификация В.Д. Шутова [8] и более общая по [7]. На классификационной тригонограмме фигуративные точки песчаников располагаются в поле полевошпатовых граувакк, граувакковых аркозов и аркозов. Подавляющее количество обломков пород в граувакках представлено гранитами, основными, средними и кислыми эффузивными породами, следовательно, граувакки следует относить к петрокластическим грауваккам [7]. Поскольку состав большинства обломков пород кислый, граувакки являются кислыми.

Валовый химический состав юрских терригенных пород в ББ нами изучен впервые. В 70-х годах XX века изучался состав углей, вмещающих пород и вулканитов меловой угленосной толщи [4]. Валовый химический состав определен в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан) рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова).

В 48 пробах песчаников оксиды содержатся в количестве (в масс. %):  $SiO_2$  – 62.4–78.2,  $TiO_2$  – 0.08–0.88,  $Al_2O_3$  – 11–15.8,  $Fe_2O_3$  – 1.0–7.0,  $MgO$  – 0.07–3.37,  $CaO$  – 0.1–3.7,  $Na_2O$  – 1.32–4.9,  $K_2O$  – 1.45–5.0. Состав известковистых разностей пород в данной работе не приводится.

В песчаниках дешской и дубликанской свит определены самые высокие содержания  $SiO_2$ , в них же – наименьшие содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ .

Для систематики песчаников были использованы общепринятые литохимические классификации [6, 9, 10].

На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона с соавторами [6] для разделения аркозов и граувакк в координатах  $K_2O-Na_2O$  большинство фигуративных точек песчаников попадает в поле граувакк, меньшинство – в поле аркозов.

Большинство проб ниже-среднеюрских песчаников с дешской по чаганыйскую свиты по величине *натриевого модуля*  $HM = Na_2O/Al_2O_3$  являются граувакками ( $HM = 0.21-0.37$ ), меньшинство – аркозами ( $HM = 0.17-0.20$ ) [9]. Большинство проб песчаников дубликанской, солонийской и чагдамынской свит – аркозы ( $HM$  от 0.11 до 0.20), песчаник чемчукинской свиты – граувакка ( $HM = 0.24$ ). В целом отмечается соответствие петрографических и литохимических типов песчаников.

В более поздней классификации Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [10] терригенные породы разделены на силиты и сиаллиты (таблица).

По значению *гидролизатного модуля* –  $GM = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$  изученные песчаники относятся к типу силитов, подтипу истинных силитов (содержания  $MgO$  меньше 3%), алевропелиты – к типу сиаллитов. Граничным значением между ними является значение  $GM$  0.30.

Большинство песчаников находится в интервале значений  $GM$  0.20–0.30 (класс миосилитов), единичные значения достигают 0.33 (тип сиаллитов, класс гипосиаллитов). Песчаники дешской свиты, а также часть песчаников синкальгинской и дубликанской свит относятся к классу нормосилитов ( $GM$  от 0.18 до 0.20). Чем ниже  $GM$ , тем выше зрелость породы. Высокие цифры  $GM$  в характеризуемых песчаниках свидетельствуют об их слабой зрелости.

Величина *титанового модуля*  $TM = TiO_2/Al_2O_3$  изученных песчаников варьирует от 0.014 до 0.059, чаще от 0.22 до 0.50. Пониженные значения  $TM$  отмечены в граувакковых песчаниках дешской свиты, аркозовых песчаниках синкальгинской, дубликанской свит.

Высокие значения *модуля нормированной щелочности* –  $NKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$  (более 0.4) означают, что в породах доминируют полевые шпаты или продукты их изменения. Значения  $NKM$  находятся в интервале 0.43–0.52 (повышенно-щелочные силиты по [9]), иногда  $NKM$  варьируют от 0.54 до 0.64.

Таблица. «Сиаллитовый стандарт» – подразделения сиаллитов и сиферлитов [10]

Класс	ГМ	ТМ	ЖМ*	ФМ	НКМ	АМ	ЩМ
Гипо-	0.30–0.33	≤0.030	≤0.30	≤0.10	≤0.20	<0.20	<0.30
Нормо-	0.34–0.48	0.030–0.070	0.30–0.55	0.11–0.20	0.21–0.40	0.20–0.35	0.30–1.50
Супер-	0.49–.55	0.071–0.100	0.56–0.70	0.21–0.25	0.41–0.45	0.36–0.40	1.51–3.00
Гипер-	нет	>0.100	0.71–0.75	>0.25	>0.45	>0.40	>3.00

Примечание.\* – Только для сиаллитов.

Градации силитов [10]

Гипо-(мио)	0.20–0.30	≤0.020	≤0.20	≤0.03	≤0.20	≤0.05	≤0.20
Нормо-	0.11–0.20	0.021–0.080	0.21–0.70	0.04–0.10	0.21–0.50	0.06–0.20	0.21–0.80
Супер-	0.051–0.10	0.081–0.120	0.71–1.0	0.11–0.15	0.51–0.70	>0.20	0.81–2.50
Гипер-	≤0.05	>0.120	>1.0	>0.15	>0.70	нет	>2./50

Интенсивность процесса химического выветривания породы показывает *натриевый модуль*  $НМ = Na_2O/Al_2O_3$ , который у изученных песчаников высок (0.19-0.40), и позволяет судить о слабом химическом выветривании пород в областях сноса, которые представляли собой, вероятно, горную область. Исключением являются песчаники дубликанской, солонийской и чагдамынской свит,  $НМ$  которых составляет 0.11-0.15, до 0.22, и говорит о большей интенсивности химического выветривания. Рельеф в областях денудации был более сглаженным.

Согласно значениям *алюмокремниевого модуля*  $АМ = Al_2O_3/SiO_2$  большинство песчаников - это суперглиноземистые силиты ( $АМ$  0.2–0.23), иногда нормоглиноземистые ( $АМ$  0.14–0.20). Песчаники дешской, талынджанской и дубликанской свит – нормоглиноземистые силиты ( $АМ$  0.15–0.20). Суперглиноземистость также фиксирует слабую зрелость песчаников.

По значениям *железного модуля*  $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$  от 0.20 до 0.35 и *фемического модуля* –  $ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$  от 0.04 до 0.10 большинство исследованных песчаников является норможелезистыми и нормофемическими породами. Часть из них является гипожелезистыми (величина  $ЖМ$  0.12-0.20) и гипофемическими ( $ФМ$  от 0.02 до 0.040), в основном это песчаники дешской, дубликанской и чагдамынской свит.

Значения *щелочного модуля*  $ЩМ = Na_2O/K_2O$  высоки и варьируют от 0.70 до 2.9, большинство песчаников относится к супернатровым. Нормонатровыми являются песчаники дубликанской и чагдамынской свит, имеющие  $ЩМ$ , в основном, менее 0.80, редко до 0.91.

В 18 пробах алевропелитов оксиды содержатся в количестве (мас. %):  $SiO_2$  – 61.9–67.5,  $TiO_2$  – 0.50–0.78,  $Al_2O_3$  – 13.5–18.4,  $Fe_2O_3$  – 1.9–6.1,  $MgO$  – 0.34–2.1,  $CaO$  – 0.22–4.2,  $Na_2O$  – 0.44–3.3,  $K_2O$  – 1.47–3.9.

В соответствии с «сиаллитовым стандартом» [10] по  $ГМ$  (0.29–0.37) алевропелиты отвечают типу сиаллитов, классам гипо- и нормосиаллитов. Они являются нормотитановыми, норможелезистыми, гипо- и нормофемическими, нормоглиноземистыми, нормо- и суперщелочными, нормонатровыми истинными сиаллитами.

*Калиевый модуль*  $КМ = K_2O/Al_2O_3$  геологами-нефтяниками используется при характеристике нефтегазоносных толщ. Величины  $КМ$  в песчаниках дубликанской, солонийской и чагдамынской свит колеблются от 0.23 до 0.41, в других свитах в целом они ниже и составляют 0.13–0.28. Значение  $КМ$  в алевропелитах варьирует от 0.11 до 0.23.

По [9] интерпретация  $КМ$  следующая: 1)  $< 0.10$  – преобладание хлоритов при низких значениях  $ЩМ$  и плагиоклазов – при высоких; 2) 0.10–0.30 – гидрослюды + хлорит ( $\pm$ плагиоклаз); при низком  $ЩМ$  – гидрослюды + хлорит; 3) 0.30–0.90 – гидрослюды + ортоклаз; 4)  $> 0.90$  – либо ортоклаз + неглиноземистые калийсодержащие силикаты (например, стильпномелан), либо при высоком  $ЩМ$  – ортоклаз + плагиоклаз, что характерно только для аркозов. Следовательно, гидрослюды, хлорит и плагиоклазы присутствуют в большинстве изученных песчаников; гидрослюды и ортоклаз - в песчаниках дубликанской, солонийской и чагдамынской свит. Для юрских алевропелитов характерны гидрослюды и хлорит.

Глинистые минералы участвуют в процессах миграции микронефти из нефтематеринских толщ. По [1, 2] разбухающие глинистые минералы с наибольшей вероятностью обеспечивают нефтеобразование в осадочной толще, неразбухающие - газообразование.

Основными глинистыми минералами дисперсной фазы юрских терригенных пород являются хлорит и иллит (гидрослюды), реже каолинит, то есть неразбухающие минералы. Иногда отмечаются смектиты, возможно наличие смешанослойных минералов (те и другие обладают разбухающими свойствами). Предполагается, что юрские осадочные толщи могли продуцировать, в основном, газ.

Предыдущими исследованиями было установлено, что в вышележащих позднеюрско-нижнемеловых отложениях прослой бентонитовых глин состоят из разбухающего А1 монтмориллонита (преобладает) с примесью каолинита и гидрослюды (иллита) в различных соотношениях [3, 4]. Разбухающие глинистые минералы этих отложений участвовали, вероятно, в миграции микроневти, выбросы и проявления которой зафиксированы в меловой кындальской свите при бурении скважин в Кындалском грабене.

### Выводы

По составу песчаники кислые и соответствуют гранитоидным породам. По классификациям Ф. Петтиджона [6] и Я.Э. Юдовича [9] песчаники относятся к грауваккам, реже к аркозам.

По классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [10] изученные песчаники - это гипо- и нормотитановые, гипо- и норможелезистые, гипо- и нормофемические, нормо- и суперглиноземистые, нормо- и супернатровые, щелочные истинные нормосилиты и истинные миосилиты. Миосилиты преобладают. Алевропелиты - это нормотитановые, норможелезистые, гипо- и нормофемические, нормоглиноземистые, нормо- и суперщелочные, нормонатровые истинные гипо- и нормосиллиты. Преобладают нормосиллиты.

Породы в целом незрелые. В горной области сноса преобладало физическое выветривание.

Из нефтематеринских толщ при благоприятных условиях могли мигрировать нефть и газ при преобладании последнего.

*Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО, СО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия», грант ДВО РАН 12-И-0-08-002.*

### Литература

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
2. Бурлин Ю.К., Конохов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. М.: Недра, 1991. 286 с.
3. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949. 287 с.
4. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
5. Медведева С.А. Предварительные данные о петрографии и редкоземельных элементах юрских терригенных пород рр. Солони и Эльганджа (Буреинский осадочный бассейн, Дальний Восток) // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2011. С. 519–522.
6. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
7. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеев Э.И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
8. Шутов В.Д. Классификация песчаников. // Литология и полезные ископаемые. 1967. №5. С. 86–103.
9. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Ленинград: Наука, Ленинградское отделение. 1981. 276 с.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

**Г.И. Мишукова, Н.Л. Пестрикова, В.Ф. Мишуков**

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОТОКОВ МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ ВОДА–АТМОСФЕРА НА АКВАТОРИЯХ ЯПОНСКОГО, ОХОТСКОГО МОРЕЙ И ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Изучение пространственного распределения метана в водной среде является важным для определения источников и механизмов, влияющих на его содержание. Особую актуальность имеет расчет потоков метана на границе вода–атмосфера, так как, несмотря на незначительное содержание в атмосфере, метан играет исключительно важную роль в формировании климатических условий всей нашей планеты. Он активно участвует в фотохимических реакциях в стратосфере и способствует разрушению озонового слоя, кроме этого является одним из парниковых газов [1].

Цель настоящей работы – исследование пространственного распределения метана в поверхностном слое морской воды и его потоков на границе вода–атмосфера при непрерывном определении концентрации метана на больших акваториях за небольшой промежуток времени.

Отбор проб морской воды осуществлялся на ходу движения судна с помощью заборного устройства на глубине 4 м от поверхности моря. Газохроматографическое определение состава газовой фазы производилось на борту судна.

Для расчета растворенного в морской воде метана использовалось уравнение, приведенное в работе [3].

Данные о положении эпицентров времени и магнитудах землетрясений за 2010–2011 гг. для учета влияния сейсмической ситуации района в момент проведения экспериментальных исследований взяты на сайте U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology [5].

Расчет потоков метана проводился по методологии, описанной в работе [1, 2].

$$F = K^{\text{общ}} \Delta C, \quad (1)$$

где  $K^{\text{общ}}$  – суммарный коэффициент газообмена на границе вода–воздух при коэффициенте молекулярной диффузии метана в морской воде ( $D_w$ ,  $\text{см}^2 \text{с}^{-1}$ ), температуре воды, солености и скорости ветра ( $U$ ,  $\text{м с}^{-1}$ ) в момент измерения равен:

$$K^{\text{общ}} = K_t + K_o + K_n, \quad (2)$$

где  $K_t = 2\{D_w/\pi t^*\}^{1/2}$  – термический коэффициент газообмена [1];  $K_o = \{D_w S\}^{1/2}$  – коэффициент газообмена для обрушений волн;  $S = 4.5 \cdot 10^{-6} U^{3.31}$  ( $\text{с}^{-1}$ );  $K_n = 2\{D_w M\}^{1/2}$  – коэффициент газообмена для схлопывания пузырьков;  $M = 2.76 \cdot 10^{-5} U^{3.74}$  ( $\text{с}^{-1}$ ).

Разность концентраций метана в морской воде ( $\Delta C$ ) рассчитывается как разность между измеренной концентрацией метана и равновесной концентрацией, которую имел бы атмосферный метан в морской воде при данной температуре, солености и при атмосферном давлении.

Динамика коэффициента газообмена в зависимости от скорости ветра и сравнение вклада коэффициентов газообмена метана на границе вода–атмосфера определена по экспериментальным данным для 750 гидрометеорологических условий.

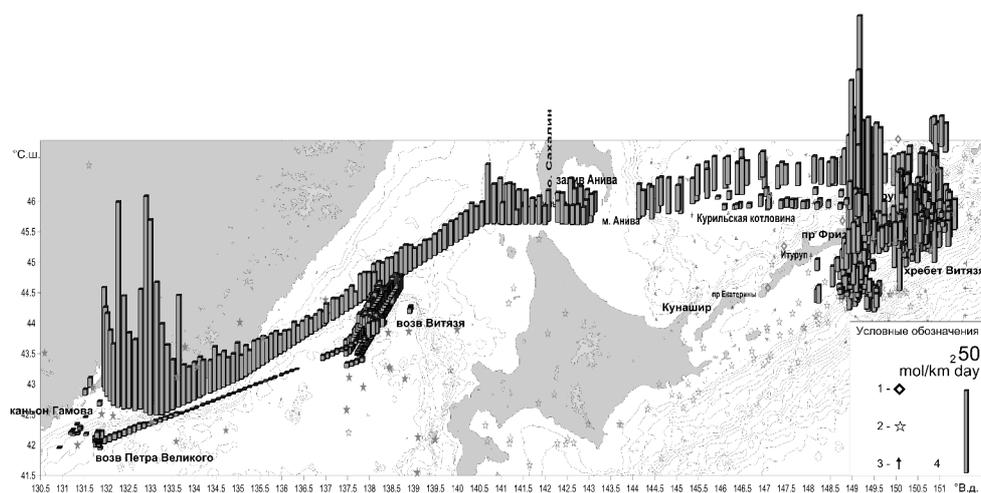
Обнаружено, что в океанических условиях при скоростях ветра до  $3 \text{ м с}^{-1}$  общий коэффициент газообмена в основном обусловлен термической конвекцией. Начиная с

4 м с<sup>-1</sup> определяющую роль в газообмене на границе вода–воздух играет механизм схлопывания пузырьков, а рост коэффициента газообмена пропорционален скорости ветра в степени 1.87.

Максимальное значение потока метана 126 Моль/км<sup>2</sup> сут. наблюдалось при разности концентраций 36 нмоль л<sup>-1</sup> при скорости ветра 9 м с<sup>-1</sup>, и очень высокие 102 Моль/км<sup>2</sup>·сут. при разности концентраций 8 нмоль л<sup>-1</sup> в южной части хребта Витязь при штормовой скорости ветра 19 м с<sup>-1</sup>. Последующие значения имеют меньшую величину и сопровождаются возрастанием разности концентраций при уменьшении скорости ветра. Положение максимума скорости выделения метана смещается в сторону больших скоростей ветра при уменьшении разности концентраций. При малых скоростях ветра и небольших потоках метана в атмосферу происходит повышение концентрации метана в приповерхностных водах за счет его переноса из глубинных источников. При повышении скорости ветра и увеличении потока метана концентрация газа в морской воде быстро падает до равновесных значений, если нет быстрого подвода метана из нижележащих слоев, и, соответственно, поток метана уменьшается до минимальных значений.

Большая изменчивость потоков метана на границе вода–атмосфера на изучаемой акватории связана с неоднородным пространственным распределением метана в поверхностном слое воды (рис. 1).

Для района работ в Японском море диапазон концентраций метана составил от 3 до 36 нмоль л<sup>-1</sup> (среднее значение: 7 нмоль л<sup>-1</sup>). При движении от г. Владивосток на восток вдоль южного побережья Приморского края отчетливо выделяется участок с повышенными концентрациями метана (от 10.2 до 36.3 нмоль л<sup>-1</sup>). Далее по направлению на северо-восток на профиле м. Поворотный – пр. Лаперуза концентрации метана снижаются от 10,7 до 4,8 нмоль л<sup>-1</sup>, а затем медленно возрастают до 11–13 нмоль л<sup>-1</sup> на входе в пролив Лаперуза. При обратном движении на акватории Японского моря был



**Рис. 1.** Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера; Условные обозначения: 1 – подводные вулканы [4], 2 – эпицентры землетрясений 2010 г. и за 2008–2009 г.г. для Японского моря [5], 3 – направление поверхностных течений, 4 – потоки метана (моль/км<sup>2</sup> сут).

выполнен полигон в районе возвышенности Витязь. Здесь неоднородный характер распределение метана, обусловлен, по-видимому, наличием подводных источников метана. На полигоне зарегистрированы концентрации метана от 3,4 до 7,6 нмоль л<sup>-1</sup>; (среднее значение: 5,6 нмоль л<sup>-1</sup>). Можно выделить область пониженных концентраций метана преимущественно в северной части полигона и область повышенных концентраций метана в южной части относительно северной. На полигоне в Японском море в районе возвышенности Петра Великого концентрации метана изменялись в диапазоне от 4,1 до 8 нмоль л<sup>-1</sup>, (среднее значение: 6 нмоль л<sup>-1</sup>), а в пределах каньона Гамова – от 4,5 до 5,1 нмоль л<sup>-1</sup> (среднее значение: 5 нмоль л<sup>-1</sup>).

Сравнение данных на маршруте туда и обратно в центральных районах Курильской котловины показало, что большинство значений концентраций метана превышали равновесные в 1,5–2 раза, а поток при скоростях ветра 8 м с<sup>-1</sup> составил 7 до 15 моль/км<sup>2</sup> сут, на обратном маршруте в октябре резко снизился с 12 до 2 моль/км<sup>2</sup> сут. когда скорость ветра заметно ослабела с 8 м с<sup>-1</sup> до 2 м с<sup>-1</sup>. Изменение температуры воды в сентябре и октябре было одинаковым и составило 7–18 °С.

Анализ полученных результатов показывает неоднородность распределения метана на поверхности в пределах Тихоокеанского полигона. На значительной части акватории наблюдаются значения, близкие к равновесным около 3 нмоль л<sup>-1</sup>, но повышенные значения фиксируются в трех частях полигона до 13 нмоль л<sup>-1</sup>: район пролива Фриза, в южной и центральной частях хребта Витязь.

Ранее нами для залива Петра Великого Японского моря [1] была разработана модель расчета полей течений и распространения примеси в морской среде и было показано, что адвективный перенос вод обуславливает формирование полей метана в поверхностных морских водах. Используя указанную модель для условий Охотского моря был проведен расчет квазистационарной структуры течений для августа при воздействии летнего муссона при скоростях ветра в диапазоне 6–10 м с<sup>-1</sup> юго-восточного направления для летнего сезона. Результаты расчета показали, что в районе исследований наблюдается сложная структура течений с формированием многочисленных циклонических и антициклонических вихрей. В южной части Курильской котловины формируется круговорот вод с движением водных масс против часовой стрелки, который севернее о. Уруп переходит в течение северного направления. Благодаря круговороту в южных проливах от Елизаветы до Буссоль происходит вынос охотоморских вод в Тихий океан. В центре циклонического вихря в Курильской впадине в зоне конвергенции морских вод наблюдаются повышенные концентрации метана в диапазоне 7–10 нмоль л<sup>-1</sup>, а по периферии круговорота от 3 до 7 нмоль л<sup>-1</sup>. Это широко известное в океанологии явление, когда в зоне конвергенции концентрируются различные загрязняющие соединения, такие как нефтяные углеводороды и плавающий пластиковый мусор.

С тихоокеанской стороны Курильских островов формируется цепочка антициклонических вихрей, в центральной зоне которых происходит подъем глубинных морских вод с последующей их дивергенцией вблизи морской поверхности. Подъем обедненных растворенным метаном глубинных вод вызывает снижение содержания метана в центральной области вихря и, таким образом, происходит блокировка выноса метана в открытый океан, при концентрировании метана в прибрежных областях. Кроме этого, можно ожидать, что основные подводные источники метана находятся также в зоне шельфа и склона Курильских островов, как это наблюдалось на северо-восточном

побережье о.Сахалин [1], что вызывает повышенное содержание метана именно в прибрежных морских водах.

Распределение метана в поверхностном слое хорошо согласуется со схемой направления течений.

Нарушение структуры земной коры в момент землетрясений, вероятно, способствовало выходу метана из подземных источников и проявилось в увеличении концентраций метана. В изучаемом регионе на момент проведения исследований отмечается высокая сейсмическая активность. К югу от Тихоокеанского полигона с 4 по 20 сентября зафиксировано 10 случаев землетрясений (на рисунке эпицентры землетрясений оконтурены эллипсом).

Для исследования пространственного переноса метана также была использована модель расчета полей течений и распределения примеси. В качестве координат 4 подводных источников метана взяты координаты эпицентров землетрясения в Японском море. Поле распространения метана носит неоднородный характер и хорошо согласуется с результатами расчетов. Непрерывное выделение метана в морскую среду из источника южнее г. Находка на период 17–18.09.2010 под влиянием суммарных течений образует ареал распространения, северная часть которого и зарегистрирована в экспериментальных данных в виде повышенных концентраций метана от 20 до 36 нмоль·л<sup>-1</sup>. Следует отметить, два других источника и в центральной части залива Петра Великого, возможно, вызывают увеличение содержания метана на станциях южнее о. Аскольд. Моделирование на период 9–10.10.2010 показало, что образуется ветвь переноса водных масс, которая распространяется в южном направлении и формирует повышенные неоднородные концентрации метана в районе возвышенности Петра Великого. Данный расчет проводился при слабых южных ветрах, которые обусловили перенос водных масс от источников в северном направлении, что способствовало возрастанию концентрации метана в районе каньона Гамова по экспериментальным данным.

В целом, исследуемая область характеризуется неравномерным распределением потоков метана на границе вода–атмосфера. Это связано с рядом особенностей и условий района – гидрологических, геологических и сеймотектонических.

*Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31179 по проекту «Исследование газовых гидратов и выходов природного газа в Охотском море» и российско-японского гранта РФФИ № 12-05-92104 ЯФ\_а*

### Литература

1. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука. 2007. 159 с.
2. Michoukov V., Mishukova G. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere // Proceedings of the 2nd International Sym “CO2 in the Oceans” Ed. Y. Nojiri, Publ: Environ. Agency of Japan. 1999. P. 517–520.
3. Wiessenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium Solubility of Methane, Carbon Dioxide, and Hydrogen in Water and Sea Water // Journal of Chemical Engineering Data. 1979. Texas: Department Oceanographu Universitu A&M Vol. 24, № 4. P. 356–360.
4. Сервер Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН [http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\\_05/kurily/index.html](http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/index.html)
5. U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. – [http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic\\_edau\\_1.html](http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_1.html)

## А.И. Обжиров

### ИСТОЧНИКИ МЕТАНА, ОБРАЗУЮЩИЕ ГАЗОГИДРАТЫ В ОХОТСКОМ МОРЕ

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

#### Введение

Лаборатория газогеохимия ТОИ ДВО РАН с 1984 года выполняет исследования газогеохимических полей и газогидратов в морских донных осадках, выясняет их геологические и геофизические закономерности распространения в Охотском море, изучает потоки пузырей метана из донных отложений в водную толщу, которые обычно сопряжены с полями газогидратов и оказывают влияние на окружающую среду.

Основной целью является изучение условий формирования и разрушения подводных газогидратов в Охотском море как базы для внедрения новых технологий и технического решения поисков субмаринных газогидратов и добычи из них метана.

Методика работ заключается в выполнении комплекса геологических, геофизических, гидроакустических, газогеохимических, океанологических, батиметрических исследований [1–4] и анализе имеющихся и получении новых в экспедициях данных, на основе которых выполняется поиск газогидратосодержащих площадей, оценка объема газогидратов и потока метана, разработка научной основы извлечения метана из газогидратов.

С 1998 года экспедиционные работы по изучению газогидратов и потоков метана в Охотском море выполняются по международным проектам – Российско-Германскому (КОМЕКС, 1998–2004), Российско-Японско-Корейскому (ХАОС, 2003–2006 и СА-ХАЛИН, 2007–2012, 2013–2017 гг.).

#### Результаты исследований

Для формирования газогидратов необходим газ, вода, низкая температура и высокое давление. В морях обычно район перехода из шельфа в склон осложнен зонами разломов, по которым при сейсмо-тектонической активизации могут поступать углеводороды как мантийные, так и из более глубоких горизонтов нефте-газосодержащих пород, в том числе угленосных отложений. В этом заключается очень важная закономерность – сопряженность процессов формирования нефтегазовых месторождений и газогидратов. При этом газогидраты играют роль покрышки и консервации метана и тяжелых углеводородов.

Тектонический режим островного склона о-ва Сахалин контролируется системой надвигов и взбросов, ориентированных в направлении СЗ-ЮВ. Разломы существуют по всему склону от бровки шельфа до глубин ~ 1000 м. Эти разломы являются активными, поскольку они пересекают осадочную толщу, достигая морского дна и образуя на склоне уступы. Характер распределения очагов газовой разгрузки на восточно-сахалинской окраине предполагает, что они коррелируют с определенными тектоническими зонами (рис. 3). Очевидно, что в северной части исследованного района все участки газового просачивания локализируются в пределах надвигов, образованных при СВ-ЮЗ сжатии. Анализ данных акустического профилирования показал хорошую сопоставимость между обнаруженными гидроакустическими аномалиями и морфоло-

гическими особенностями склона. Найденные факелы располагаются на трех участках морского дна: возле бровки шельфа, в средней и нижней части склона, при этом большая их часть концентрируется в пределах глубин 600–900 м (рис. 1).

Одним из главных вопросов в изучении условий формирования и разрушения газогидратов в Мировом океане является выяснение источников метана, который образует газогидрат в условиях его стабильности при низкой температуре и высоком давлении. До сих пор идет дискуссия, метан, какого генезиса является основным гидрат образующим – или микробный или термогенный метан. Отмечу, что это один из важных вопросов, так как от его решения зависит масштаб газогидратообразования и количество содержания в них метана.

В результате исследований [3] выяснено главное. Основное количество метана, который образуют газогидраты, является термогенный метан нефтегазодержащих пород и других источников недр – угольный метан, глубинный метан литосферы. Термогенный метан проникает к поверхности по зонам разломов и в условиях низкой температуры и высокого давления формируют газогидраты. При этом на поверхности метан частично перерабатывается микробами в связи с чем, изотопное отношение метана облегчается и его  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется в среднем от -55 до -65‰. Этот вывод очень важен тем, что газогидраты взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами, являются хорошими покрывками и консервантами метана. В этом случае запасы метана в газогидратах могут быть очень значительными.

В работе [5] представлен пример формирования газогидратов в районе нефтегазовых залежей на Аляске. Газогидраты обнаружены в районе нефтегазовых месторождений Прадхо Бей и Купарук Ривер. В этом регионе формирование слоев газогидратов взаимосвязаны с нефтегазовыми залежами (рис. 2а). На этих месторождениях газ из нефтегазодержащих пород по зоне разлома поднимается вверх и в зоне, благоприятной по давлению и температуре для образования газогидратов, формируются слои га-

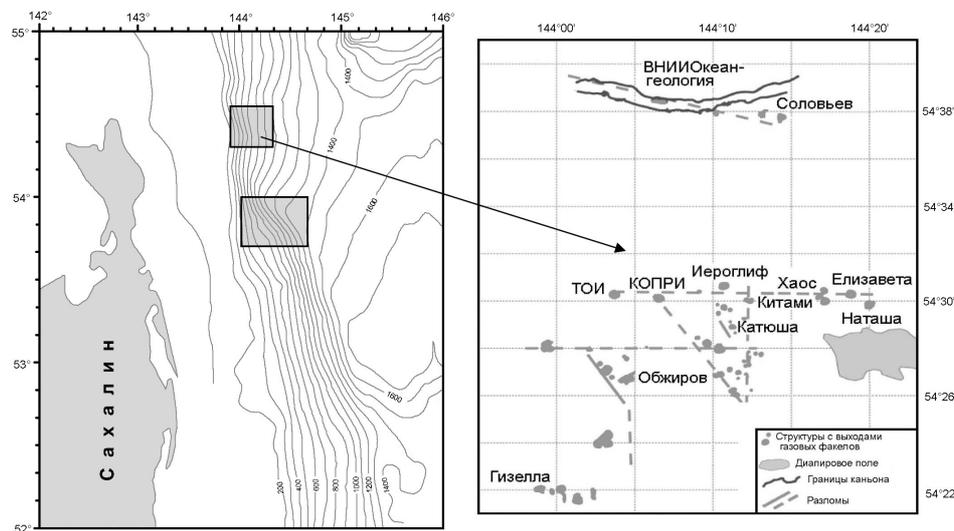
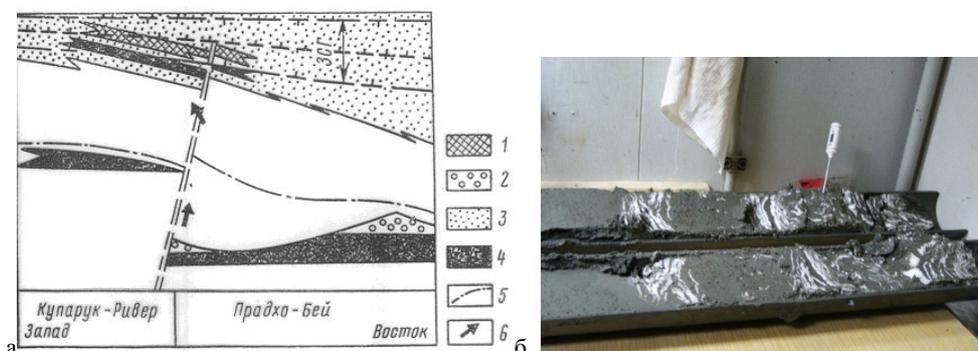


Рис. 1. Распределение структур, приуроченных к зонам разломов, где обнаружены газогидраты и потоки пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море



**Рис. 2а.** Схематический разрез [11] гидратосодержащего района месторождений Купарук-Ривер и Прадхо-Бей (Аляска). 1 – гидратосодержащие отложения; 2 – газовые шапки месторождений; 3 – свита Сагаванирктоток (ЗСГ – зона стабильности газогидрата); 4 – нефтегазосодержащие отложения; 5 – подошва морских сланцев; 6 – направление движения газа.

**Рис. 2б.** Газогидраты в Охотском море (светлые слои внутри донных илистых осадков).

зогидратов. Газогеохимическими исследованиями в Восточно-Сибирском море [4] в донных осадках обнаружена аномалия метана (19.4 мл/л) на глубине моря 41 м в зоне разлома. Это показывает, что и в морях Арктики идут те же процессы, как в Охотском море.

В поднятых колонках осадков газогидраты представлены, главным образом, тонкими прослойками и линзами среди неслоистых осадков мощностью от 1 мм до 1–2 см, расположенными субгоризонтально или наклонно (Рис. 2б), реже отмечается необычная субвертикальная и волнистая текстура, которая образуется в потоке метана из недр в зонах разломов.

На широтах  $52^{\circ}$ – $54^{\circ}36'$  в колонках воды, начиная с поверхности и до дна, зафиксированы аномальные концентрации метана. Особенно они высокие на широте  $54^{\circ}03,7'$ . В этом районе проходит разлом «Лаврентьев» и вся колонка воды (станция LV36-75С) насыщена метаном. На поверхности его концентрация достигает 1650 нл/л, в придонном слое (380 м) – 9200 нл/л. В промежуточных слоях в этом районе обнаружены еще большие концентрации метана – 19000 нл/л на глубине 150 м и 14000 нл/л на глубине 300 м. К северу и югу от этой станции концентрации метана в водных колонках в этом районе несколько ниже, но так же аномально-высокие – 500–5000 нл/л.

Аномалии метана здесь связаны с его потоками из донных осадков, содержащих газогидраты и нефте-газовые залежи. Пути миграции газа (метана) являются зоны разломов, которые в период сейсмо-тектонической активизации раскрывают недра и разрушают нефтегазовые залежи и газогидраты. Причем часто источником метана является свободный газ, накапливающийся под непроницаемыми газогидрат-содержащими отложениями. При этом, когда поток метана достигает поверхности и попадает в условия низкой температуры и высокого давления, в верхних слоях донных осадков образуются вновь газогидраты, которые можно отобрать гравитационной трубкой на глубинах от первых метров поверхности осадка до глубины проникновения трубки в осадок (6–9 м). Именно благодаря сейсмо-тектонической активизации восточного Сахалинского склона Охотского моря в настоящее время (с 1988 года по настоящее вре-

мя), здесь обнаружено более 500 потоков метана и 17 площадей, где отобраны газогидраты [1–3].

### Заключение

В результате выполненных работ в экспедициях в Охотском море были выявлены некоторые закономерности в распределении метана в водных колонках и донных осадках. Наиболее важные из них следующие:

1. На восточном Сахалинском шельфе и склоне Охотского моря в водной толще обнаружено более 500 выходов пузырей метана, которые мигрировали из донных отложений. Концентрации метана в воде внутри них превышают 10000–20000 нл/л. За пределами потока пузырей метана его концентрация снижается в 100–200 раз. В районе потоков метана обнаружено 17 полей газогидратов.

2. В донных осадках Охотского моря обнаружены обширные поля газогидратов. В районе их распространения концентрация метана в колонках осадков достигает 50–500 мл/л, что превышает фон в 10000 раз и более. В среднем мощность газогидратсодержащих осадков составляет около 200 м.

3. Основной причиной увеличения количества выходов метана в воде восточного склона и шельфа Сахалина Охотского моря является активизация сейсмо-тектонических процессов в этом регионе. Это связано с тем, что в зонах разломов увеличивается тепловой поток, уменьшается давление, что приводит к разрушению газогидратов и образованию больших количеств метана, который в виде пузырей поступает из недр в воду и атмосферу. Кроме того, при активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из-под подошвы газогидратов и нефтегазовых залежей и (или) нефтегазоносных пород к поверхности.

4. В районе выходов пузырей метана формируются морфоструктуры нарушенных донных осадков. Как на глубине моря, так и на шельфе эти структуры напоминают грязевые вулканы и покмаки.

5. Данные по аномальным газогеохимическим полям метана можно использовать для расчета потока метана из недр в воду и из воды в атмосферу в районе западной части Охотского моря. Эти сведения важны для исследования глобальных процессов изменения (потепления) климата. В этой связи применение мониторинга как метода исследования газогеохимических полей в водной толще различных акваторий является перспективным инструментом для фундаментальных и прикладных геолого-геохимических исследований на море.

6. Осадочная толща Сахалинского северо-восточного склона Охотского моря имеет все характерные особенности, присущие районам газовой разгрузки: большое количество гидротроилита, биотурбация осадков, сильная газонасыщенность и запах сероводорода, карбонатные конкреции различной степени литификации, большое количество раковин хемосимбиотной фауны моллюсков, прослойки, линзы и массивные залежи газовых гидратов.

### Литература

1. A.Obzhairov, R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow and A. Salomatin. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters*. 2004. V. 24, N. 3. P. 135 – 139.
2. Обжиров А.И., Салюк А.Н., Шакиров Р.Б. и др. Потоки метана и газогидраты в Охотском море. // *Наука и техника в газовой промышленности*. Москва: ООО «Газпром». 2004. № 1–2, С. 20–25.
3. Обжиров А.И. и др. Мониторинг метана в Охотском море. *Дальнаука*, 2002, 250с.
4. Р.Б.Шакиров, А.В.Сорочинская, А.И.Обжиров. Некоторые газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // *Региональные проблемы*. 2012. Том 15, № 1. С.33–40
5. Thomas D. Loranson, Timothy S. Collet, Robert B. Hunter. Gas geochemistry of the Mount Elbert gas hydrate stratigraphic test Well Alaska North slope implications for gas hydrate exploration in the Arctic // *Marine and Petroleum Geology*. 28 (2011) 343–360

**Н.Л. Пестрикова, А.И. Обжиров**

**ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Газогидраты были известны химикам уже в начале XIX в. [15]. Нефтяная промышленность узнала о существовании газогидратов в 1930-х гг., когда было обнаружено, что их образование является причиной «закупорки» нефтепровода во время транспортировки природного газа [16, 15]. В начале 1960-х гг. советские геологи и геохимики А.А. Трофимук, Н.В. Черский, В.Г. Васильев, Ю.Ф. Макогон, Ф.А. Требин, основываясь на теоретических моделях и экспериментальных данных, установили ранее неизвестное свойство природных газов образовывать в земной коре при определенных термобарических условиях (температура – до 295 °К, давление – до 250 атмосфер) залежи в твердом – газогидратном – состоянии. Можно смело говорить, что это открытие, зарегистрированное в Государственном реестре открытий СССР в 1961 г. [2], явилось одним из наиболее выдающихся геологических событий XX в. В 1966 г. В.А. Соколов высказал предположение о возможности образования гидратов природных газов в породах дна морей и океанов [6].

Газогидраты представляют собой образования, состоящие из смеси газа и воды. Основным элементом гидратов является кристаллическая ячейка из молекул воды, внутри которой размещена молекула газа [1]. Достаточно значительные количества природного газа могут находиться в осадочных отложениях в форме газогидратов: одна объемная единица гидратов содержит газ, который способен занимать до 170 объемных единиц при нормальных условиях. В Мировом океане благоприятные термобарические условия для образования и существования скоплений газогидратов существуют, начиная с глубин около 300 – 400 м [3], что в сочетании с огромными площадями распространения осадочных отложений (особенно в пределах континентальных склонов) делает проблему изучения газогидратов в морских условиях особенно актуальной.

В настоящее время в Охотском море известны три района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: восточный сахалинский склон, Припарамуширский район Курильских островов, Курильская котловина [5, 10, 3, 12, 13, 14, 17, 8, 9 и др.]. Скопления газогидратов обнаружены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки, контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы.

К 2009 г. в районе северо-восточного сахалинского склона выявлены около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоотбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газовые гидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см до 400–500 см и достигают 0,1–1,0 мл/л. В интервале 0–200 см они, как правило, не превышают 0,005–0,01 мл/л. Начиная с глубин 600–1000 см, концентрации метана уве-

личиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями концентрации метана 20 000–200 000 нл/л у дна и 500–1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то время как в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1–4 порядка ниже указанных величин.

В 2009 г. был изучен новый район подводной газовой разгрузки в Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопроявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории [18]. Обнаружено около 200 газовых выходов. Выявлены аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000–2000 нл/л. Исследованы осадочные донные отложения. Выявлены участки в пределах нового южного района перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной площади признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений, проявления метана по величине меньше, чем в северной части. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

В 2010 г. [19] в пределах нового обширного района распространения газовых выходов, открытого в 2009 г. и расположенного южнее известной северной площади, обнаружены газогидратсодержащие отложения (на трёх станциях). Также зафиксировано около 200 выходов пузырей метана из донных отложений в воду. В донных осадках, отобранных в районе газовых выходов, обнаружена аномальная концентрация метана (200 мл/л), которая в 1000–10000 раз превышает фон. В придонном слое воды в районе газовых потоков отмечена концентрация метана 2000–4000 нл/л, что превышает фон в 100 раз и более. Выявленные в донных осадках слои газогидратов обнаружены на глубине около 2 м от дна. Мощность газогидратсодержащей толщи составляла почти 1 м. Мощность слоев газогидратов – от 2.0 до 0.5 см. Общее количество газогидратов в толще не превышало 20 %. Состав газа газогидратов:  $\text{CH}_4 = 94.9\%$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6 = 0.0046\%$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8 = 0.00015\%$  и  $\text{CO}_2 = 0.145\%$ . Кроме того, геофизической съемкой выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

В 2012 г. впервые на юге Охотского моря в Курильской котловине обнаружены газовые гидраты (59 рейс на НИС «Академик М.А. Лаврентьев»). Газовые гидраты здесь вскрыты в донных осадках со стороны залива Терпения на глубине моря 1020 м. Несколько южнее площади, где были открыты газовые гидраты, на глубине 2200 м обнаружен мощный поток пузырей метана из донных отложений в воду, который дос-

тигает поверхности моря. Концентрации метана в придонной воде в районе исследования в пределах газовых выходов варьировали от 1000 нл/л до 2000 нл/л.

Как известно, присутствие газа в гидратном состоянии в непосредственной близости от морского дна возможно только при условии его постоянного поступления снизу [7]. Чем интенсивнее приток газа, тем на меньшей глубине от поверхности дна возможно образование газогидратов. Глубина моря в районах полей газогидратов, вблизи о. Сахалин и о. Парамушир, составляет от 385 до 1040 м (давление от 4 до 10 МПа), а температура у дна – в интервалах 2,2–2,3 °С и 1,7–2,2 °С, соответственно [5, 3, 8, 9].

Что касается источника метана газовых гидратов Охотского моря, то следует обратить внимание на то, что западный борт впадины Дерюгина расположен вблизи открытых и прогнозируемых нефтегазоносных площадей о. Сахалин и прилегающего к нему шельфа. Подобная картина типична для многих гидратсодержащих площадей Мирового океана, например, Мексиканский залив. Подток метана из нефтегазовых залежей в регионе рассматривается нами в качестве источника газа, поступающего в зону стабильности газогидратов, часть которого преобразуется в гидратную фазу, а другая часть разгружается в воду на морском дне в зоне нарушений. Изотопный анализ углерода метана газовых гидратов северо-западного сектора Охотского моря указал на смешанный характер их образования ( $\delta^{13}\text{C}$  составляет -55 – -65 ‰). Для сравнения, основным источником метана газовых гидратов скопления Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) считаются катагенетические или ещё более глубинные углеводороды [4]. Значение  $\delta^{13}\text{C}$  составляет от -37 ‰ до -80 ‰. Как показано в работе этих авторов, изотопный состав углерода метана здесь не укладывается в диапазоны, которые в традиционных представлениях соответствуют микробному метану. Для такого метана характерен экстремально изотопно-легкий состав метана по углероду (до -110 ‰). Убедительным доводом в пользу смешанного состава метана газовых гидратов северо-восточного сахалинского склона служит и тот факт, что благоприятные условия (Р-Т условия и источник вещества – микробная деятельность) для гидратообразования существуют практически вдоль всего восточного побережья о. Сахалин. Однако, обнаруженные скопления газовых гидратов тяготеют именно к участкам тектонических нарушений северо-западного сектора Охотского моря, по которым мигрируют газы из глубоких горизонтов донных отложений.

Таким образом, Охотское море является природным объектом, сочетающим в себе весь необходимый набор факторов и условий для реализации и существования процесса формирования-разрушения газовых гидратов.

### Литература

1. Бык С.Ш., Макогон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. М.: Химия, 1980. 296 с.
2. Газогидраты морей и океанов ждут изучения и освоения. Газогидраты. Скопления. Новости. 23 июля 2005 г. / Центр информационных технологий и систем органов исполнительной власти. ЦИТиС / Информационные системы в интересах ОГВ / ЕСИМО. – <http://www.citis.ru/info-systems/esimo/news/23-07-05/2/>.
3. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
4. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. С. 5–13.
5. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 5. С. 795–800.

6. Зубова М.А. Гидраты природных газов в недрах Мирового океана. М. : Морская геология и геофизика (ВНИИЗарубежгеология), 1988. 61 с.
7. Матвеева Т.В., Соловьев В.А. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения // Журн. Рос. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. 2003. Т. 47, № 3. С. 101–111.
8. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАOS-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая–10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН ; рук. Обжиров А.И. ; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.
9. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАOS-3» в 39 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 24 мая–19 июня 2006 г. / ТОИ ДВО РАН ; рук. Обжиров А.И. ; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2006. 62 с.
10. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 119–121.
11. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 2003. 23 с.
12. Biebow N. and Huettner E. (Eds.) Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. Kiel, Germany, 1999. 188 p.
13. Biebow N., Kulinich R., and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1-2. Kiel, Germany, 2002. 190 p.
14. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. Kiel, Germany, 2004. 125 p.
15. Gas Hydrates. Relevance to world margin stability and climatic change. In J.-P. Henriot and J. Mienert (Eds.). - UK, London: Geological Society, 1998. Special Publication. № 137. 338 p.
16. Hammerschmidt E. Formation of gas hydrates in natural gas transmission lines // Industrial Engineering Chemistry. 1934. V. 26. P. 851–855.
17. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhairov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb.: VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.
18. Shoji H., Jin Y.K., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. 136 p.
19. Jin Y.K., Shoji H., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50. Published by Korea Polar Research Institute. Korea, January, 2011. 129 p. P. 34–37.

**Н.А. Петровская****ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ***ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск*

Восточно-Арктический шельф РФ рассматривается как последний крупный резерв углеводородных ресурсов страны. На шельфе Чукотского и Восточно-Сибирского морей располагаются Северо-Чукотский, Лонгско-Чукотский, Пегтымельский и Новосибирский осадочные бассейны (рис. 1). Бассейны различаются стратиграфическим диапазоном, формационным составом и мощностью комплексов выполнения. На основе произведенных прогнозных оценок наиболее значимые ресурсы сосредоточены в Северо-Чукотском и Новосибирском осадочных бассейнах.

Бассейны характеризуются слабой и неравномерной изученностью. Основной объём геофизических исследований проводился ОАО «Дальморнефтегеофизика».

В 1990–1991 гг. в Чукотском и Восточно-Сибирском морях отработано 8872 и 1540 пог. км геофизических профилей (СР МОВ ОГТ 60\*, ГР, МР) соответственно. Глубина сейсмической записи составила 6–8 с. В 2010–2011 гг. в западной части Чукотского и в Восточно-Сибирском море проводились геофизические исследования (МОВ ОГТ 106\*, ГР, МР) в объёме 10376 пог. км. На стыке морей отработано пять субмеридиональных профилей, в южной части Восточно-Сибирского моря – субмеридиональные и субширотные профили по сети 34ч50ч100Ч50 км. Глубина сейсмической записи 12 с.

Значительная часть исследуемой площади характеризуется континентальным типом общей мощностью от 27.5 до 40 км. Граница Мохо уверенно прослежена на юго-востоке Восточно-Сибирского моря в районе о. Врангеля и в западной части моря (Рис. 2а). Глубина залегания подошвы коры на этих участках варьирует от 29.2–37.2 до 29.7–32.2 км. На границе морей поверхность Мохо находится на глубине 37–39 км, а севернее и северо-восточнее выходит на глубину более 40 км. В зоне перехода к внешнему шельфу фиксируется подъём границы до 29 км. В американском секторе Чукотского моря поверхность Мохо погружена на 32–40 км [1]. Граница Конрада в Чукотском море не проявлена. В Восточно-Сибирском море на отдельных участках она находится на глубине от 18 до 24.5 км

В позднепалеозой-кайнозойском осадочном чехле Северо-Чукотского бассейна мощностью до 24 км выделены карбон-среднепермский, верхнепермско-среднеюрский, верхнеюрско-барремский, апт-верхнемеловой и кайнозойский комплексы, разделённые несогласиями ДМНГ-16 (РУ), ДМНГ-14 (ЛУ), ДМНГ-12 (ВУ) и ДМНГ-9 (мВУ) (рис. 2 б). В строении чехла остальных бассейнов принимают участие апт-кайнозойские отложения суммарной мощностью до 10.5 км.

Обоснование возраста выделенных комплексов выполнено на основе данных глубокого бурения в американском секторе Чукотского моря [2] и межрегиональной стратиграфической корреляции палеозой-кайнозойских подразделений различных регионов Восточной Арктики.

Северо-Чукотский осадочный бассейн является одним из крупнейших бассейнов шельфа Восточной Арктики и приурочен к обширной области позднепалеозой-кайнозойского прогибания, осложнённой раннекайнозойской инверсией. Бассейн занимает



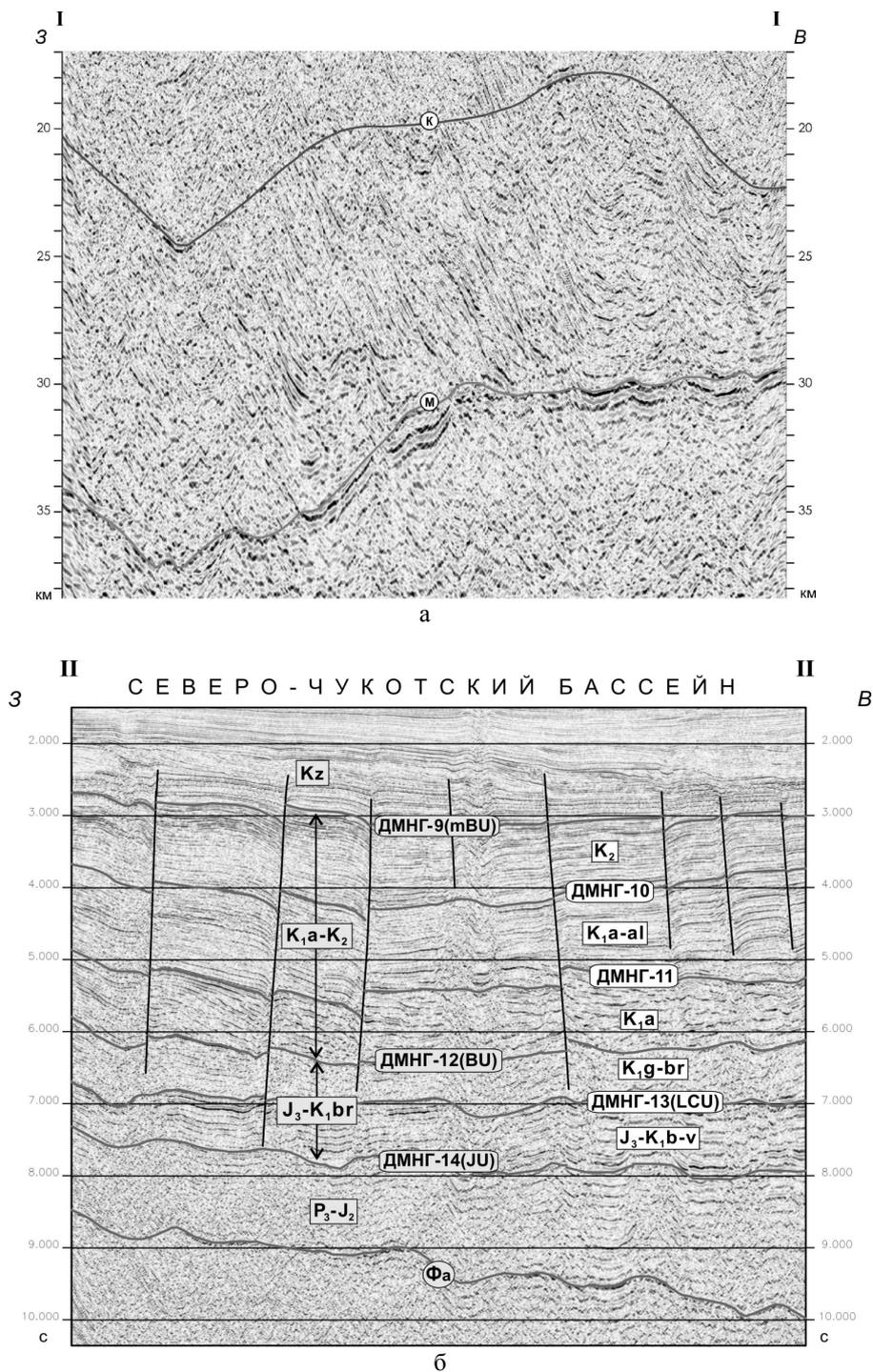


Рис. 2. Фрагменты сейсмогеологических разрезов: а – глубинного по линии I-I, б – временного по линии II-II.

Пегтымельский бассейн, расположенный в восточной части Восточно-Сибирского моря, объединяет Пегтымельский и Биллингса прогибы, разделённые инверсионным Аачимским поднятием. Мощность апт-кайнозойских отложений в прогибах составляет 8.5 км и 2.75 км. От Северо-Чукотского бассейна он отделён Западно-Врангелевским конседиментационным поднятием.

Новосибирский бассейн занимает обширные пространства западной и центральной части моря и является самой крупной отрицательной морфоструктурой на Восточно-Сибирском шельфе. Основными структурными элементами бассейна являются субмеридиональные Южно-Денбарский, Мельвильский, Амбарчикский прогибы, выполненные апт-кайнозойскими отложениями мощностью 6.0, 10.5 и 7.0 км. Прогибы разделены Чукочинским, Восточно-Черским антиклинальными валообразными поднятиями. На севере бассейна располагается практически не изученный сейсморазведкой субширотный Жоховский прогиб [4].

Потенциал Северо-Чукотского бассейна достаточен для формирования скоплений УВ в отложениях широкого стратиграфического диапазона: от средней перми до верхнего мела. Представлены ловушки различных морфологических и генетических типов: структурные (сводовые и тектонически экранированные) и структурно-стратиграфические (срезания и выклинивания). В верхнемеловом интервале разреза в отдельных тектонических блоках вероятны структурно-литологические ловушки. В Новосибирском бассейне перспективными являются апт-верхнемеловые отложения. Преобладающий тип ловушек структурный (сводовый и тектонически экранированный). Нижнемеловые отложения Лонгско-Чукотского и Пегтымельского бассейнов характеризуются низким потенциалом.

### Литература

1. Dinkelman M.G., Granath J., Kumar N., Emmet P. Crustal and Petroleum Framework of the US Chukchi Shelf as Interpreted from 9 km, long-offset ArcticSPAN™ 2D seismic data // in Fogus: ChukchiSPAN. May. 2008.
2. Sherwood K.W. et al. Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore, As of January 1995. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service, Alaska OCS Monograph, MMS 98-0054, 1998, 531p.
3. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М., «Наука», 2009, 227 с.
4. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.:ВНИИОкеангеология, 2004. вып. 5 С. 202–212.

**В.Я. Подгорный****НЕФТЬ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ В СВЕТЕ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ЕЕ  
ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Так называемая “новая концепция происхождения нефти” на самом деле имеет старые корни, начало которых относится к 19 веку, когда идею о минеральном происхождении нефти впервые высказал ученый и путешественник А. Гумбольдт (1805 г.). Французские химики выдвинули предположения и подтвердили экспериментально – М. Бертло в 1866 г., а Г. Биассон в 1871 г. – возможность неорганического синтеза углеводородов в недрах Земли, что в дальнейшем послужило развитию теории минерального происхождения нефти.

Придерживавшийся представлений о биологическом происхождении нефти, русский химик Д.И. Менделеев в своей работе: “Нефтяная промышленность в Североамериканском штате Пенсильвания и на Кавказе” сформулировал в 1877 г. гипотезу, согласно которой нефть образуется на больших глубинах путем взаимодействия воды с карбидами металлов при высокой температуре и перемещается вверх по проницаемым зонам разломов. Свои идеи он подтвердил лабораторным путем и пришел к выводу, что “в процессе горообразования” вода проникает по трещинам земной коры в глубины недр, где и взаимодействует с карбидами тяжелых металлов, в результате чего выделяются газообразные углеводороды. Д.И. Менделеев полагал, что для образования нефти наиболее благоприятными моментами в истории Земли являются эпохи “подъемов горных кряжей”, когда как раз и создавались необходимые условия как для проникновения воды в недра планеты, так и для проникновения паров нефти и газов из недр Земли к ее поверхности [6]. В своем пророчестве Менделеев предвосхитил несостоятельность предсказательной функции геологии нефти, основанной на ошибочной гипотезе биогенного происхождения нефти: “Практики думают, что им нет дела до теорий. Это большая ошибка. Ныне в потемках роют по каким-то приметам, много труда идет напрасно, не знают, куда направиться” [10].

Обобщив множество фактов, геолог-нефтяник профессор Н.А. Кудрявцев создал (1951–1971 гг.) свою магматическую гипотезу происхождения нефти. По его представлениям, в недрах Земли под большим давлением и при высокой температуре из углерода и водорода сначала образуются углеводородные радикалы  $\text{CH}$ ,  $\text{CH}_2$  и  $\text{CH}_3$ , которые движутся в веществе мантии от области высокого давления к низкому. В слоях земной коры, в менее нагретых зонах, радикалы, реагируя друг с другом и с водородом, образуют жидкую нефть, которая может перемещаться по имеющимся в породе трещинам как вертикально, так и горизонтально, скапливаясь в ловушках. Падение давления в зонах разломов благоприятствует транспортировке углеводородов к поверхности.

Несмотря на непримиримость сторонников био- и абиогенной гипотез происхождения нефти предметом их поисков остаются одни и те же объекты – ловушки и антиклинальные структуры. Н.А. Кудрявцев обосновал связь зон нефтегазонакопления с глубинными разломами и сформулировал эмпирический закон: “для поисков залежей углеводородов перспективны все возможные коллекторы в осадочном чехле и кристаллическом или метаморфическом фундаменте, залегающие ниже горизонта с установленными нефтегазопроявлениями [2]. Очевидная приуроченность месторожде-

ний углеводородов к осадочным бассейнам может быть объяснена не накоплением и преобразованием органического вещества в них, а тем, что только в осадочных образованиях может существовать региональная покрывка, способная удерживать залежи нефти и, тем более, газа [11].

Как отмечает С.М. Есипович, по В.Б. Порфирьеву, «скопления формируются во всех типах пород (кристаллических, магматических, осадочных) разного возраста (от кембрия до неогена) и ограничиваются только наличием коллекторов, покрывок и ловушек. Благоприятные условия для образования УВ возникают именно в наиболее мобильных зонах земной коры. С позиций неорганического происхождения УВ понятие перспективных толщ теряет свою суть, так как перспективными они могут быть только в пределах ШРЗ (шовной рифтовой зоны) и примыкающих к ним участков. Под воздействием глубинного флюидного потока и специфических геодинамических условий в коренных породах образуются не только вторичные коллекторы, но и новые коллекторные толщи «псевдофундамента» [5].

Природа происхождения углерода и водорода как составляющих УВ-сырья многообразна, в том числе имеет право на существование и биогенная. Но в плане формирования залежей нефти и газа наиболее существенной представляется гипотеза мантийного их происхождения, как продуктов дегазации Земли, поставляемых флюидными потоками вещества [9].

Анализ геологического строения гигантских месторождений УВ показывает, что путями крупномасштабной углеводородной дегазации мантии Земли являются преимущественно окраинные и внутренние рифты литосферных плит и другие зоны глубинных разломов фундамента осадочных бассейнов. [6]. Согласно кавитационно-флуктуационной гипотезы формирование нефтегазовых месторождений происходит в момент внедрения высокоскоростных нефтегазонасыщенных флюидных потоков по разрывным нарушениям в субгоризонтальные разуплотнённые зоны кристаллических пород фундамента или пористые породы осадочного чехла [13]. По [12], эпохи нефтеобразования по времени проявления всегда синхронны этапам тектоно-магматической активизации, сопровождающимся контрастным щелочным габбро-гранитным магматизмом. Над залежами УВ на дневной поверхности образуются геофизические, гидрогеологические, геохимические аномалии, источники минеральных вод, нефти и газа, а при благоприятных геологических условиях и грязевые вулканы». [4].

Дальневосточный регион характеризуется наличием обширных рифтогенных внутриплитных осадочно-терригенно-вулканогенных относительно неглубоких и сравнительно слабо изученных бурением бассейнов. На его территории имеется много районов, как с признаками проявления, так и с прямыми проявлениями нефти и газа [1, 3]. С позиций биогенного происхождения УВ выявленные нефтегазоносные районы и бассейны рассматриваются как малоперспективные. Эта точка зрения, опираясь на возрождающуюся в России и уже принятую на вооружение за ее рубежом гипотезу абиогенного происхождения УВ, должна быть пересмотрена. Необходимо, основываясь на геологических, геофизических, геохимических, тектонических, геоморфологических и других признаках, установленных для крупных и гигантских месторождений, обладающих признаками подтока УВ мантийного происхождения, и, соблюдая заповедь Н.А. Кудрявцева, что для поисков залежей углеводородов перспективны все возможные коллекторы в осадочном чехле и кристаллическом или метаморфическом фундаменте, залегающие ниже горизонта с установленными нефтегазопроявления-

ми, провести переоценку перспектив ранее выделенных площадей, в первую очередь, Буреинского бассейна, Зейско-Удского и Алдано-Майского прогибов.

### Литература

1. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеан. геол. 2005. Т. 24, № 1. С. 3–13.
2. Валяев Б.М. От абиогенной парадигмы к парадигме глубинного происхождения нефти и газа // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. С. 15–16.
3. Варнавский В.Г. Сибирская платформа. Алдано-Майская нефтегазоносная область: литофациальные предпосылки формирования нефтегазоносности // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12-15 сентября 2011, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 460–463.
4. Галкин А.И. Развитие идей Н.А. Кудрявцева о формировании залежей углеводородов во второй половине XX столетия // 1-е Кудрявцевские Чтения: Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти, материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти, Москва, 22–25 октября 2012 г. / отв. ред. А.И. Тимурзиев. Москва, ЦГЭ, 2012. С. 94–95.
5. Есипович С.М. Концепция поисков нефти и газа в шовных рифтогенных зонах земной коры на основании глубинного их происхождения (на примере территории Украины) // там же, С. 419–422.
6. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Биглов К.Ш. Происхождение нефти: смена парадигмы и следствия для нефтегазовой геологии // там же, С. 103–105.
7. Макарова М.Г., Скарятин В.Д. О скорости вертикальной миграции и воспроизводства залежей углеводородов // там же, С. 308–309.
8. Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. 496 с.
9. Тимурзиев А.И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию научной теории прогнозирования и поисков глубинной нефти // Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти: 1-е Кудрявцевские чтения: материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. 22–25 октября 2012 Москва / Отв. ред. А.И. Тимурзиев: Москва, ЦГЭ, 2012. С. 52–60.
10. Трофимов В.А. Нефтеподводящие каналы и современная подпитка нефтяных месторождений // там же, С. 390–391.
11. Черкасов Г.Н., Шаров Г.Н., Ашурков В.А. Общие геодинамические аспекты глубинного нефтидогенеза и его проявления по югу Сибири // там же, С. 396–400.
12. Шевченко Н.Б., Сухомлинов Ю.А. О проблеме выделения нефтеперспективных объектов в породах кристаллического фундамента на украинском щите // там же, С. 404–405.

**Е.П. Развозжаева**

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ БАССЕЙНОВ ЮРСКО-МЕЛОВОЙ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ: БУРЕЙНСКОГО И СУЙБИН**

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

В последние десятилетия в Китае активно изучаются осадочные структуры, окружающие крупный нефтегазоносный бассейн Сунляо. В частности, появились публикации по суббассейну (прогибу, депрессии) Суйбин, входящему в состав пограничного с Россией бассейна Саньцзян. Это дало возможность сравнить тектонику осадочных бассейнов юрско-меловой континентальной окраины – Суйбин и Буреинского (ББ), используя сейсмические разрезы (рис. 1а). Обычно структура бассейна хорошо видна на разрезах, расположенных вкрест простирания (рис. 1б). Для сравнения выбраны соизмеримые структуры рассматриваемых бассейнов: прогиб Пуяннаньлинцзы в Суйбин и Кындальский грабен (грабен-синклиналь, прогиб) в ББ. Было бы логичнее рассмотреть профили, пересекающие бассейны полностью, но, к сожалению, в ББ сейсморазведка проведена только в пределах Кындальского грабена. В рассматриваемых бассейнах выделяются несколько осадочных комплексов (секвенсов). Строение этих комплексов имеет свои особенности, связанные не только с глобальными событиями, но и с индивидуальными условиями формирования каждого бассейна.

На первом этапе ББ формировался как краевой прогиб на границе Цзямусы-Ханкайско-Буреинского континента и Сихотэ-Алинского морского бассейна (рис. 1а) [1, 2]. С позднего триаса до средней юры седиментация происходила в морских условиях. Простирание бассейна в этот период имело север-северо-восточное направление. В келловее в ББ морская седиментация постепенно сменяется континентальной. Изменяются границы бассейна, он продвигается значительно на запад. Меняется, очевидно, и его ориентация на северо-восточную, поскольку область распространения накопленной в этот период талынджанской свиты имеет северо-восточную ориентировку. Вероятно, это вызвано тектонической активизацией СВ разломов системы Тан-Лу. Талынджанская свита разделена на нижнюю подсвиту, которая формировалась в условиях морской лагуны [1, 3], и верхнюю, представленную пойменно-болотными фациями. С последней начинается континентальный этап развития ББ, связанный с формированием Кындальского прогиба. Достоверно установлено, что осадочный чехол в нем начинается с талынджанской свиты, которая вскрыта тремя скважинами. Максимальная мощность ее в скв. 1С 569 м (рис. 1). По данным сейсмоки можно предполагать около 900 м. На сейсмических разрезах талынджанской свите соответствуют высокоамплитудные, низкочастотные отражающие горизонты, характерные для континентального осадконакопления, что подтверждается скв. 1С. В кровле талынджанской свиты в скважине вскрыта 130-метровая угленосная толща, состоящая из угольных пластов мощностью до 10–15 м, разделенных аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Следующий этап осадконакопления начинается в титоне. После перерыва и инверсии в оксфорде-кимеридже накапливается ургальская свита (титон-валанжин), которая в нижней части преимущественно сложена аллювиальными отложениями (дубликанская свита), а в верхней – угленосными осадками (солонийская свита). Между талынджанской свитой и ургальской, несмотря на воздымание территории, угловых несогласий не зафиксировано (рис. 1б). На сейсмических разрезах ургальская свита

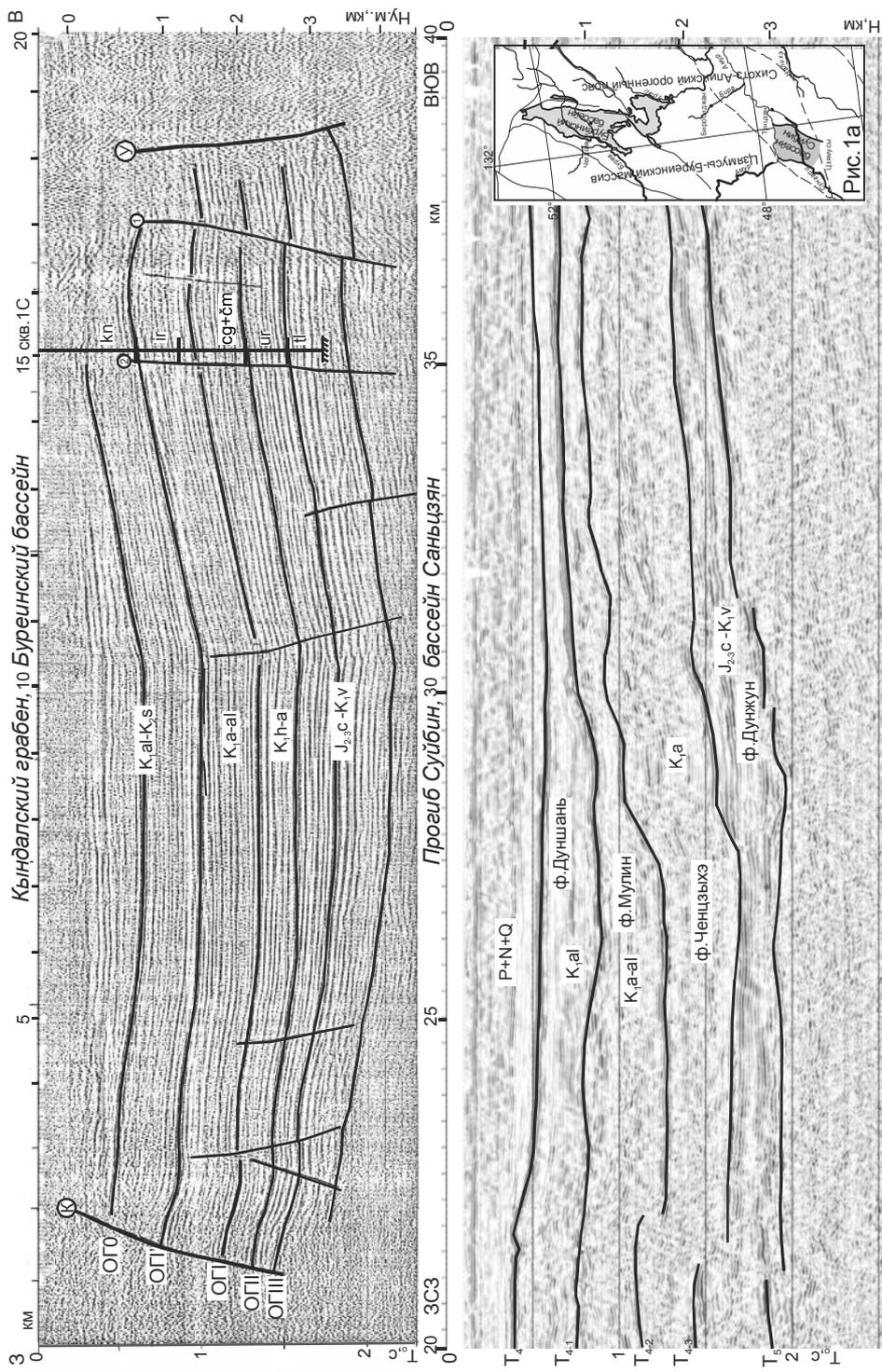


Рис. 1. Сейсмические разрезы с демонстрацией структурных элементов бассейнов Южно-Мягяповой континентальной окраины.

отличается от вышележащих отложений высокоамплитудными, а в южной части – и менее протяженными отражениями. К ее кровле приурочен отражающий горизонт ОГП. Этот этап седиментации продолжился накоплением чагдамынской и чемчукинской свит (готерив-апт), также согласно залегающих на ургальской свите (рис. 1). Для этих свит характерны среднеамплитудные протяженные субпараллельные отложения, что, вероятно, соответствует озерным обстановкам осадконакопления. На этом этапе накопилось приблизительно 1500 м осадков (рис. 1б). По поведению ОГ видно, что депоцентр седиментации в период накопления ургальской – чемчукинской свит располагался на востоке Кындальского прогиба.

Накопление третьего осадочного комплекса в Кындалском прогибе ББ началось после небольшого перерыва в середине апта, когда вновь произошла тектоническая активизация СВ разломов. Активизировались Кындальский и Ургальский разломы, что подтверждается мощной пачкой когломератов в скважине 1ПР, а в скв. 4П, пробуренной в зоне Ургальского разлома, с этого момента накапливаются преимущественно грубообломочные породы. В волновом поле эти события фиксируются опорным отражающим горизонтом ОГП. Обособился Кындальский грабен, в котором в дальнейшем происходило максимальное осадконакопление, в то время как борта прогиба начали размываться. Сформировались йорекская и кындальская свиты мощностью более двух км. В период накопления кындальской свиты морские воды проникали в ББ. Депоцентр в начале накопления кындальской свиты располагался на западе грабена, а в конце – сместился в центр (рис. 1б).

Активизация северо-восточных сдвигов системы Тан-Лу в келловее привела к тому, что море вдоль разломов проникло далеко на сушу. Начал формироваться прогиб Суйбин. В морском заливе отлагались средне-позднеюрские формации Суйбин и Дунжун [6]. На сейсмических разрезах этим формациям соответствуют протяженные субпараллельные отражающие границы, характерные для морского осадконакопления (рис. 1б). Граница фундамента и подстилающих образований Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива выражена достаточно четко ОГ T<sub>5</sub>. Кровлей средне-позднеюрских формаций служит ОГ T<sub>4.3</sub>, который по всей видимости проводится по верхнему выдержанному отражению (рис. 1б). Структура имела форму полуграбена, ограниченного ССВ сбросами [7]. Предполагается также, что на юго-западе прогиба Суйбин формации Дунжун соответствует неморская формация Дидао, представленная фацией дельты [4]. Она вскрыта скважиной Бинцань1, расположенной в южной части депрессии Суйбин, на глубине 3014 м, мощность ее составляет 450 м [4]. Осадконакопление по одним данным продолжалось до валанжина [6], по другим – в валанжине предполагается перерыв в осадконакоплении и значительный размыв юрских отложений [7]. Но угловых несогласий между юрскими и вышележащими меловыми формациями не зафиксировано [6]. По данным сейсморазведки довольно мощная толща юрских отложений выделяется на северо-востоке прогиба Суйбин (рис. 1б), [7]. На некоторых сейсмических разрезах видны только маломощные фрагменты этих отложений, что может свидетельствовать о их частичном размыве.

В готериве? - альбе на большой площади, включающей бассейн Саньцзян с суббассейном Суйбин, происходило осадконакопление с большой скоростью и широким распространением, связанное как с морскими трансгрессиями, так и с активизацией разломов Тан-Лу [5, 7]. В это период накопилась мощная (более 3000 м) толща континентальных угленосных отложений (формации Дидао ?, Ченцзыхэ и Мулин, рис. 1).

Кровлям этих формаций соответствуют ОГ  $T_{4-2}$  и  $T_{4-1}$ . Это основные угленосные и нефтегазоносные формации ряда бассейнов СВ Китая. На сейсмических разрезах они отображаются непротяженными ОГ, местами отражения отсутствуют. Завершается этот осадочный комплекс терригенно-вулканогенной формацией Дуншань.

В позднем мелу – палеогене начался глобальный инверсионный этап на рассматриваемой территории. Процессы сжатия привели к водыманию, складко- и разломообразованию. В Кындалском грабене произошло надвигание бортов по краевым разломам (рис.1), образование принадвиговых антиклинальных складок, размыв бортов и верхов кындальской свиты. В Суйбин воздымание и размыв меловых отложений, вероятно, были более интенсивными, особенно в северной части [7, 8].

### Выводы

1. Средняя-поздняя юра. Прогибы Кындальский и Суйбин начали формироваться практически одновременно в результате активизации СВ разломов. В Кындалском прогибе осадконакопление происходило преимущественно в континентальных условиях, в Суйбин – в морских, по крайней мере в его северо-восточной части.

2. Меловые комплексы в бассейнах различаются стратиграфическими диапазонами и по площади распространения.

3. На инверсионном этапе воздымание и размыв в прогибе Суйбин, вероятно, были более интенсивными, чем в Кындалском грабене.

4. Различия в формировании осадочного чехла бассейнов нашли свое отражение на сейсмических разрезах. В Кындалском грабене – выдержанные по мощности свиты, разрывы преимущественно без смещений, согласное залегание. В прогибе Суйбин – мощности отложений не выдержаны, наблюдается размыв некоторых меловых комплексов, распространены надвиги и интенсивная мелкая складчатость.

*Работа выполнена в рамках международного инициативного проекта РФФИ №12-05-91158 «Глубинная структура, эволюция седиментогенеза и тектоники СВ Китая и ЮВ части Дальнего Востока России».*

### Литература

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. 360с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
2. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл.МОИП. Отд. Геол. 2010. № 1. С. 1–22.
3. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) / Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
4. Chen Xiu-yan, Liu Zhao-jun, Chen Yong-cheng. Study on Stratum and Sedimentary Facies of “Didao Formation” and Dongrong Formation in Suibin Depression of Sanjiang Basin // Acta Sedimentologica Sinica. Vol. 25. No. 15. 2007. P. 678–683.
5. Sha Jingeng, Hirano Hiromichi, Yao Xiaogang, Pan Yanhong. Late Mesozoic transgressions of eastern Heilongjiang and their significance in tectonics, and coal and oil accumulation in northeast China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol.263, Issues 3–4, June 2008. P. 119–130.
6. Sha J., Wang J., Kirillova G.L. et al. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sanjiang-Middle Amur basin: Non-marine and marine correlation // Science in China. Series D: Earth Sci. 2009. V. 52. P. 1873–1889.
7. Zhang Feng-Qi, Chen Han-Lin, Yang Shu-Feng et al. Late Mesozoic–Cenozoic evolution of the Sanjiang Basin in NE China and its tectonic implications for the West Pacific continental margin // Journal of Asian Earth Sciences 49 (2012). P. 287–299.
8. WANG Peng-yan, XU Quan. Denudation thickness recovery in Cretaceous Formation in Suibin Depression in Sanjiang Basin // P.G.O.D.D. No. 6. 2008. P. 5–8.

**И.Ф. Савченко<sup>1</sup>, А.В. Мельников<sup>1</sup>, И.В. Гиренко<sup>1</sup>, Н.И. Белозеров<sup>2</sup>**

**ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОГЕНЕЗА  
НА ГЕРБИКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,

<sup>2</sup>ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Гербикано-Огоджинская угленосная площадь расположена в Огоджинской впадине, заполненной осадками нижнего мела с силлами, дайками и лакколитами субвулканических пород. Поисковыми работами на каменный уголь [3] установлено, что угленосность здесь приурочена к отложениям огоджинской свиты нижнего мела (K<sub>1</sub>og), которые обнажаются в эрозионных срезках долины р. Гербикан, по ручьям Дигаткану, Огонеру, в междуречье рек Огоджа – Сугода. Угленосная площадь разделена на Гербикано-Дигатканский, Сугодинский и Центрально-Огоджинский участки. Все участки являются фрагментами единой структуры с общим характером осадко- и угленакопления.

Огоджинская свита представлена комплексом углесодержащих и безугольных отложений, перемежающихся в разрезе в одной и той же последовательности с идентичным набором литологических разностей пород. Мощности разрезов свиты на угленосной площади находятся составляют 768–960 м при общей мощности осадочной толщи 1150 м.

Углевмещающая толща от почвы самого нижнего пласта IV (скважина 219) до кровли верхнего пласта XII (скважина 213) имеет перекрытую мощность (Сугодинский участок) 645 метров.

Сугодинский участок изучен более детально. Здесь зафиксировано 6 слоев антрацитов мощностью 7,65 м, 21 слой каменного угля общей мощностью 51,3 м и 21 слой углесодержащих пород общей мощностью 9,7 м.

Средняя зольность кондиционных каменных углей и антрацита по Сугодинскому участку равна 30,1 % при варьировании от 12,4 до 45 %. Зольность углистых пород составляет 45,1 – 85,0 %. Средний элементный состав органической массы угля (ОМУ) представлен углеродом (87,3 %), водородом (3,9 %), азотом (1,2 %), серой (0,3 %) и кислородом (6,2 %).

Д.И. Менделеевым (1897) установлено, что в твердых топливах кислород распределен поровну между углеродом и водородом [1]. Следовательно, при образования каменных углей Гербикано-Огоджинской угленосной площади из низинного торфа потеря органической массы (ОМ) составит 58 %. Для антрацита этот показатель равен 63 %. Близкий элементный состав твердого остатка получается при термической обработке торфа при  $t = 500$  °С, с потерей ОМ до 62 %. Элементный состав остатка: С = 89,44 %, Н = 3,2 %; сумма О+N+S равна 7,27 % [2].

В схеме палеорекострукции важным элементом является сравнение количеств ОВ в единицах объемов углей и торфа. Среднестатистически [2] 1 м<sup>3</sup> низинного торфа содержит 99,6 кг ОВ. В 1 м<sup>3</sup> каменного угля Сугодинского участка в среднем содержится 938,0 кг ОВ угля, которое образовалось из 2333,3 кг ОВ торфа, что делает соотношение объемов торфа и образовавшихся из них каменных углей 22,4 : 1. Для антрацита этот показатель равен 25,8 : 1. В этих расчетах обращает на себя внимание пове-

дение зольности при метаморфизме торфа. Так, углистые алевролиты и углистые песчаники могли образоваться из торфа с зольностью 20–25 %. Болота с высокозольными низинными торфяниками в Приамурье – обычное явление. На известном месторождении торфа Егорьевское-2 преобладают низинные залежи с зольностью 32,0–55,9 % на глубинах от 0,1 до 2,4 метра.

Согласно залегающие слои каменного угля и антрацитов в толще осадочных пород свидетельствуют о длительном периоде опускания Огоджинской впадины и режиме компенсированного осадконакопления. На общем фоне выделялись как периоды интенсивного устойчивого торфонакопления, так и отложения терригенных осадков, что приводило к отложениям торфа с различной зольностью, а при последующих стадиях метаморфизма к образованию углей с различающейся зольностью и к углесодержащим породам. С учетом содержания ОМ в углях и углесодержащих породах нами проведена реконструкция последовательности развития палеоторфяников на Сугодинском участке по данным материалов бурения скважин № 232, 222, 219 и 212. Мощность углевещающих перекрытых отложений от почвы пласта IV-2 до кровли пласта XII на данном участке равна 622 м [3].

Проследим детально историю формирования палеоторфяников, давших начало группе угольных пластов IV -2 и IV – 1, приняв среднюю скорость торфонакопления низинного торфа равной 0,8 мм/год.

На гранитном основании позднепалеозойского возраста отложилась толща терригенных осадков огоджинской свиты мощностью 95 м, в низах которых залегают гравелиты, конгломераты, затем песчаники, аргиллиты и алевролиты. Алевролиты подстилают углистые алевролиты мощностью 0,7 м, с содержанием органического вещества 42 %, сменяемые пачкой угля 0,3 м с зольностью 16 %. Этот слой углистых алевролитов соответствует 11,3 метровой толще низинного торфяника с зольностью около 37 %. Над этим торфом отложился торфяник слоем 7,5 м и зольностью 7,5 %, что также соответствует низинному типу. Общая мощность торфа на палеоболоте составила 18,8 м. к этому времени торфонакопление прекратилось, и торфяник был перекрыт 0,95 м минеральных осадков. Минеральная толща создала давление на торфяник около 0,25 кг/см<sup>2</sup>. Это привело к уплотнению залежи и «отжатию» влаги до 73%. В этих условиях мощность «заиленного» торфяника понизится с 18,8 до 7,95 м, а с минеральными осадками составит 8,9 м, т.е. снизится на 10,85 м.

После такого снижения уровня, равносильного опусканию, заболачивание возобновилось и сформировало низинный торфяник мощностью 87,2 м. Если на формирование общей толщи торфяника 18,8 м ушло около 24 тыс. лет, то на отложение 87,2 м потребовалось 109 тыс. лет. Этот этап среднезольного (15–17 %) накопления сменился этапом высокозольного торфообразования (23–24 %) и формированием залежи 51,7 м.

После длительного периода (174 тыс. лет) торфонакопления, при котором образовалась толща разнзольного (15–24 %) торфа общей мощностью 138,9 м, началось затухание болотообразования, что можно связать с понижением местного базиса эрозии. Это привело к накоплению алевролитов мощностью 1,4 м, уплотнению торфяника и снижению влажности до 77 %. После отложения алевролитов торфяник осел на 48,4 м, а его мощность снизилась до 90,5 м.

Накопление алевролитов и осадка торфяника почти на 50 м привели к переувлажнению, заболачиванию и развитию низинного торфяника с зольностью 20–25 % и мощностью 30,3 м (длительность 38 тыс. лет). Развитие этого торфяника было прервано

отложением 0,8 м алевролита, уплотнением перекрытого торфяника на 11,3 м, что в свою очередь сменилось накоплением среднезольного (20–25%) торфа слоем 13,6 м (длительность 17 тыс. лет).

Заболачиваемость сменилась отложением алевролитов 0,3 м, что сопровождалось осадкой подстилающего торфяника на 4,2 м. Снижение базиса эрозии вызвало развитие торфяника мощностью 33,8 м, который «просуществовал» 42,3 тыс. лет.

Длительный период торфонакопления сменился продолжительным периодом отложения минеральных осадков, мощность которых достигла 32,0 м. Под давлением такого слоя осадков влажность торфа снизилась до 62–65 %, плотность возросла до 0,9 т/м<sup>3</sup>. Это сопровождалось отжимом воды и уменьшением мощности торфа с 33,8 м до 10,0 м.

На этом завершился начальный этап формирования палеоторфяников, давших начало группе пластов IV-1 и IV-2 каменных углей и антрацитов Сугодинского участка.

После накопления над будущим пластом IV-1 32,5 м минеральных осадков началось очередное заболачивание, при котором отложился слой торфа 69,1 м. Палеоболото просуществовало 86,4 тыс. лет. Торфонакопление было прервано терригенными осадками мощностью 61,75 м на 38,5 тыс. лет, после чего начался длительный период палеозаболачивания (160,5 тыс. лет), при котором образовался слой торфа 125,5 м с прослоями илов общей толщиной 2,9 м.

Этап накопления торфа для пластов V-1 и V-2 продолжительностью 285,5 тыс. лет завершился отложением 33,75 м илов, на что потребовалось около 21 тыс. лет.

Для образования углей группы пластов VI-1 и VI-2 на кровле пласта V-1 сформировался торфяник, мощность которого достигла 285,3 м, продолжительность «жизни» его была 358 тыс. лет.

Согласно залегающие пласты пород, антрацита, каменного угля и углесодержащих пород свидетельствуют о длительном периоде опускания Огоджинского бассейна и этапах преобладающего торфонакопления, которые сменялись отложениями минеральных осадков. Мощности исходных торфяников для расположенных выше групп пластов угля были следующими: группа пластов VII-1 и VII-2 – исходного торфа – 156 м, минеральных прослоев – 5,65 м, мощность кровли аргиллитов – 54,1 м, продолжительность образования толщи осадков – 229 тыс. лет, из которых на торфяники ушло 195 тыс. лет; группа пластов VIII-1 и VIII-2 – суммарная мощность торфа – 584,5 м, четыре прослоя минеральных отложений – 18,35 м, общая продолжительность цикла – 742 тыс. лет, из которых на образование торфа ушло 731 тыс. лет; группа пластов IX, X, XII – суммарная мощность – 262,7 м, минеральных слоев – 275 м, длительность формирования торфяников 329 тыс. лет, минеральных отложений – 275 тыс. лет.

В последующие геологические эпохи происходило дальнейшее погружение Огоджинского осадочного бассейна, что привело к перекрытию палеоторфяников минеральным субстратом, обезвоживанию торфа, достижению глубин в РТ условиях, при которых осуществился глубокий метаморфизм ОВ, образовались каменные угли, антрациты и углесодержащие породы.

Исходная толща торфа для образования пластов IV-2 – XII на исследуемом участке составила 1718 м, на что потребовалось 2147,5 тыс. лет.

Ход торфонакопления прерывался на длительный период 12 раз с накоплением минеральных осадков суммарной мощности 543 м, на что было затрачено около 400 тыс. лет. Общая продолжительность формирования торфов и вмещающих их мине-

ральных осадков составила около 2550 тыс. лет. Суммарная мощность торфов после стадии гумификации при влажности 70 % и плотности 0,89 т/м<sup>3</sup> должна составлять 550 м, так что можно говорить о торфе, вмещающем минеральные горизонты. В ходе дальнейшего опускания Огоджинского бассейна торфяники были перекрыты террогенными осадками. Торфяные и минеральные слои общей мощностью более 1100 м достигли условий метаморфизма при  $t = 400\text{--}500^\circ\text{C}$  [2]. Если принять температуру метаморфизма, достаточную для разрыва углерод-углеродных связей органического вещества [4], равной  $465^\circ\text{C}$  и геотермический коэффициент –  $42^\circ\text{C}/\text{км}$ , то глубина погружения палеоторфяников должна быть 11–12 км. Что такое погружение произошло можно судить по сведениям, приводимым Г.Л. Кирилловой [5] из которых следует, что соседняя Буринская впадина (мы допускаем, как и Кирилова Г.Л. их единство в юре) как морской и прибрежно-морской регион с нижней юры (синемюр) до верхней юры (оксфорд), с волжского века верхней юры и до апта мела бассейн Буреи заполнялся континентальными осадками, которые сменились прибрежно-морскими, а затем морскими. Эти сведения по существу доказывают опускание региона Огоджи в меловой период и достижения условий термического метаморфизма.

Нахождение почвы горизонта IV-2 на абсолютных отметках 500–550 м свидетельствует о смене погружений на поднятие. Амплитуда погружений-поднятий, по нашим данным, составляла около 12–15 км.

#### Литература

1. Равич М.Б. Топливо и эффективность его использования. М.: Наука, 1971. С. 86–88.
2. Справочник по торфу./ Под ред. Лазарева А.В. и Корчунова С.С. М.: Недра, 1982. С. 543–548.
3. Отчет о результатах поисковых работ на каменный уголь, проведенных в западной и восточных частях Гербекано-Огоджинской угленосной площади (1989–1992) (книга 1) / Амурская геологоразведочная экспедиция отв. исполн.: Агафонов Ю.А.. Свободный, 1994. 273с. № ГР11-88-160/24. Инв. № 2033.
4. Труфанова С.Ф., Мурогова Р.Н. Газогеохимические критерии глубинности процессов нефтегазообразования//Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посв. 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина, 18–22 окт. 2010 г., Москва:[сб. докл.]. Москва:ГЕОС, 2010. С. 580–583.
5. Кирилова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность//Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.

А.А. Сидоров<sup>1</sup>, В.Е. Глозов<sup>2</sup>, А.В. Волков<sup>1</sup>

**РОЛЬ СКРЫТЫХ СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

<sup>2</sup> ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

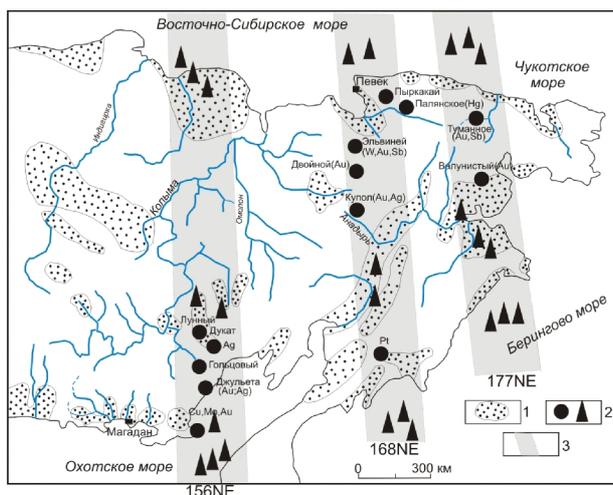
Углеводороды – УВ (нефть, газ) относятся к числу ценнейших видов ресурсов недр, которые для многих стран, в том числе и для России, являются основной бюджетоформирующей продукцией. Это требует постоянного увеличения темпов изъятия УВ из недр, определяет необходимость поисков новых перспективных на нефть и газ территорий, что, в свою очередь, делает остро актуальной проблему обоснования новых показателей нефтегазоносности малоизученных площадей. Такими показателями могут стать зоны пересечения осадочных бассейнов (ОБ) скрытыми субмеридиональными разломами (СМЗР).

Впервые на существование зон «скрытых» разломов (линеаментов скрытого типа) обратил внимание Д. Кутина [12]. На Северо-Востоке России эти зоны были выявлены А.А. Сидоровым [10]. В плане они представляют собой полосы сгущения субмеридионально ориентированных глубинных субвертикальных разломов (СМЗР) шириной от 100–150 до 200–250 км (рис. 1).

Длина их превышает тысячи километров. СМЗР носят наложенный характер и не меняют очертания вмещающих геологических объектов. Установлена связь этих зон с углеводородными скоплениями в местах пересечения с ОБ [7; 8; 9].

Цель доклада – обосновать роль СМЗР в генезисе и формировании скоплений УВ в ОБ с чехлом седиментов мезо-кайнозойских и кайнозойских пород.

Для достижения цели доклада мы приняли во внимание, что скрытые линеаменты являются глубинными, корни их уходят в астеносферу, возможно, и в верхнюю ман-



**Рис. 1.** Зоны скрытых разломов и осадочных бассейнов Северо-Востока России: 1 – осадочные бассейны; 2 – рудные месторождения и перспективные на нефть и газ площади; 3 – зоны скрытых разломов

тию. Они длительное время были и остаются до сих пор проницаемыми для флюидов. Это позволяет считать, что по зонам разломов существовала и существует субвертикальная миграция флюидов из глубоких недр Земли к дневной поверхности. Наиболее вероятными компонентами флюидного потока являются водород, гелий, оксид углерода (угарный газ), которые, по данным астрохимии, относятся к самым распространенным в протопланетном облаке [11]. В свою очередь, водород и окись углерода при температуре 425–450°C способны к взаимодействию с образованием углеводородов (УВ), прежде всего метана, и воды. Последние становятся компонентами флюидов глубинных разломов. В метаморфитах и магматитах возможны условия, при которых глубинные флюиды будут достигать приповерхностных горизонтов литосферы. В осадочном чехле ОБ, из-за компетентности флюидоупорных глинистых, соляных, алевритовых толщ, новообразуемые трещины будут постоянно смыкаться. Степень компетентности связана с уровнем лито(ката)генетической и метаморфической преобразованности пород, поэтому длительность существования трещин в открытом состоянии в СМЗР будет возрастать с глубиной, соответственно, будет расти вероятность встречи трещинных полостей с газами глубинной обстановки. Однако, по материалам бурения Аралсорской сверхглубокой скважины (СГ-1), даже на глубинах свыше 5900 м возможно наличие коллекторов и сохранение свойств пластичности глинистых пород [2]. Для поиска таких объектов мы изучили результаты бурения, опробования и данных лабораторных анализов флюидов из скважин, пробуренных в зонах и вне зон скрытых линейamentов. На Северо-Востоке России результаты бурения глубоких скважин есть только по двум известным зонам – СМЗР177°Е и СМЗР156°Е. Первая из них пересекает (из числа изученных ОБ) Анадырский и Хатырский, вторая – Западно-Камчатский.

В Анадырском ОБ в СМЗР177°Е в предгорьях хребта Рарыткин (северо-восточное обрамление ОБ) скважина 8 пройдена в толще верхнемеловых отложений, катагенетически преобразованных до уровня позднего мезокатагенеза, прорванных дайками габброидов. Флюидоносны породы в интервале 455–471 м. Они представлены углесто-глинистыми сланцами с прослоями трещиноватых песчаников. В интервале 1043–1085 м залегают трещиноватые магматические породы (габброиды). Сведения о составе газов и воды в интервалах приведены в таблице 1.

В этом же ОБ в СМЗР177°Е находится Западно-Озерная площадь. Наиболее интересные данные получены при бурении и опробовании скважины 15 глубиной 3152 м. Заметим, что бурению и опробованию скважины в открытом стволе мешал тот факт, что верхнемеловые аргиллиты ( $K_2sn-d$ ), вскрытые глубже 2100 м, литогенетически преобразованные до уровня среднего мезокатагенеза ( $MK_3$ ), постоянно выдавливались горным давлением в колонну, что подтверждает факт их пластичности на указанных глубинах.

В пределах этой зоны в Анадырском ОБ разведано Верхнее-Телекайское месторождение нефти, а в Хатырском: нефти – Угловое, газа – Западно-Озерное (Ягельное) и Майно-Пылгинское.

В Западно-Камчатском ОБ в зоне СМЗР156°Е находятся перспективные площади Ичинского прогиба. При газогеохимических работах в глубоких скважинах, как и в Анадырском и Хатырском ОБ, выявлены признаки глубинных газов, полученных из горизонтов осадочного чехла (таблица 1).

Приведенные в таблицах данные, в сочетании с выявленными ранее показателями гидрогеохимической активности, убедительно свидетельствуют о том, что СМЗР

**Таблица 1. Результаты газогидрогеохимических исследований в Анадырском, Хатырском и Западно-Камчатском ОБ по площадям в СМЗР177сЕ и СМЗР156сЕ (по материалам ЧНРЭ и ЗК. НРЭ СахПГО)**

№ п/п	Интервал (от – до), м	Газогеохимические данные (газ- объемные %)					Формула химического состава воды
		H <sub>2</sub>	He	CO	CH <sub>4</sub>	Сумма ТУВГ	
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Анадырский ОБ</b>							
Профильная площадь, скважина 8							
1	455-471	3,627	н/оп	6,877	75,9	н.с.	$M8 \frac{(HCO_3 + CO_3)71Cl25}{Na64Ca23}$
2	1043-1085	7,388	н/оп	0,194	65,5	н.с.	$M1,3 \frac{Cl63HCO_325}{Na86}$
Западно-Озерная площадь, скважина 15							
3	2253-2270	0,004	0,014	н/оп	83	5,496	$M9,8 \frac{Cl91}{Na95}$
4	2310-2775	3,768	0,015	н/оп	73,3	11,312	н.с.
<b>Хатырский ОБ</b>							
Майнопылгинская площадь, скважина 35							
5	1556-1561 испытатель ь пластов	10,44	н/оп	н.с.	22,7	н.с.	$M2,5 \frac{Cl87}{Ca40Na34}$ J-63,2 мг/л, Br-53,3 мг/л
<b>Западно-Камчатский ОБ</b>							
Тваянская площадь, скважина ГП-1							
1	1605-1688	47,18	н.с.	н/оп	10	н.с.	н.с.
2	1454-1568	1,5	0,027	н/оп	77,1	0,4	$M6,75 \frac{Cl82HCO_313}{(Na + \hat{E})91}$
Верхнее-Низконская площадь, скважина ГП-2							
3	450-500	н.с.	0,008	н/оп	69,3	0,15	$M3,5 \frac{Cl86HCO_310}{(Na + K)95}$
4	760-774	6,6	0,01	н/оп	77,1	0,1	$M7,7 \frac{Cl88}{(Na + K)93}$

Примечание: н/оп – не определяли; н.с. нет сведений.

являются проводниками глубинных флюидов из глубоких земных недр. Такое заключение подтверждается и результатами изучения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , выполненного Е.И. Кудрявцевой [6]. Для газов поверхностных водотоков это отношение меняется в пределах  $140\text{--}175 \cdot 10^{-8}$ , для газов, отобранных в кальдере Узон, –  $1000\text{--}1040 \cdot 10^{-8}$ , в газах из интервалов, обогащенных водородом (таблица 1), –  $360\text{--}380 \cdot 10^{-8}$ .

По материалам органо-геохимических исследований, проведенных в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ [4], выявлена интересная особенность состава сидекашитов. Она заключается в том, что в отложениях с растительными органическими веществами (ОВ), достигших стадий мезокатагенеза, высока доля насыщенных УВ,

преобладание нормальных высокомолекулярных УВ над изомерными. Такими признаками обладают синтетические нефтепродукты, полученные способом гидрогенизации углей. Следовательно, есть основания предполагать реакцию гидрогенизации и в осадочном чехле ОБ как в зонах СМЗР, так и в прилегающих к ним блоках осадочных пород, в которые водород может диффундировать из зон глубинных разломов. В целом, подобный механизм синтеза УВ в недрах ОБ предполагался нами ранее [3]. В последние годы подобный взгляд на генезис УВ обосновывает В. Кривицкий [5].

Можно считать, что роль этих зон в формировании потенциала нефтегазоносности двояка. В период аккумуляции седиментов просачивание глубинных флюидов может активизировать накопление органического алинового вещества (сапропелевого типа). Например, выявлен факт образования мощных в сотни метров толщ кремнистых и глинисто-кремнистых осадков в североохотоморских континентальных впадинах, связанных с глубинными разломами, по которым в миоценовые пресноводные озера разгружались термальные воды по зонам глубинных разломов [1]. Осадки, обогащенные алиновым материалом, обладают высоким УВ- потенциалом (>5 кг УВ/т породы).

При поступлении глубинного водорода и окиси углерода в осадочный чехол ОБ активизируются процессы генерации УВ за счет гидрогенизации карбонизированного растительного вещества, более полно используется потенциал керогена седиментитов. С этих позиций осадочные бассейны Северо-Востока России (более известны как угленосные – Гижигинский, Омсукчанский, Наваринский), как и Западно-Камчатский, представляют интерес в качестве возможно нефтегазоносных.

### Литература

1. Глов В.Е., Попов Г.Г. Перспективы открытия кремнистых осадочных пород в центральных районах Магаданской области // Колыма. 1978. № 11. С. 17–19.
2. Грдзелов Л.И., Ягодин В.В. Шумилов М.Б., Арутюнова Н.М. Некоторые результаты поисково-разведочного бурения в СССР на глубины свыше 4500 м // Геология нефти и газа. 1978. № 10. С. 60–62.
3. Иванов В.В., Глов В.Е., Щербань О.В. Модель развития глубокого осадочного бассейна // Сб. Условия нефтегазообразования на больших глубинах. М.: МГУ, 1988. С. 41–45
4. Иванов В.В., Гревцев А.В., Щербань О.В. Седикахиты осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1988. 168 с.
5. Кривицкий В. К вопросу о происхождении нефти <http://www.nitro.ru/science/interest/exist.html>. 2009.
6. Кудрявцева Е.М. Гидрогеохимия артезианских бассейнов Камчатки в связи с нефтегазоносностью: автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВНИГРИ, 1974. 26 с.
7. Сидоров А.А., Волков А.В., Вашилов Ю.Я. О зонах субмеридиональных глубинных разломов Северо-Востока России // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 507–511.
8. Сидоров А.А., Волков А.В., Глов В.Е. О связях рудоконтролирующих разломов с послемеловыми осадочными бассейнами и проявлениями углеводородов // ДАН. 2009. Т.429. № 3. С. 374–377.
9. Сидоров А.А., Глов В.Е., Волков А.В. Современная гидродинамическая активность суб-меридиональных зон глубинных разломов как индикатор нефтегазоносности осадочных бассейнов (Северо-Восток России) // ДАН. 2013. Т. 448. № 6. С. 1–6.
10. Сидоров А.А., Томпсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // ДАН. 2000. Т. 70. № 8. С. 719–724.
11. Уманский С.Я. Химия межзвездной среды // Земля и Вселенная. 1979. № 3. С. 7–13.12. Kutina D. Regularities in the distribution of ore deposits along the "Mendocino latitude", western United States // Bull. Global Tectonic and Metallogeny. Vol. 11. N 2. P. 134–152.

**Ю.Н. Смирнова<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>, В.П. Ковач<sup>2</sup>,  
Е.Б.Сальникова<sup>2</sup>, Л.И. Попеко<sup>3</sup>**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА  
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. г. Санкт-Петербург

<sup>3</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Ольдойский террейн (или “прогиб”) является составной частью Аргунского супертеррейна и рассматривается в качестве фрагмента пассивной континентальной окраины [1, 3, 4]. По существующим представлениям разрез палеошельфовых отложений сложен [1, 5]: 1) силурийскими кварцевыми песчаниками, кварцитами, с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, в основании которых отмечаются гравелиты и конгломераты (омутнинская свита, 1300–2500 м), 2) нижнедевонскими песчаниками, алевролитами, известняками (большеневверская свита, 950–1300 м), 3) нижне-среднедевонскими известковистыми алевролитами, известняками, известковистыми песчаниками (имачинская свита, 750–950 м), 4) средне-верхнедевонскими и верхнедевонскими песчаниками, алевролитами, реже известняками (ольдойская и тепловская свиты более 1700 м), 5) нижнекаменноугольными песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, в основании – конгломератами (типаринская свита, 800–900 м).

Результаты геохимических исследований [5] терригенных отложений Ольдойского террейна свидетельствует о том, что таковые нижней части разреза Ольдойского террейна по своему химическому составу близки осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины, а верхней – обнаруживают сходство с осадками, формирующимися в обстановке, определяемыми субдукционными процессами (островной дуги и активной континентальной окраины).

Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований [9] палеозойских терригенных пород Ольдойского террейна показывают, что они характеризуются оценками  $t_{Nd(DM)} = 1.5 - 1.0$  млрд. лет. Это свидетельствует о том, что их главными источниками послужили породы докембрийской континентальной коры и (или) доверхнекаменноугольные изверженные породы, исходные расплавы которых образовались в результате переработки континентальной коры докембрийского возраста, возможно, с небольшой добавкой более молодого ювенильного компонента, на что указывают положительные значения  $e_{Nd}(t)$  кварц-полевошпатовых песчаников средне-верхнедевонской ольдойской свиты. При этом наблюдается слабо выраженная тенденция к увеличению значений  $e_{Nd}(t)$  по мере уменьшения их стратиграфического возраста – от силура до нижнего карбона. Исключения представляют только песчаники средне-верхнедевонской ольдойской свиты, которые характеризуются положительными величинами  $e_{Nd}(t)$ . Скорее всего, это обусловлено тем, что образование терригенных толщ Ольдойского террейна происходило за счет разных, достаточно контрастных источников осадочного материала, относительный вклад которых в процессы осадконакопления менялся в ходе эволюции осадочного бассейна. Кроме того, не исключено, что в ходе осадконакопления в областях сноса появлялись новые источники осадочного материала, что также могло приводить как к постепенным, так и к довольно резким изменениям  $t_{Nd(DM)}$  и  $e_{Nd}(t)$ .

Результаты U-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов [9] показывают, что в терригенных породах Ольдойского террейна доминируют зерна палеозойского и позднедевонского возрастов. Преобладание в силурийских кварцевых песчаниках омутнинской свиты детритовых цирконов ордовикского и кембрийского возрастов (545–438 млн лет) позволяет сделать вывод о том, что эти терригенные отложения сформировались за счет размыва преимущественно раннепалеозойских гранитоидов. Последние были выявлены в строении этого региона и имеют возрасты ( $510 \pm 2$ ,  $495 \pm 2$ ,  $472 \pm 2$  млн лет) [7, 8].

Появление в песчаниках средне-верхнедевонской ольдойской и нижнекаменноугольной типаринской свит детритовых цирконов среднепалеозойского возраста, а также заметное увеличение значений  $e_{Nd}(t)$  при переходе от песчаников имачинской к песчаникам ольдойской свиты свидетельствуют о том, что в девонское время в бассейне осадконакопления началось поступление терригенного материала из новых источников. В качестве таких источников могут рассматриваться среднепалеозойские гранитоиды ( $386 \pm 10$  –  $371 \pm 5$  млн лет) [7], а также пепловые туфы кислого состава, которые установлены в разрезах девонских терригенных отложений Ольдойского террейна [2, 5].

Обращает на себя внимание, что возраст среднепалеозойских детритовых цирконов (398–373 млн лет) из песчаника средне-верхнедевонской ольдойской свиты в целом соответствует ее стратиграфическому возрасту (397–359 млн лет). То же самое можно сказать и о возрасте наиболее молодых среднепалеозойских детритовых цирконов (358–343 млн лет) из нижнекаменноугольного (турне – ранний визе) песчаника типаринской свиты. Отсюда следует, что начиная по крайней мере со среднего девона накопление терригенных отложений Ольдойского террейна протекало на фоне активной магматической деятельности, т.е. в обстановке зрелой островной дуги или активной континентальной окраины, а не пассивной континентальной окраины, как это предполагалось ранее [1, 3, 4].

Помимо палеозойских цирконов в изученных образцах песчаников Ольдойского террейна присутствует значительное количество (до 30%) детритовых цирконов позднедевонского возраста. Их источниками, по-видимому, являются выявленные недавно в юго-восточной части Амурского микроконтинента позднедевонские гранитоиды (927–792 млн лет) [10], а также позднедевонские вулканические комплексы, присутствие которых в пределах Амурского микроконтинента предполагается на основе геологических и палеонтологических данных [1, 5].

В целом, геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна, закономерности изменения в них изотопного состава Nd и возрастов детритовых цирконов позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна протекало в различных геодинамических обстановках. В силуре обстановка их накопления соответствовала пассивной континентальной окраине, а в девоне она сменилась обстановкой активной континентальной окраины или зрелой островной дуги.

2. Главными источниками исходного для палеозойских песчаников Ольдойского террейна осадочного материала послужили позднедевонские гранитоиды, а также ранне- и среднепалеозойские гранитоиды, образование которых было связано главным образом с процессами переработки позднедевонской континентальной коры.

3. В силуре поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило в основном за счет разрушения раннепалеозойских и позднедевонских гранитоидов. В девоне в осадочный бассейн начали поступать продукты разрушения среднепалеозойских гранитоидов и кислых вулканических пород.

4. Наиболее важным моментом в эволюции терригенного осадконакопления Ольдойского террейна является появление, начиная с девона, в песчаниках среднепалеозойских детритовых цирконов, возраст которых совпадает с возрастом осадконакопления, что является показателем их формирования в обстановке активной континентальной окраины или зрелой островной дуги.

*Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты №№ 12-I-0-ОНЗ-09, 12-II-СУ-08-009), РФФИ (проекты 12-05-00170, 11-05-00936, 11-05-92003), NSC 98-2923-M-001-001-MY3 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее”.*

### Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ 1969. 399 с.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
4. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геол. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
5. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
6. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации // Геохимия. 2013. №4. С.344–365.
7. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Доклады АН. 2002. Т.387. №3. С. 382–386.
8. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т.12. №4. С. 414–424.
9. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады АН. 2012. Т.445. №5. С. 577–581.
10. Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V.41. P. 1–30.

**А.П. Сорокин<sup>1,2</sup>, В. И. Рождествина<sup>1,2</sup>, В.М. Кузьминых<sup>1</sup>**

**ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ ЗОЛОТОРОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ И УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
В ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОМ БАССЕЙНЕ**

<sup>1</sup>ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

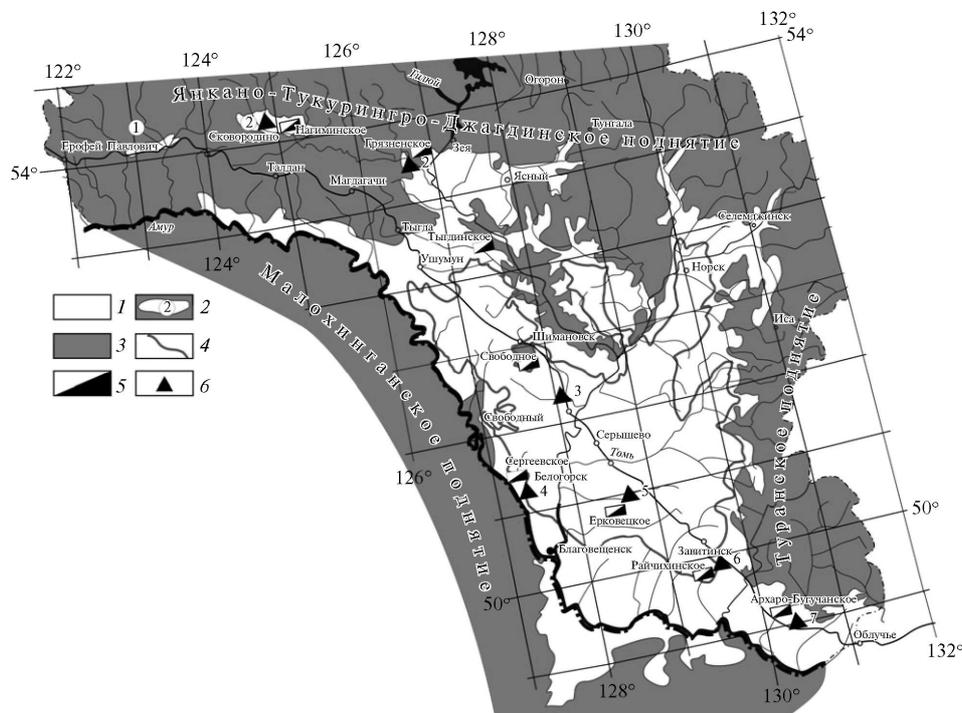
<sup>2</sup> ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Зейско-Буреинский бассейн, с прилегающим обрамлением, по степени угленасыщенности и золотоносности не имеет себе равных на восточной окраине Евразии. Это – крупнейшая депрессионная структура Дальнего Востока, которую с запада и юга обрамляют Большехинское и Малохинганское, с севера и востока – Янкано-Тукурингро-Джагдинское и Туранское горно-складчатые сооружения. Бассейн характеризуется продолжительным (со средней юры по плиоцен) прерывисто-унаследованным типом развития, длительным существованием гидросети и наиболее широким (средняя юра – миоцен) на востоке России временным интервалом угленакопления. «Трансгрессивный» тип формирования этой структуры обеспечивал образование в мезозое и кайнозое эшелонированной системы разновысотных торфяных залежей, развивавшихся от центра бассейна к периферии, с наиболее молодым – кайнозойским уровнем в пределах межгорных и предгорных прогибов. Они образуют Пиканско-Сергеевскую, Селемджинско-Ерковецкую и Завитинско-Архаринскую угленосные площади с целым рядом крупных месторождений, общие ресурсы которых определяются более 12 млрд. т. Указанные площади сопряжены с горно-складчатыми сооружениями, в пределах которых распространены Становая, Джагдинская и Буреинская золотоносные провинции с проявлениями и месторождениями золото-кварцевой, золото-сульфидной, золото-редкометалльной, золото-серебряной, медно-порфировой формаций [6]. На периферии поднятий, наряду с углями, расположены палеогеновые, олигоценные, неогеновые и четвертичные россыпи золота, локализованные в Тында-Зейском, Южно-Тукурингском, Притуранском, Гонжинском и Амуро-Мамыньском золотоносных поясах [3], в которых за более чем столетнюю историю добыто более 800 т металла.

Процессы гипергенеза, проявленные в горно-складчатых областях и на их периферии, в позднем мезозое, палеогене и миоцене, обусловили образование в пределах межгорных и предгорных прогибов многоярусных россыпных месторождений золота, нередко содержащих пласты и линзы углей (россыпи Нагиминская, Грязнушка и др.) (Верхнее Приамурье). Указанные пограничные структуры в кайнозое были наиболее оптимальны не только для накопления благородных металлов, но и для торфяных залежей (рис. 1).

В россыпях, особенно палеоген-неогенового возраста, значительная часть (до 50%) принадлежит мелкому и тонкому золоту. В тоже время, исследованиями последних десятилетий установлено существование в россыпях растворенных форм благородных (БМ), редких (РМ) и редкоземельных (РЗЭ) металлов (элементов) в ионно-молекулярной, коллоидной форме и взвеси (кластогенных частиц) [4, 5].

Поступление благородных металлов в торфяники связаны с различными механизмами и условиями транспортировки: растворенные подвижные формы элементов, переносимые поверхностными водами из зон гипергенеза рудных залежей и минерализованными подземными водами; формы, поглощенные и сорбируемые растения-



**Рис. 1.** Схема распределения палеоген-миоценовых угленосных отложений Зейско-Буреинского бассейна (составил А.П. Сорокин).

1 – Зейско-Буреинский бассейн, 2 – приразломные бассейны (в кружках: Уруша-Ольдойский (1), Урканский (2)), 3 – породы домезозойского фундамента, 4 – граница угленосных отложений, 5 – бурогольные месторождения и проявления, 6 – участки опробования бурых углей на золото (1–7). Государственная граница РФ и КНР проходит по р. Амур.

ми-углеобразователями и органическим веществом каустобиолитов угольного ряда (как геохимический барьер); кластогенные частицы, ультратонкие частицы в ассоциации с минералами глин, переносимые водотоками, дренированными областями сноса, и воздушными массами; минерализация за счет наложенных процессов и другие факторы.

Аналитические исследования по определению золота в угленосных отложениях выполнялись в АмурНЦ ДВО РАН в течение 2002–2003 гг. Они были направлены на совершенствование пробирного анализа, обладающего большим практическим и историческим опытом [7], адаптировав его – в виде способа, применительно к золотосодержащим угленосным породам. Разработка способа проводилась на основных бурогольных месторождениях Дальнего Востока. В 2003 г. был оформлен патент № 2245931 – «Способ определения золота в золотосодержащем сырье» [1], который, с применением некоторых НОУ ХАУ, позволяет получить стабильные и надежные, по нашему мнению, содержания золота из бурых углей с навесками весом 20–50 г.

С помощью указанного способа в пробирно-аналитической лаборатории АмурНЦ ДВО РАН в течение последнего десятилетия было выполнено более 3500 определений

золота в углях и вмещающих породах. По результатам анализов 2003–2005 гг., содержание металла в углях варьировало в широких пределах (г/т): в райчихинских – 2,5–9,0; павловских – 9,0–35,0; ерковецких – 6–12,0 и т.д. [4]. В процессе совершенствования способа и накопления статистических данных, установлено, что около 50% проб с золотом располагается в интервале 0–5 г/т, а число проб с высокими содержаниями (более 40 г/т) не превышает 10%.

Электронно-микроскопическими и рентгеноспектральными исследованиями в ИГиП ДВО РАН установлено, что золото в бурых углях представлено минеральными частицами самородного высокопробного золота и твердыми растворами Au-Ag, Au-Ag-Cu, Au-Cu(Ni,Zn) [2]. В углях также обнаружены самородные минералы: Pt, Pd, Ag, Pb, Cu, Zn, Bi, Fe, Cr, Ni, W, Al, Se; твердые растворы: Ag-Sn, Cu-Zn, Pb-Cu, Fe-Ti, Fe-Cr, Cr-Ti, Ti-Ca (Fe,K,Si); сульфиды: FeS<sub>2</sub>, FeCuS<sub>2</sub>, ZnS, PbS, BaS, Ag<sub>2</sub>S; сульфо-селениды и селениды: Ag<sub>2</sub>(S,Se), Pb(Se,S), PbSe; сульфаты: BaSO<sub>4</sub>, SrSO<sub>4</sub>, (Ba,Sr)SO<sub>4</sub>; карбонаты: CaCO<sub>3</sub>, BaCO<sub>3</sub>; окислы: Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, FeTiO<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeCr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; силикаты: SiO<sub>2</sub>, ZrSiO<sub>4</sub>; алюмосиликатные минералы с широким вариационным рядом элементов (Fe, Ti, K, Ca, Na, Mg); хлориды: NaCl, KCl; фосфаты и оксиды редкоземельных элементов (Ce, La, Nd). Также как и золото, большинство минеральных фаз представлено микронными и наноразмерными индивидами губчатого строения.

Вышеприведенные данные свидетельствуют, что возрастные парагенезисы и латеральная сопряженность областей торфо- и золотонакопления на границе Зейско-Буреинского бассейна с областями сноса, свидетельствуют о масштабности взаимосвязанных кайнозойских процессов. Эти процессы, протекающие при наличии органических веществ, определяют сорбционное концентрирование при наличии гумусовых кислот.

### Литература

1. Кузминых В.М., Чурсина Л.А. Пат. 2245931 Российская Федерация, МПК7 С 22 В 11/02, G 01 N 33/00. Способ определения золота в золотосодержащем сырье. Пат. РФ № 2245931. // Бюл. 2005. № 4.
2. Рождествина В.И., Сорокин А.П. // Тихоокеан. гео-логия. 2010. № 6. С. 26–38.
3. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. – М.: Наука, 1990. – 106 с.
4. Сорокин А.П., Кузминых В.М., Рождествина В.И. // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 239–243.
5. Сорокин А.П., Чантурия В.Н., Рождествина В.И., Кузминых В.М., Жмодик С.М. Нетрадиционные типы благороднометалльного, редкометалльного и редкоземельного оруденения в угленосных бассейнах Дальнего Востока // Доклады АН. 2012. Т. 446, № 6. с. 672–676.
6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002, 194 с.
7. Bacon W.G., Hawthorn G.W., Poling G.W. // Canad. Instr. Min. Metall. Bull. 1989. V. 82. № 931. P. 29–36.

**В.П. Стрыжак, И.В. Недосекова**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ И ЗОН  
ДЛЯ ДОБЫЧИ ГАЗА (МЕТАНА) УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

*НИИ нефтегазовой промышленности Национальной акционерной компании «Нафтогаз  
Украины», Украина*

Для выявления зон, наиболее перспективных для добычи газа (метана) из угольных толщ Донбасса, проанализированы материалы геологоразведочных работ, проводимых на угольных месторождениях и шахтных полях Донбасса, а также данные бурения различных купольных структур, и определены основные критерии для их оценки. Наиболее весомыми критериями, которые влияют на оценку территории, являются степень метаморфизма угольных пластов и характеристика угленосности осадочной толщи.

Угленосность осадочной толщи зависит от литолого-фациальных условий осадконакопления. На Донбассе накопление угольных формаций происходило на протяжении всего каменноугольного периода. Мощность толщи увеличивается от бортов до центральной части бассейна и в юго-восточном направлении. Минимальные мощности свит карбона наблюдаются на севере Старобельско-Милеровской моноклинали (платформенный склон Воронежского кристаллического массива) и на юго-востоке, на платформенном склоне Украинского щита; максимальная – на юго-востоке бассейна возле Персивановского надвига с постепенным уменьшением мощностей каждой из угольных свит верхнего и среднего карбона в сторону Днепровско-Донецкой авлакогена.

Общее количество угольных пластов, залегающих в угленосной толще до глубины оценки 1800 м, составляет 330, но только 130 пластов имеют мощности более 0,45 м. средняя мощность пластов колеблется в интервалах 0,6–0,8 м. Пласты мощностью 2 м и более встречаются редко.

Угленосность в бассейне распределена неравномерно: большая часть ресурсов угля сосредоточена в 27 пластах среднего карбона и 8 – нижнего. Верхний карбон имеет всего один пласт промышленного значения, а в нижнем карбоне угленосность распространена только на юго-западе бассейна в узком интервале мощностью 400–500 м. Пласты расположены сближенными группами с расстоянием между группами 30–80 м, а между пластами в группах от 3 до 20 м.

Прогнозирование природной газоносности углей в значительной степени базируется на изучении показателей его качества, и, опосредованно, на определении степени его метаморфизма. Региональный метаморфизм преобладает в Донецком бассейне, обуславливает последовательную смену марок углей, как по площади, так и по разрезу. Увеличение степени метаморфизма в каждом пласте по площади происходит постепенно параллельно нарастанию мощности угольной толщи с северо-запада на восток и от периферии к центру бассейна. Градиент метаморфизма является суммой стратиграфического положения пласта и современной глубины его залегания.

Природная газоносность углей всех стадий метаморфизма близка к их сорбционной емкости, оставаясь ниже последней на 10–20 %. Их сорбционная емкость непрерывно возрастает при увеличении степени метаморфизма. Максимальных значений

35–38 м<sup>3</sup>/т сухой беззольной массы (с.б.м) сорбционная емкость достигает на антрацитовой стадии группы 10А, после чего она резко уменьшается до практического отсутствия в наиболее метаморфизованных антрацитах групп 11А и 12А.

Трещиноватость углей формируется как в процессе генезиса угля, так и в процессе тектонической, гипергенной и другой активности, что обуславливает одну из основных характеристик угольного пласта – его газопроницаемость. Тектонические и гипергенные процессы приводят к нарушению макроструктуры (текстуры) углей и к увеличению фильтрационных свойств пластов в несколько раз за счет возникновения поровых полостей. Распределение экзогенных трещин в углях разных стадий метаморфизма характеризуется максимумом в углях с содержанием летучих компонентов от 14–16 % до 32 % (марки углей от Ж до ПА).

Тектоническое строение территории влияет на распределение газов от начала их генерации в процессе метаморфизма углей до последующей их дегазации на постинверсионном этапе развития. Особую роль при распределении газов играют тектонические нарушения, которые в зависимости от типа и времени формирования, могут, как способствовать образованию скоплений метана, так и служить каналами дегазации. Например, постседиментационные сбросы проницаемы и при отсутствии надежных покровов способствуют дегазации отложений вдоль плоскости сбрасывателя. Наоборот, конседиментационные сбросы способствуют образованию скоплений газа в зонах дробления и трещиноватости, образованных вдоль нарушения.

Наличие и мощность перекрывающих отложений влияет на сохранность залежей. Газонепроницаемые породы, перекрывающие угленосную толщу, затрудняют дегазацию пластов, поэтому месторождения закрытого типа при других равных условиях имеют более высокую газоносность, чем открытого. Наличие покровов также меняет степень влияния разрывных нарушений, затрудняя миграцию метана. Зоны газопроводящих нарушений при этом характеризуются не пониженной газоносностью, а скоплением свободных газов.

Гидрогеологические условия влияют на перемещение УВ газов в угленосной толще, их распределение по площади и в вертикальном разрезе. Подземные воды в процессе циркуляции дегазируют угольную толщу. Обводненные угольные пласты в зоне активного водообмена, имеют пониженную газоносность. Поэтому угольные пласты, расположенные вблизи водоносных горизонтов, характеризуются пониженной газоносностью или полностью дегазированы.

Между химическим составом подземных вод и составом газов Донецкого бассейна также существует соотношение: с глубиной возрастает содержание метана в угольных пластах и, одновременно, меняется солевой состав вод в сторону увеличения содержания хлорида натрия, который преобладает в зоне развития метановых газов. Гидрокарбонатно–кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды, находящиеся в зоне активного водообмена, связаны с зоной углекисло-азотных газов. К зоне метаново-азотных и азотно-метановых газов приурочены сульфатно-натриевые воды, с которыми часто связаны выделения сероводорода.

Основываясь на приведенных данных, к перспективным участкам следует относить участки, отвечающие следующим критериям оценки:

1. Суммарная мощность угольных пластов в угленосной толще (150–200 м) должна быть не меньше 7 м. При этом индивидуальная мощность пластов должна быть больше 0,65 м, а минимальная мощность пластов-спутников должна превышать 0,3 м.

2. Глубины залегания углей для добычи газа не должны превышать глубин их оценки (1600 – 1800 м). Оптимальными являются глубины 500–1200 м.

3. Степень метаморфизма углей должна отвечать группам Г (газовые), Ж (жирные), К (кокующиеся), ОС (отощено-спекающиеся) и Т (тощие) с отражающими способностями витринита от 0,6 до 2,0 %;

4. Газоносность угольных пластов в угленосной толще карбона должна быть больше 7 м<sup>3</sup>/т сухой беззольной массы (с. б. м.) с обязательным ростом с глубиной;

5. Коллекторские свойства характеризуются хрупкостью и трещиноватостью;

6. Тектоническое строение преимущественно простое с моноклиальным залеганием слоев, угол наклона которых не превышает 30°. Наиболее благоприятными являются нарушения сбросового типа.

7. Минерализация пластовых вод не должна превышать предельно допустимые концентрации по району и не требовать специальных средств по деминерализации.

**Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров**

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН И В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 59 РЕЙСА НИС “АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ”, 2012 Г, РУКОВОДИТЕЛЬ А.И. ОБЖИРОВ)**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Придонная среда морей и океанов, объединяющая в себе верхний слой донных отложений и придонную воду, вызывает повышенный научный интерес как контактная зона взаимодействия литосферы и гидросферы несущая информацию о недрах в виде газогеохимических полей. Газогеохимические поля – это многокомпонентные системы, характеризующиеся соответственным распределением и генезисом природных газов (углеводородных, углекислого, гелия, водорода и др.). Земная кора разбита тектоническими разломами, а по формируемым ими проницаемым зонам мигрирует гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Проведенные исследования свидетельствуют, что гелий и водород являются важными газогеохимическими индикаторами геологических процессов [1] и углеводородных ископаемых, таких как газогидраты.

Экспедиция на НИС “Академик М.А.Лаврентьев” (рейс № 59) была организована отделом геологии и геофизики ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН) при участии Научного центра окружающей среды и энергетических ресурсов Технологического института (КИТ, г. Китами, Япония), Института полярных исследований (КОПРИ, Республика Корея) и Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН, Москва) для продолжения комплексных геофизических, газогеохимических, геологических и гидрологических исследований в рамках международного проекта “САХАЛИН” (Sakhalin Slope Gas Hydrate Project, 2012–2017). Районы работы включали в себя юго-восточный склона залива Терпения (западный борт Курильской котловины) и южную часть Татарского пролива.

В 59 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” сотрудниками ТОИ ДВО РАН впервые были предложены и успешно проведены измерения гелия и водорода в морских осадках и воде на юго-восточном и юго-западном склоне о. Сахалин. Примененный метод определения гелия и водорода оказался эффективным и позволил получить важные характеристики газогидратоносных участков и зон разломов Охотского моря.

Для измерения гелия и водорода в морских осадках и воде применена газовая хроматография – универсальный метод разделения смесей разнообразных веществ, испаряющихся без разложения. Компоненты разделяемой смеси перемещаются по хроматографической колонке с потоком газа носителя (в нашем случае – аргон). Метод газовой хроматографии основан на высокой чувствительности детектора теплопроводности (ДТП) к гелию и водороду. При анализе использовался портативный газовый хроматограф “Хроматэк-Газохром 2000” (ОАО “Хроматек”, г. Йошкар-Ола), а так же вакуумная дегазационная установка (Обжиров, 1993). ДТП повышенной чувствительности – 2 ppm по гелию и водороду. Длительность анализа – 5 минут. Рассматриваемые

газы легко летучие, поэтому анализ образцов проводился в течение 1 часа после отбора, пробы для анализа в береговых условиях были фиксированы хлоргексидином и хранились в при температуре  $+4^{\circ}\text{C}$  в темном месте.

Всего в течение рейса №59 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” для определения гелия и водорода выполнено 25 литологических станций с отбором проб керна донных осадков голоцен-позднеплейстоценового возраста. В Охотском море (залив Терпения) – 8 кернов и в Японском море (Татарский пролив) – 17 кернов. Для анализа методом headspace на наличие  $\text{He}$  и  $\text{H}_2$  было отобрано 190 газовых образцов. Также 30 газовых проб были получены методом вакуумной дегазации из морской воды для анализа в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН после завершения рейса. Из каждого 0.5 л морской воды извлекалось приблизительно 11 мл газа. Ошибка определения составила не более 5%.

В Татарском проливе было взято 122 образца донных осадков из 17 кернов. Фоновые содержания водорода в газах донных отложений Татарского пролива составили 5.4 ppm, а гелия – 5.6 ppm.

В заливе Терпения было отобрано 25 образцов донного осадка из 3 кернов, которые анализировались на наличие гелия и водорода сразу же в лаборатории на судне. На данном участке работ фоновые концентрации водорода составили 5.0 ppm, гелия – 4.0 ppm.

За время наблюдений установлено, что содержание гелия в Татарском проливе (Японское море) в среднем выше в несколько раз, чем в юго-западной части Охотского моря. Повышение содержания гелия в водах Татарского пролива может быть обусловлено сейсмической активизацией в данном районе накануне пробоотбора. Содержания водорода при этом значимо не изменились.

В керне LV59-05HC (Охотское море) были обнаружены аномальные содержания гелия до 57.3 ppm на глубине 290–350 см ниже поверхности дна. Концентрации водорода в данном керне также аномально повышены – до 8.2 ppm (рис).

На соседних станциях концентрации гелия и водорода были на уровне фона. Газогидратоносный осадок, поднятый в керне LV59-05HC, является гелиеносным, что

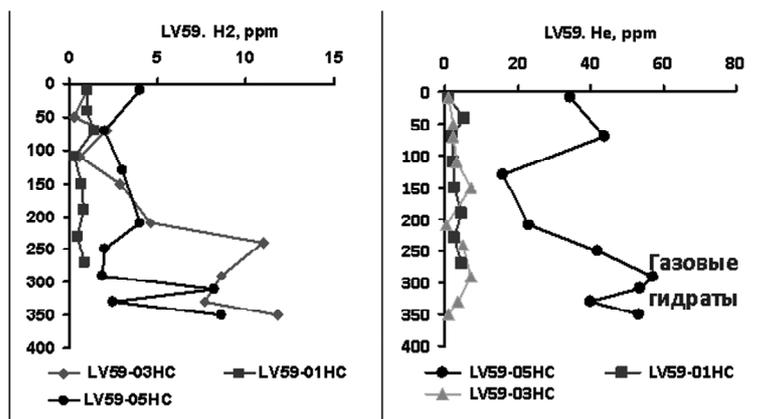


Рис. Распределение гелия и водорода в 3 осадочных кернах северо-западной части Курильской котловины (юго-восточный склон залива Терпения, Охотское море).

доказывает наличие притока глубинных газов в северо-западной части Курильской котловины.

Аномалии гелия также зафиксированы на станции LV59-34НС в Татарском проливе – до 13.8 ppm на глубине 300–330 см ниже поверхности дна. Аномалии гелия в кернах с газовыми гидратами доказывают глубинное происхождение природных газов (метана и высших углеводородов), которые и кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря. Повышенное содержание водорода указывает, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Некоторые исследователи [2,3] полагают, что в морских осадках водород может генерироваться при анаэробном преобразовании ОВ. Однако в случае совпадения аномалий гелия, метана и водорода в зоне разлома водород указывает на активность геологической структуры, по которой осуществляется перенос термогенных газов.

Газогидраты были обнаружены в районах с повышенной сейсмической активностью в северо-западной части Курильского бассейна (LV59-05НС, глубина 320 м) и на юго-западном склоне о. Сахалин (LV59-27НС, глубина 1200 м). Обнаруженные аномалии гелия и водорода в гидратоносных осадках свидетельствуют о глубинном генезисе газового потока в этих районах.

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, Соглашение 8319 “Нетрадиционные ресурсы метана Дальнего Востока России: распределение, генезис, промышленное значение, экология, а так же гранта ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. по направлению “Проведение научных исследований молодыми кандидатами наук в следующих областях:– геология. Горное дело; – геохимия”. Гос. контракт 14.132.21.1377. Газохроматографические анализы выполнены О.Ф. Верещагиной, Шакировым Р.Б., Сырбу Н.С. и Е.В. Коровицкой (ТОИ ДВО РАН). Лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН имеет Свидетельство Росстандарта № 49 от 01.08.2012. Гидроакустические данные предоставлены к.ф.-м.н. Саломатиным А.С. (ТОИ ДВО РАН). Авторы выражают благодарность капитану дальнего плавания Никифорову В.Н. и команде НИС “Академик М.А. Лаврентьев” за сотрудничество в проведении экспедиции.

### Литература

1. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Под ред. А.И. Кравцова. М., Недра. Т. I - III, 1979.
2. Уткин В.И. Газовое дыхание Земли. Соросовский Образовательный Журнал. Науки о Земле, 1997. №1. С. 57–64.
3. Dudley D.R., Claypool G.E. Biogenic gas-requirements for generation, accumulation, resource potential evaluation. Oil and gas. January 26. V. 79. № 4. 1981. P. 258–273.

**В.А. Щербаков<sup>1</sup>, А.К. Окулов<sup>2</sup>****ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АКВАТОРИИ ЮЖНЫХ КУРИЛ**

<sup>1</sup> *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана имени академика И.С. Гамберга, г. Санкт-Петербург*

<sup>2</sup> *ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток*

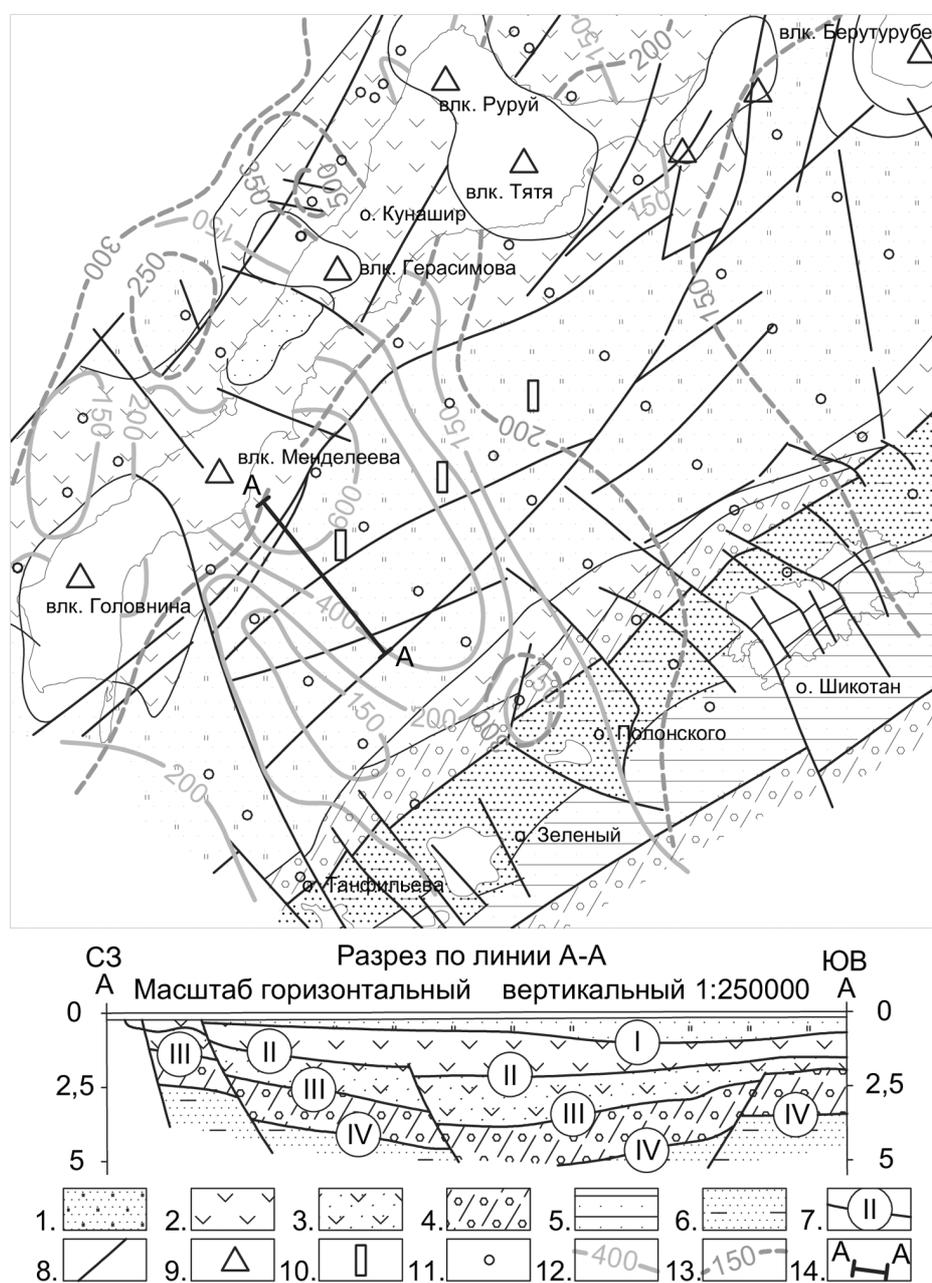
В работе представлены результаты исследования природного газа в акватории Охотского моря района южных Курильских островов (Кунашир, Шикотан). Полевые работы проводились на НИС «Профессор Гагаринский» в сентябре 2011 г. по объекту «Оценка фоновое состояние геологической среды прибрежной зоны и берегов Охотского моря для организации мониторинга состояния недр» (Государственный контракт от 17 мая 2011 г № 20/07/60-10).

Цель исследований – определение растворенного в поверхностно и придонном слое воды природного газа.

Отбор проб морской воды производился пластиковым батометром объемом 10 литров. Проба из батометра помещалась в стеклянную бутылку объемом 265 мл. Для выделения пробы в газовую фазу в бутылку с морской водой добавлялся гелий. Далее в течение 1–5 часов проба анализировалась на газовом хроматографе SRI 8610С. Дополнительно отбирались пробы (дубли) и анализировались в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН на газовом хроматографе Кристаллюкс 4000М.

По данным сейсмопрофилирования [2] выделяется серия сейсмостратиграфических подразделений (сейсмотолщ). Самая нижняя сейсмотолща идентифицируется с верхнемеловым структурно-вещественным комплексом и принимается в качестве акустического фундамента. Выше расположен ряд кайнозойских сейсмотолщ. Наиболее полно разрезы кайнозойских образований прослеживаются в пределах Южно-Курильского пролива, где выделено по МОВ ОГТ четыре отражающих сейсмогоризонта (I, II, III, IV Рис. 1). Эти горизонты являются границами региональных несогласий. На исследуемой площади широко развита дизъюнктивная тектоника, проявляющаяся в интенсивном перемещении блоков по многочисленным разломам, преимущественно северо-восточного простирания. Структуры первого порядка осложнены многочисленными разрывами северо-западного простирания, представляющими собой сбросо- и взбросо-сдвиги [2].

В результате исследований было отобрано 122 пробы на 61 станции для определения газового состава. Высокое содержание метана в поверхностном слое воды установлено в ряде станций расположенных в районе м. Петрова, м. Южно-Курильский и м. Мечникова с содержанием метана до 1120 нл/л. На этих же станциях в придонном слое воды содержание метана не превышало 300 нл/л. Повышенное содержание метана в поверхностном слое, возможно связано с вулканической деятельностью (горячими фумаролами) вулкана Менделеева. К возможным источникам метана в поверхностном слое можно отнести залежи углеводородов выделенных по результатам морских геофизических исследований [2]. При этом разгрузка газа в водную толщу осуществляется по зоне тектонического нарушения. В придонном горизонте повышенные концентрации метана (до 720 нл/л) установлены на северо-западном побережье о. Кунашир. Здесь же по результатам эхолотирования установлено 8 выходов газа в водную толщу в



**Рис. 1.** Геологическая схема района исследований [2] с содержанием метана в поверхностном и придонном слое воды. Масштаб 1:1000000: 1. Неоген (плиоцен) – квартал  $N_2-Q$ . 2. Неоген (ср. миоцен – н. плиоцен)  $N_{1,2}$ . 3. Палеоген (эоцен) – неоген (ср. миоцен)  $P_2-N_1$ . 4. Палеоген (палеоцен-эоцен)  $P_{1,2}$ . 5. В. мел (маастрихт) – палеоген (палеоцен)  $K_2-P_1$ . 6. В. мел  $K_2$ . 7. Сейсмгоризонт. 8. Разрывные нарушения. 9. Вулканы. 10. Прогнозируемые нефтегазовые месторождения. 11. Станция. 12. Изолиния содержания метана в поверхностном слое воды. 13. Изолиния содержания метана в придонном слое воды. 14. Линия разреза.

пределах участка. К участкам с фоновым содержанием метана (100–120 нл/л), в воде обоих горизонтов, относится восточная и северо-восточная часть исследуемой площади.

Исследования газового состава донных осадков не проводились, но в ряде станций расположенных преимущественно в юго-западной части исследуемой площади, при подъеме осадка отмечался сильный запах сероводорода.

Таким образом, по результатам газогеохимических исследований можно сделать следующие выводы:

1. Аномалии метана в поверхностном слое воды в районе м. Южно-Курильский, возможно, имеют глубинное происхождение. Для определения источника газа необходимо выполнить дополнительные исследования – изотопное отношение углерода метана, углекислого газа, содержание растворенного в воде углекислого газа (необходимо для определения участия газов вулканического происхождения), этана и других гомологов метана, как в акватории, так и на о. Кунашир в районе выходов горячих источников.

2. Фоновое содержание растворенного метана в воде составляет 100–120 нл/л, что превышает в 1,5 раза фон Японского и Охотского морей. Это, по-видимому, связано с вулканической деятельностью и широко развитыми в районе исследований тектоническими нарушениями.

### Литература

1. Котов С.Р., Щербаков В.А., Горемыкин Ю.В., Ермакова Л.А., Карташев А.О., Константинов В.М., Крестин Б.М., Криницкий П.И., Могычко В.В., Никулин Е.Г., Окулов А.К., Сазонов В.О., Слинченков В.И., Соколов Г.Н., Усенков С.М., Шишов Е.П. Оценка фонового состояния геологической среды прибрежной зоны и берегов Охотского моря (Южные Курилы). // “Экспедиционные исследования ВНИИ-Океангеология в 2010 – 2011 годах” Санкт-Петербург, 2012, с. 14–25
2. Государственная Геологическая Карта Российской Федерации м-ба 1:200000 (второе издание). Листы К-55-III(II) (Автор Рыбак-Франко Ю.Ф., Гальверсен В.Г., Удодов В.В., редактор Ротман В.К.) Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2006, 117 с.

**А.И. Яцук, А.И. Гресов**

**РОЛЬ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ЮЖНО-ПРИМОРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ЯПОНСКОГО МОРЯ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,  
г. Владивосток*

Южно-Приморский осадочный бассейн Японского моря, расположен в пределах залива Петра Великого от бухты Экспедиции на юго-западе до бухты Находка на юго-востоке. В геологическом отношении район исследований представлен осадочными и изверженными образованиями перми, мезозоя и кайнозоя. Тектоника бассейна относится к зонам герцинской и мезозойской складчатости, на которые наложены кайнозойские депрессии Амурского и Уссурийского заливов [1].

Источниками образования и поступления углеводородных газов в придонные воды в районе Южно-Приморского осадочного бассейна могут служить породы фундамента, угленосные отложения и зоны тектонических разломов. В бассейне установлена угленосность пермских, верхнетриасовых, нижнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений [2].

Морскими экспедиционными исследованиями 2009–2012 гг. установлено, что в составе водорастворенных углеводородных газов Амурского залива присутствуют: метан от 0,09 до 18 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> (от 5,6 до 1110 ppm); этан и этилен – от 0,01 до 0,15 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> (0,2–5 ppm), пропан – от 0,00 до 0,05 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> (до 1 ppm) и «следы» бутана. В придонных горизонтах (0,5–1 м от дна) углеводородонасыщенность вод в среднем составляет 0,4 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>, при глубинах опробования от 0,5 до 20 м.

**Дизъюнктивная нарушенность.** Распределение метана в водах Амурского залива обусловлено влиянием тектонических разломов: Тавричанского, Центрального, Муравьева-Амурского и оперяющих их нарушений. В Уссурийском заливе аналогичную роль выполняют Прибрежный разлом и Шкотовский разлом и их апофизы.

Проведенные ранее и настоящие исследования позволяют отнести зоны разломов к мобильным газо-геодинамическим тектоническим системам, по которым в настоящее время происходят интенсивные процессы газопереноса и межформационных газовых связей между разновозрастными геологическими формациями фундамента (в том числе и угленосными) и водами исследованной части залива. Данные процессы создают благоприятные условия для формирования аномальных линейных и площадных зон распределения водорастворённого и свободного метана и тяжёлых углеводородов, как в придонных, так и в приповерхностных водах залива.

**Пликативная нарушенность.** Газогеохимическими исследованиями в Амурском заливе установлена аномальная линейная зона концентраций метана (до 2,4 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>) и тяжёлых углеводородов (до 0,03 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>) в поверхностных и придонных водах в пределах осевой (мульдовой) части Угловской синклинали и её переклиналиных частях с максимумами в зонах выше указанных разломов. Подобная картина наблюдается и в Уссурийском заливе с аномальными зонами концентраций метана в районе Шкотовского разлома (бухта Суходол). В данном случае зафиксировано комплексное влияние дизъюнктивной и пликативной нарушенности на перераспределение углеводород-

ных газов из фундамента и формирование газовых аномалий в приповерхностных и придонных водах за счёт нарушения газодинамического равновесия в донных отложениях и как следствие – образование струйных потоков свободных углеводородов и переход их значительной части в водорастворённое состояние.

**Угленосность.** Угленосные формации фундамента Амурского залива представлены неогеновыми отложениями усть-давидовской ( $N_1ud$ ) и синеутесовской ( $N_1su$ ) свит, палеогеновыми – угловской свиты ( $Pg_{2-3}ug$ ), нижнемеловыми – сучанской серии (липовецкой, северосучанской и северосучанской свит –  $K_1lp$ ,  $K_1sv$ ,  $K_1st$ ), верхнетриасовыми – карнийского и норийского ярусов (амбинская, садгородская свиты) и пермскими – поспеловской свиты ( $P_1ps$ ).

В исследованной части залива работы велись в районах распространения в фундаменте неогеновой, палеогеновой, нижнемеловой и верхнетриасовой угленосности, с которыми связано формирование зон аномальной и повышенной углеводородонасыщенности в донных отложениях (до  $109,8 \text{ см}^3/\text{м}^3$  – лагуна Тихая), придонных (до  $18 \text{ см}^3/\text{м}^3$ , выход пласта Слоистого III, Тавричанский лиман) и приповерхностных (до  $1,2 \text{ см}^3/\text{м}^3$ , выхода верхнетриасовых и нижнемеловых углей в бухте Песчаной) водах. В процессе исследований установлено, что максимальными абсолютными значениями метанонасыщенности придонных вод характеризуются площади распространения верхнетриасовых и палеогеновых углей (бухта Песчаная, Тавричанский лиман, до  $17,8 \text{ см}^3/\text{м}^3$ ), минимальными – неогеновых (до  $2,4 \text{ см}^3/\text{м}^3$ ), промежуточное положение занимают нижнемеловые угли (до  $8,4 \text{ см}^3/\text{м}^3$ ). В зонах выходов угольных пластов установлены аномальные концентрации углекислого газа до 2,54 % в районах развития палеогеновых и неогеновых угленосных отложений фундамента; 1,57 % – нижнемеловых и 1,16 % – верхнетриасовых.

Таким образом, установлено, что формирование газогеохимических полей в районе Южно-Приморского бассейна Японского моря обусловлено комплексным влиянием геологических факторов, основными из которых являются: дизъюнктивная и пликативная тектоника фундамента, его геологический возраст и литологический состав; угленосность геологических формаций фундамента (особенно в зонах выходов угольных пластов под четвертичные донные отложения).

### Литература

1. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Агеев А.А., Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Коровицкая Е.В., Дружинин В.В. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.
2. Яцук А.В., Гресов А.И. Углегазоносные формации Южно-Приморского осадочного бассейна Японского моря // III международная научно-практическая конференция молодых учёных и специалистов памяти академика А. П. Карпинского, Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 11–15 февраля 2013 г. С. 722–725.

**Б.Ф. Шевченко, Н.П. Романовский, В.Г. Гурович**

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОЛОСЫ ПРОФИЛЯ 3-ДВ  
СКОВОРОДИНО-ТОММОТ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

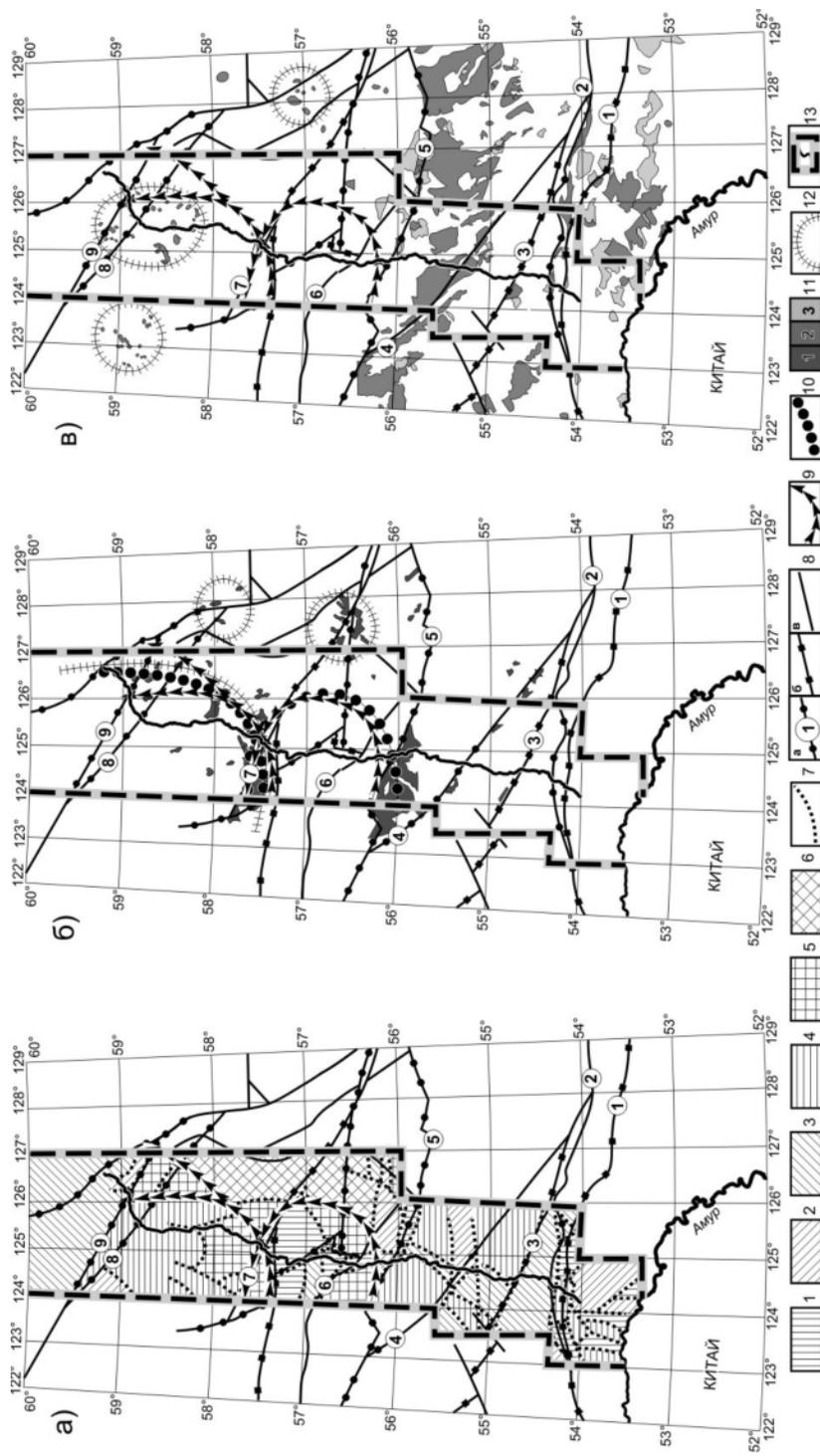
С целью исследования строения земной коры и частично верхней мантии был выполнен комплекс геолого-геофизических работ вдоль полосы глубинного опорного профиля 3-ДВ (Сковородино-Томмот) пересекающего геологические структуры Аргуно-Мамынского микроконтинента, Монголо-Охотского и Селенга-Станового орогенных поясов, Становой гранит-зеленокаменной области, Пристановой складчато-надвиговой зоны и Алданской гранулит-гнейсовой области [5, 6].

Для построения петрофизической модели вдоль полосы профиля и прилегающей территории была использована база петрофизических данных содержащая около 100 тыс. определений физических свойств. При определении средних значений  $\rho$  и  $\gamma$  для геологических комплексов (свит, толщ) выполнена статистическая обработка исходных данных. На первом этапе были сформированы отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. На втором определены петрофизические характеристики породных комплексов (свит, толщ).

Важное значение имели петроплотностная и петромагнитная карты, созданные на формализованной основе по 1920 элементарным ячейкам, каждая из которых соответствовала листу карты масштаба 1:25 000. Значения  $\rho$  и  $\gamma$  геологических формаций, представленных свитами, толщами и комплексами, в зависимости от их представительности на площади обеспечивают определение средневзвешенного значения физических параметров для каждой ячейки. Интерполяция полученных данных с помощью пакета программ ARC GIS – 9.3 позволила построить формализованные поля распределения значений  $\rho$  и  $\gamma$  по всей исследованной площади. Затем псевдополе (далее поле) распределения петрофизических параметров горных пород использовано как в виде самостоятельной информации для задач тектонического районирования вдоль полосы профиля, так и в виде данных, обеспечивающих верификацию расчетных моделей.

По значению поля  $\rho$  и  $\gamma$  было выполнено районирование вдоль полосы профиля. Ограничение площадей (доменов) с относительно однородными петрофизическими характеристиками проведено по зонам максимальных градиентов их значений.

Возможности использования предложенного подхода рассмотрены на примере площадной петроплотностной модели. На рис. а) приведена карта петроплотностного районирования исследуемой площади. Распределение поля плотности горных пород по интенсивности его значений ( $\text{кг/м}^3$ ) и структурному плану изолиний отражает следующие элементы области исследования. Комплексы пород Аргуно-Мамынского микроконтинента характеризуются значениями плотности  $2.60\text{--}2.65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса (с запада на восток) на фоне значений  $2.65\text{--}2.70 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ , установлены участки пониженных ( $2.20\text{--}2.25 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ) значений плотности. Они относятся к наложенным осадочным впадинам позднемезозойского возраста. Область развития пород Селенга-Станового орогенного пояса характеризуется спо-



**Рис. а)** схема петрологического районирования; плотность пород в доменах (кг/м<sup>3</sup>): 1 – 2.38 и менее, 2 – 2.38–2.47, 3 – 2.47–2.55, 4 – 2.55–2.64, 5 – 2.64–2.69, 6 – 2.73–2.82;

**б)** – границы доменов; 8 – основные тектонические нарушения – а) маггильные, б) нижнекоровые, 2 – Северокурингский, 7 – Южнокурингский, 4 – Гилуйский, 5 – Становой, 6 – Южно-Якутский, 7 – Хаирский, 8 – Эльконский, 9 – Русский; фрагменты кольцевых структур: 9 – Дзелдулакский, 10 – петромагнитной; схемы распределения магматических комплексов: 11–1 (PR) для рис. б), 11–2 (J-K), 11–3 (K) для рис. в); 12 – границы ареалы распространения магматических комплексов; 13 – контур полосы профиля, линия профиля.

койным распределением поля со средним значением в  $2.65 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Становая гранит-зеленокаменная область характеризуется в основном значениями поля от 2.65 до  $2.70 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Пристановая складчато-надвиговая зона впервые выделена в виде единого глубинного структурного элемента по результатам работ на профиле 3-ДВ [6]. Она располагается между Становой ГЗО и Алданской ГГО областям, с юга ограничена Становым глубинным разломом, с севера – серией субширотных надвигов усложняющих границы Алданской системой мезозойских угленосных впадин. Плотность пород Пристановой СНЗ изменяется в достаточно широких пределах  $2.47\text{--}2.73 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .

Для структурных элементов Алданской ГГО, и Пристановой СНЗ, характерно развитие наиболее высокоплотных и наиболее высокомагнитных стратифицирующихся и магматических комплексов. Повышенные значения петрофизических характеристик присущи породам докембрийского фундамента, представленного ранне-архейскими образованиями иенгрской и тимптоно-джелтулинской серий, а также поздне-архейскими образованиями федоровской серии, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Плотность пород в её пределах изменяется в интервале  $2.55\text{--}2.82 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .

Севернее  $59^\circ$  с. ш. кристаллические толщи Алдано-Станового щита перекрыты чехлом венд-кембрийских и кембрийских доломитов, пестроцветных известняков, мергелей, песчаников, гравелитов и конгломератов с плотностью  $2.47\text{--}2.55 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .

Алданская ГГО по плотностным параметрам и по структуре плотностных доменов отличается от Становой ГЗО. Это обусловлено длительной историей геологического развития земной коры отдельных частей щита на более раннем (допалеопротерозойском) этапе [3] и последующими тектономагматическими событиями. На основании латеральной зональности плотностных доменов (рис. а) выделены фрагменты кольцевых структур, расположенных в области развития структурно-вещественных комплексов Алданской ГГО и Пристановой СНЗ. Отсутствие подобных структур в пределах Становой ГЗО является еще одним свидетельством различий в ранней истории формирования этих составных частей щита. Петромагнитная модель, построенная по аналогичной методике, по тренду изменения значений магнитной восприимчивости (с юга на север) и по выделению кольцевых структур в пределах Алданской ГГО и Пристановой СНЗ, подобна петроплотностной модели.

На основании сопоставления распределения ареалов раннепротерозойского магматизма (ультраосновные щелочные породы с карбонатитами и апатитом) с комплексными кольцевыми структурами (рис б) можно сделать вывод о деструкции первоначальной протокры на рубеже 1730–1740 Ма после объединения Алданской (Алданской ГГО) и Становой (Становая ГЗО) провинций с формированием в дальнейшем Северо-Азиатского кратона [3]. Полученные результаты на уровне петрофизических моделей коррелируются с ранее высказанными представлениями о наличии процессов палеопротерозойского термотектоногенеза для этой части земной коры щита [1].

Ещё один этап интенсивной деструкции коры, проявившийся в виде широкого развития мезозойского магматизма, связан с процессом закрытия Монголо-Охотского палеобассейна [2]. Структурные формы проявления мезозойских магматических образований обусловлены предшествовавшими им более древними структурами. Для Алданской ГГО и Пристановой СНЗ характерны круговые ареалы распространения интрузивных комплексов, для Становой ГЗО – линейные (рис.в). Часть круговых ареалов, выполненных субщелочными и щелочными породами различного состава, расположе-

на внутри комплексных петрофизических структур. Совместное нахождение палеопротерозойских и мезозойских магматических образований имеющих глубинную (подкорую) природу в пределах единой кольцевой структуры служит признаком своеобразного телескопирования магматической (плюмовой) системы. Сейсмический образ этой структуры установлен в результате работ по профилю 3-ДВ Сквородино–Томмот. Наличие такого рода PR–Mz плюмовой структуры объясняет уникальную металлогению Центрально-Алданского, Верхнеагинского и Эвотинского рудных районов Южно-Якутского металлогенического пояса [4].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» (проект № 12-1-0-ОНЗ-10) при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 12-05-00088а), гранта ДВО РАН (проект № 12-И-П 27-07).

### Литература

1. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель формирования Алданского щита //Геотектоника. 2009. № 3. С.51–78.
2. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса //Геология и геофизика, 2010, Т. 51, №5. С. 629–647.
3. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) //Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. – Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005, 264 с.
6. Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы //Геология и геофизика. 2011. Том 52. №12. С.2122–2131.

**Тимофеев В.Ю.<sup>1</sup>, Ардюков Д.Г.<sup>1</sup>, Горнов П.Ю.<sup>2,3</sup>, Соловьёв В.М.<sup>3</sup>,  
Тимофеев А.В.<sup>1</sup>, Шибяев С.В.<sup>4</sup>**

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ  
ЕВРАЗИЙСКОЙ, ОХОТСКОЙ И АМУРСКОЙ ПЛИТ (ПО МАТЕРИАЛАМ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)**

<sup>1</sup> ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

<sup>2</sup> ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

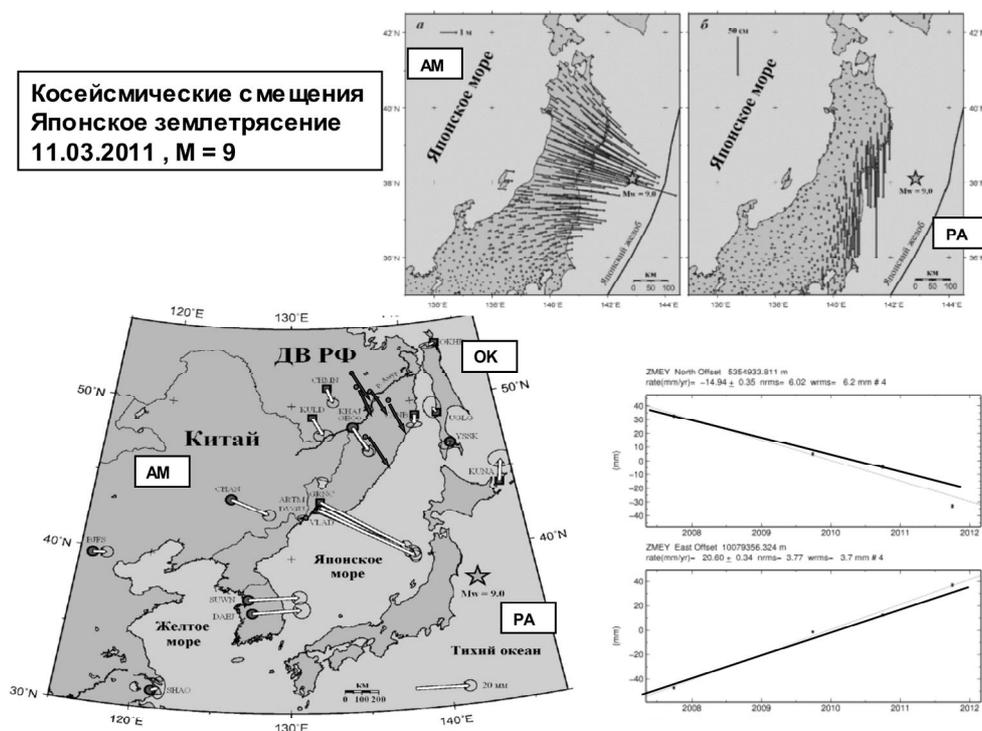
<sup>3</sup> Геофизическая Служба СО РАН, г. Новосибирск

<sup>4</sup> Якутский Филиал Геофизической Службы СО РАН, г. Якутск

Используя данные GPS геодезии, рассматривается влияние катастрофического землетрясения 11 марта 2011 года на поля смещений территории Дальнего Востока. Проанализировано аномальное поле смещений на границе тектонических плит перед и после Японского землетрясения. В поле косейсмических смещений выделяются только большие тектонические плиты – смещения станций Охотоморской плиты (остров Сахалин) отличны от смещений пунктов Амурской плиты. Также рассматривались вопросы устойчивости литосферных плит на продольную нагрузку при учете их жесткости и мощности. Проанализированы сейсмологические данные на границе Евразийской и Северо-Американской тектонических плит. Получен оригинальный материал для площадных сейсмических исследований на этой границе.

Анализируется аномальное поле смещений на границе тектонических плит перед землетрясением 11 марта 2011 года ( $M = 9$ ). Результаты получены при анализе наших данных по Сихотэ-Алиньскому широтному профилю (север Приморья) и постоянных станций Японии, Кореи и Сахалина. Зарегистрировано аномальное смещение на запад (20 мм в год) японского острова Хонсю на восточной границе Амурской плиты в зоне подготовки землетрясения. На рис. 1 показано косейсмическое смещение в ближней зоне и дальней зонах японского землетрясений 11.03.2011. Дальняя зона охватывает Приморье и Хабаровский край. Как видим значимое смещение (до 10 мм) простирается до широты  $55^\circ$ . Смещение моделируется дислокационной моделью для упругого изотропного полупространства, использованы аналитические выражения Окада. В зарегистрированном поле косейсмических смещений выделяются только большие тектонические плиты – смещения станций острова Сахалин (Охотоморская плита) отличны от смещений пунктов Амурской плиты. Для косейсмических смещений несущественно наличие таких геологических объектов как глубинные разломы - Центральный Сихотэ-Алиньский, Тан-Лу и другие. Современные смещения оказались быстрыми для таких структур и в поле современных смещений они не выделяются [1]. Необходимы наблюдения современных движений на протяжении 100 и более лет для выделения разрывных нарушений в земной коре. Анализ косейсмических смещений в ближней зоне (до 6 метров) и аномальных величин скоростей смещений перед событием позволяет (при линейном развитии процесса) оценить время подготовки землетрясения. В данном случае период подготовки японского землетрясения 11.03.2011 ( $M = 9$ ) можно оценить в 300 лет.

Устойчивость литосферных плит при продольной нагрузке является важным элементом плитной тектоники. Для примера, рассмотрим, как это воздействие сказывается при процессах разрушения ледовых пластин. Ледовые поля, например, озера Бай-



**Рис. 1.** а) и б) Косейсмические смещение при землетрясении у побережья Японии в ближней зоне – горизонтальные и вертикальные, звездочкой обозначено положение эпицентра землетрясения 11.03.2011 (M = 9). Слева внизу смещения в дальней зоне на Амурской плите. Справа – косейсмический скачок горизонтальных смещений пункта ZMEY (80 км юго-восточнее г. Хабаровск, последняя точка – сентябрь 2011 года). При построениях использованы наши данные по северному профилю (темные стрелки), данные по постоянным станциям сети IGS и результаты, приведенные в работе [1, 3, 4].

кал, их деформирования и разрушение с учетом наблюдаемых значительных изгибов можно рассмотреть в рамках теории деформирования тонких пластин [2]. Оценим устойчивость тонкой ( $h \ll L$ , толщина много меньше размеров пластины) пластины под действием горизонтальной нагрузки (изгибная жесткость пластины  $D \equiv E \cdot h^3 / 12(1 - \nu^2)$ ,  $E$  и  $\nu$  – упругие модули).

Рассмотрим пример прогиба пластины под действием горизонтальной сжимающей силы, определим ее минимальную величину и форму, т.е. длину волны возникающего отклонения. Для пластины опертой по краям, при горизонтальной силе  $F$  прогиб определяется уравнением:  $D \cdot d^4 \omega / d^4 x + F \cdot d^2 \omega / d^2 x = 0$ . Из решения уравнения получаем, что длина волны деформируемой пластины будет вещественна только в том случае, если  $F$  превышает критическое значение:  $F_K = (4 \cdot D \cdot g \cdot \rho_{\text{вода}})^{1/2}$ . Собственное значение можно записать в виде:  $F_K = \{(E \cdot h^3 \cdot \rho_{\text{вода}} \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]\}^{1/2} = \sigma_K \cdot h$ , где  $\sigma_K$  критическое напряжение, связанное с силой  $F_K$ :  $\sigma_K = \{(E \cdot h \cdot \rho_{\text{вода}} \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]\}^{1/2}$ .

Для параметров байкальского льда ( $h = 1$  метр), получаем значение критического напряжения 7.3 МПа (73 бар), при толщине 1 см 0.7 бар. При уменьшении толщины льда уменьшается и критическое напряжение, что при сильном ветровом воздействии ведёт к образованию торосов.

Рассмотрим вопрос об устойчивости литосферы Земли. В этом случае критическое напряжение в случае океанической литосферы записываем в виде

$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{вода}}) \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]]^{1/2},$$

при толщине упругой литосферы в 50 км,  $E = 100$  ГПа,  $\nu = 0.25$ , плотность мантии  $\rho_{\text{мантия}} = 3300$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{\text{вода}} = 1000$  кг/м<sup>3</sup>, находим  $\sigma_K = 6.4$  ГПа (64 кбар).

Для континентальной коры критическое напряжение составит

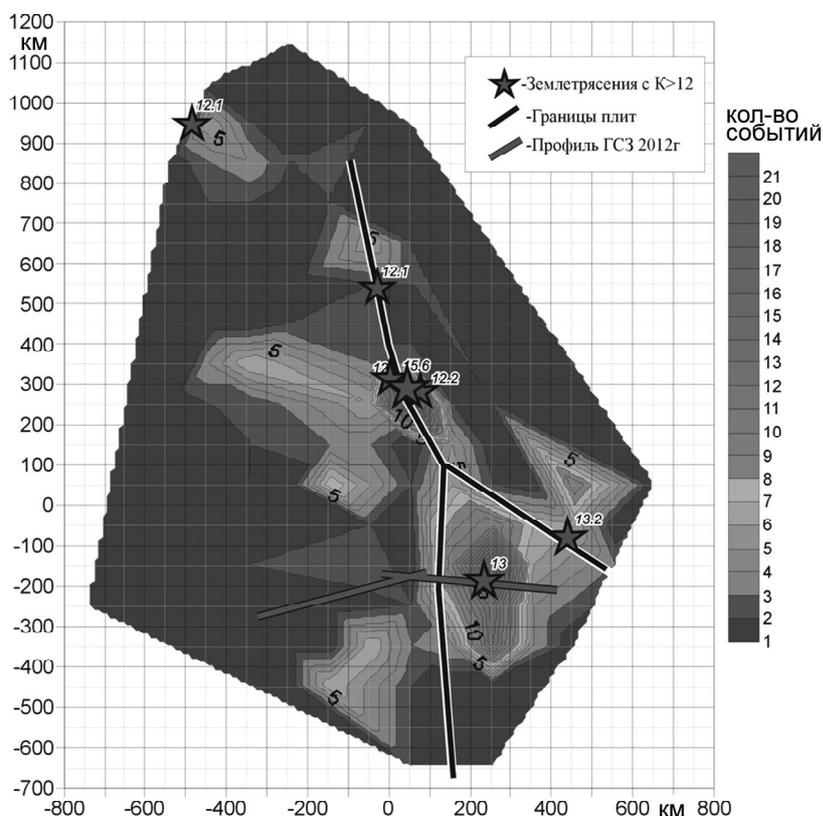
$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{кора}}) \cdot g) / [3(1 - \nu^2)]]^{1/2},$$

при толщине упругой литосферы в 150 км,  $E = 100$  ГПа,  $\nu = 0.25$ ,  $\rho_{\text{мантия}} = 3300$  кг/м<sup>3</sup>, плотность земной коры  $\rho_{\text{кора}} = 2600$  кг/м<sup>3</sup>, находим  $\sigma_K = 6.1$  ГПа (61 кбар).

Как видим, устойчивость земной литосферы, и в океаническом, и в континентальном случае, на три порядка выше. А устойчивость ледовых полей очень слабая, что и отражается в образовании торосов и систем магистральных трещин. Рассматривая соотношение для критического напряжения, видим зависимость от мощности слоя, т.е. более толстые пластины более устойчивы к продольным нагрузкам. Исходя из важности вопроса о толщине слоя, обратимся далее к исследованиям мощности литосферы.

Анализ геолого-геофизической информации по области сочленения Евразийской с окружающими ее плитами показал слабую изученность глубинного строения региона. Эта информация, наряду с данными сейсмологии и GPS, поможет уточнить положение границы плит, строения коры и мантии в области сочленения. Проведенный ранее комплексный анализ материалов глубинных сейсмических исследований и сейсмологии на участке профиля 2ДВ свидетельствует о значительном проявлении области сочленения Северо-Американской и Охотоморской плит, как в глубинных структурах земной коры, так и в поверхности Мохоровичича. Полученные в последнее время материалы позволяют надеяться на получение значительных результатов. Настоящие и будущие исследования направлены на площадное изучение глубинного сейсмического строения центрального участка площади в районе сочленения трех континентальных плит.

Также был исследован характер сейсмичности и ее связи с современной геологической и тектонической структурой на юго-восточном фланге зоны хр. Черского на примере сейсмоактивного разлома Улахан. Он является самым крупным разрывным нарушением северо-западного простирания в Северо-Восточной Азии и главной краевой сейсмогенерирующей структурой, отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит. Разлом трассируется более чем на 1500 км от р. Индигирки до р. Колымы и далее менее надежно до побережья Охотского моря. В задачи исследований входило: сбор и систематизация каталожной информации по сейсмологии участка исследований с 1995 по 2010 гг., сортировка данных по опорным группам волн и отбраковку плохих данных, отработку технологии площадной обработки экспериментальных данных. Качество экспериментальных сейсмологических данных напрямую связано как с плотностью регистрируемой сети, так и энергией землетрясений. В качестве опорных данных для восточной части Якутии выступают экспериментальные данные от землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 11$ , которые регистрируются большинством станций. События с  $K \leq 9$  регистрируются лишь несколькими региональными стационарными станциями и их параметры ( $t_0$ , координаты гипоцентров и др.), зачастую, определяются с большими погрешностями. В качестве исходной предварительной сейсмологической информации рассматривалось 311 событий с энергетическими классами от 8.9 до 11–12. Два землетрясения были с энер-



**Рис. 2.** Распределение количества землетрясений на площади исследований, положение границ плит и профилей ГСЗ.

гетическими классами 13 и 13.2 и одно с  $K = 15.6$  (Рис. 2). Несмотря на невысокую плотность эпицентров, прослеживается приуроченность повышенной плотности событий, полной выделенной энергии землетрясений и крупных событий к границе тектонических плит.

### Литература

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибаяев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных. // Геология и геофизика, Т. 53, № 4, 2012, С. 489–507.
2. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В. Деформация ледового покрова озера Байкал при климатических и приливных воздействиях. // Вестник НГУ. Серия: Математика, механика, информатика. 2012. Т. 12, вып. 4, С. 127–137.
3. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений. // Геодезия и картография, № 8, 2011, С. 35–43.
4. Shestakov N., Gerasimenko M., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V., Bykov V., Kolomiets A., Gerasimov G., Vasilenko N., Prytkov A., Timofeev V., Ardyukov D., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations. // Geophysical Journal International, 2011, 184 (2), p. 529–540.