

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 5 • 2016 • СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Аверкина Т.И., Трофимов В.Т. Типы инженерно-геологических структур территории России . . . . .	3
Божко Н.А., Аду Т.К., Кравцова М.Ю. Палеопротерозойские молассоидные комплексы юго-западной Ганы . . . . .	16
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Киселев В.А., Юрченко А.Ю., Нигмаджанов Т.И. Литолого-геохимическая, петромагнитная и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Ульяновско-Саратовском прогибе в кампане–зеландии . . . . .	27
Громова В.А., Шестакова Т.В., Липатникова О.А. Эколого-геохимическая оценка состояния поверхностных водотоков в зоне влияния хвостохранилища Урупского горно-обогатительного комбината . . . . .	39
Соловьева М.А., Старовойтов А.В., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Хабуев А.В., Токарев М.Ю., Ченский Д.А. История оползневой деструкции склона Кукуйской Гривы (оз. Байкал) по данным сейсмоакустических исследований . . . . .	47
Калмыков А.Г., Мануилова Е.А., Калмыков Г.А., Белохин В.С., Коробова Н.И., Макарова О.М., Козлова Е.В., Хамидуллин Р.А., Шишков В.А., Иванова А.Г. Фосфатсодержащие прослои баженовской свиты как возможный коллектор . . . . .	60
Михайлов Н.Н., Кузьмин В.А., Моторова К.А., Сечина Л.С. Влияние микроструктуры порового пространства на гидрофобизацию коллекторов нефти и газа . . . . .	67
Васильева К.Ю., Бакай Е.А., Ершова Е.Б., Хуснитдинов Р.Р., Худoley А.К., Козлова Е.В., Соловьева С.А. Исследования погружения и термической истории осадочного бассейна Байкитской антеклизы . . . . .	76
Ван Илинъ. Литологический состав и коллекторские свойства нижнеордовикских отложений свиты модягоу на месторождении Табамяо (Бассейн Ордос, КНР) . . . . .	81
Трофимов В.Т. Об итогах инженерно-геологического изучения массивов лёссовых пород Северной Евразии . . . . .	87
<i>Краткие сообщения</i>	
Единин Г.М., Брушков А.В., Игнатов С.Г. Филогенетический анализ микроорганизмов из мерзлых грунтов . . . . .	92
Юрченко А.Ю., Такахата Н., Танака К., Сано Ю. Балужкина Н.С., Калмыков Г.А. Природа рассеянного и конкреционного пирита в верхах абалакской свиты Салымского месторождения (Западная Сибирь) . . . . .	96
<i>Некролог</i>	
Олег Васильевич Япаскурт . . . . .	102

## CONTENTS

Averkina T.I., Trofimov V.T. Types of engineering geological structures of the Russia territory .....	3
Bozhko N.A., Adu T.K., Kravtsova M.Yu. Paleoproterozoic molassoid complexes of SW Chana .....	16
Gabdullin R.R., Samarin E.N., Ivanov A.V., Badulina N.V., Kiselev V.A., Yurchenko A.Yu., Nigmadzhanov T.I. Lithological-geochemical, petromagnetic and paleoecological characteristics of sedimentational conditions for the Ulyanovsk-Saratov foredeep at Campanian–Zelandian time .....	27
Gromova V.A., Shestakova T.V., Lipatnikova O.A. Environmental and geochemical assessment of surface water streams in the impact area of the Urupsky mining plant tailings .....	39
Solovyeva M.A., Starovoytov A.V., Akhmanov G.G., Khlystov O.M., Khabuev A.V., Tokarev M.J., Chensky D.A. The evolution of slump-induced destruction of Kukuy Griva slope (lake Baikal) revealed on the base of the data of seismic and acoustic surveys .....	47
Kalmykov A.G., Manuilova E.A., Kalmykov G.A., Belokhin V.S., Korobova N.I., Makarova O.M., Kozlova E.V., Khamidullin R.A., Shishkov V.A., Ivanova A.G. Bazhenov formation phosphate containing interlayers as potential collectors .....	60
Mikhaylov N.N., Kuz'min V.A., Motorova K.A., Sechina L.S. The influence of the microstructure of the pore space on the hydrophobization oil and gas reservoirs .....	67
Vasilieva K.Yu., Bakay E.A., Ershova V.B., Khusnitdinov R.R., Khudoley A.K., Kozlova E.V., Soloveva S.A. Subsidence and thermal history of Baikit anteclise sedimentary basin .....	76
Wang Yinlin Lithological composition and reservoir properties of Lower Ordovician Majiagou formation in the gas field Tabamiao (Ordos Basin, China) .....	81
Trofimov V.T. About the results of engineering-geological investigation of loess soils massifs of the Northern Eurasia .....	87
<i>Brief communication</i>	
Edidin G.M., Brouchkov A.V., Ignatov S.G. Phylogenetic analysis of microorganisms from permafrost .....	92
Iurchenko A.Iu., Takahata N., Tanaka K., Sano Y., Balushkina N.S., Kalmykov G.A. Origin of scattered and concretionary pyrite in the upper part of Abalak formation within Salym oil field (West Siberia) .....	96
<i>Obituaries</i>	
Oleg Vasilievich Yapaskurt .....	102

УДК 55; 624.131 (035.3)

Т.И. Аверкина<sup>1</sup>, В.Т. Трофимов<sup>2</sup>

## ТИПЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Инженерно-геологические структуры обособляются по сочетанию региональных и зональных геологических факторов. Приведены классификации инженерно-геологических структур Земли и России. Описаны главные инженерно-геологические особенности и закономерности пространственного распределения континентальных субаэральных, континентальных субаквальных, переходных преимущественно субаквальных и океанических преимущественно субаквальных инженерно-геологических мега- и макроструктур, выделенных на территории России.

*Ключевые слова:* инженерно-геологические структуры, классификация, закономерности, Россия.

Engineering geological structures are divided by a combination of regional and zonal geological factors. Classifications of engineering geological structures of the Earth and Russia are submitted. Main engineering geological features and regularities of spatial distribution of continental subaerial, continental subaquatic, transitional predominant subaquatic, and oceanic predominant subaquatic engineering geological mega- and macrostructures of the Russia have been described.

*Key words:* engineering geological structure, classification regularities, Russia.

**Введение.** Содержание понятия «инженерно-геологические структуры» определяется следующим образом: *инженерно-геологические структуры – закономерно организованные объемы литосферы, сформированные под влиянием определенных региональных и зональных геологических факторов и однородные по каким-либо инженерно-геологическим параметрам* [Трофимов, Аверкина, 1996а]. На основе изменения сочетаний региональных и зональных факторов (а следовательно, и соответствующие им инженерно-геологические параметры), перехода от общих к частным факторам, обособлены инженерно-геологические структуры с разными содержанием и иерархическим уровнем. При этом в качестве классификационного признака выступает сложное (двухчленное) основание деления. В нашем случае деление выполнено в 4 этапа, т.е. выделены инженерно-геологические структуры 4-х уровней. В качестве региональной составляющей деления использованы структурно-тектонические признаки, по которым обособляются неотектонические структуры 4-х уровней. Зональными признаками деления являются особенности состояния пород, по ним выделяются геологические климатогенные структуры 4-х уровней. Собственно инженерно-геологические структуры ограничиваются при «наложении» (или «пересечении») неотектонических и геологических климатогенных структур и тоже образуют 4 иерархических уровня (рис. 1).

Структуры 1-го уровня (самые крупные) названы инженерно-геологическими суперструктурами, 2-го уровня — инженерно-геологическими мегаструктурами, 3-го уровня — инженерно-геологическими макроструктурами, 4-го уровня — инженерно-геологическими мезоструктурами [Трофимов, Аверкина, 1996б].

*Инженерно-геологическая суперструктура* — часть литосферы, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены типом глубинного строения земной коры и водно-воздушными условиями поверхностной среды, например, континентальная субаэральная или континентальная субаквальная инженерно-геологические структуры.

*Инженерно-геологическая мегаструктура* — часть инженерно-геологической суперструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены типом строения современного мегарельефа и особенностями фазового состояния воды в породах, например, платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород или орогены с распространением талых и немерзлых пород.

*Инженерно-геологическая макроструктура* — часть инженерно-геологической мегаструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены возрастом заложения тектонических структур и характером площадного развития пород разного состояния,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* averkina@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий кафедрой, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* trofimov@rector.msu.ru

Геологические климатогенные структуры				1-го порядка		
				2-го порядка		
				3-го порядка		
				4-го порядка		
1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка	4-го порядка	инженерно-геологическая мезоструктура		
				инженерно-геологическая макроструктура		
				инженерно-геологическая мегаструктура		
				инженерно-геологическая суперструктура		

Рис. 1. Соотношение таксонов классификации инженерно-геологических структур

например, древний ороген с распространением слабоувлажненных пород или молодая платформа с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород.

*Инженерно-геологическая мезоструктура* — часть инженерно-геологической макроструктуры, однородная по инженерно-геологическим параметрам, которые обусловлены геологическими особенностями верхней части разреза и наличием (или отсутствием) сезонного промерзания (протаивания) пород этой части разреза, например, плита с сезонным промерзанием пород (грунтов) верхней части разреза или щит без сезонного промерзания пород (грунтов) верхней части разреза.

**Классификация инженерно-геологических структур России.** В таблице приведена классификация, которая включает логическое и фактическое множество инженерно-геологических структур Земли [Трофимов, Аверкина, 1999]. Логическое множество — все возможные сочетания неотектонических и геологических климатогенных структур, выделенных в классификации. В действительности не все эти сочетания встречаются на земном шаре. Фактически существующие структуры отмечены в таблице знаком «+».

На территории России, несмотря на ее огромные размеры, выделяются далеко не все типы фактически существующих на Земле инженерно-геологических структур. Так, среди континентальных субаэральные отсутствуют структуры без сезонного промерзания пород. При этом платформенные структуры с распространением многолетнемерзлых пород представлены полным возможным набором. Для горно-складчатых сооруже-

жений любого возраста структуры с распространением многолетнемерзлых пород, а иногда и ледников, тоже весьма характерны. Все российские континентальные рифтогены приурочены к районам распространения многолетней мерзлоты (сплошной или прерывистой) и не выходят в пределы распространения талых и немерзлых пород. Более краток и набор субаэральные переходных и океанических структур. В таблице типы инженерно-геологических структур, встречающиеся на территории России, обозначены знаком «++».

**Континентальные субаэральные инженерно-геологические структуры: особенности и закономерности пространственного распределения. Инженерно-геологические мегаструктуры.** Пространственное распределение континентальных субаэральные и континентальных субаквальных мегаструктур территории России отражено на рис. 2.

На севере и северо-востоке страны господствуют инженерно-геологические мегаструктуры с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Они включают *платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, орогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород и рифтогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород.*

*Платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород* занимают северную часть Тимано-Печорской, север Западно-Сибирской, центральную и северную части Сибирской и всю Яно-Колымскую платформы. Они характеризуются спокойным тектоническим режимом, в условиях которого сформировались хорошо отсортированные, однородные, сложенные устойчивыми минералами осадки. Рельеф преимущественно равнинный. Геокриологические условия суровые. Многолетнемерзлые породы занимают до 95% территории, причем развиты как синкриогенные, так и эпикриогенные льдистые и сильнольдистые грунты, содержащие повторно-жильные и мощные пластовые льды разного генезиса [Трофимов, 2002]. Часто встречаются меж- и подмерзлотные агрессивные криопэги. Чрезвычайно широко развиты разнообразные криогенные процессы и соответствующие им криогенные формы рельефа.

В качестве мегаструктур *орогенов с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород* выступают Пай-Хой и Полярный Урал, Таймыр, Байкало-Патомский ороген, значительная часть Забайкалья, Становой хребет, высокогорья

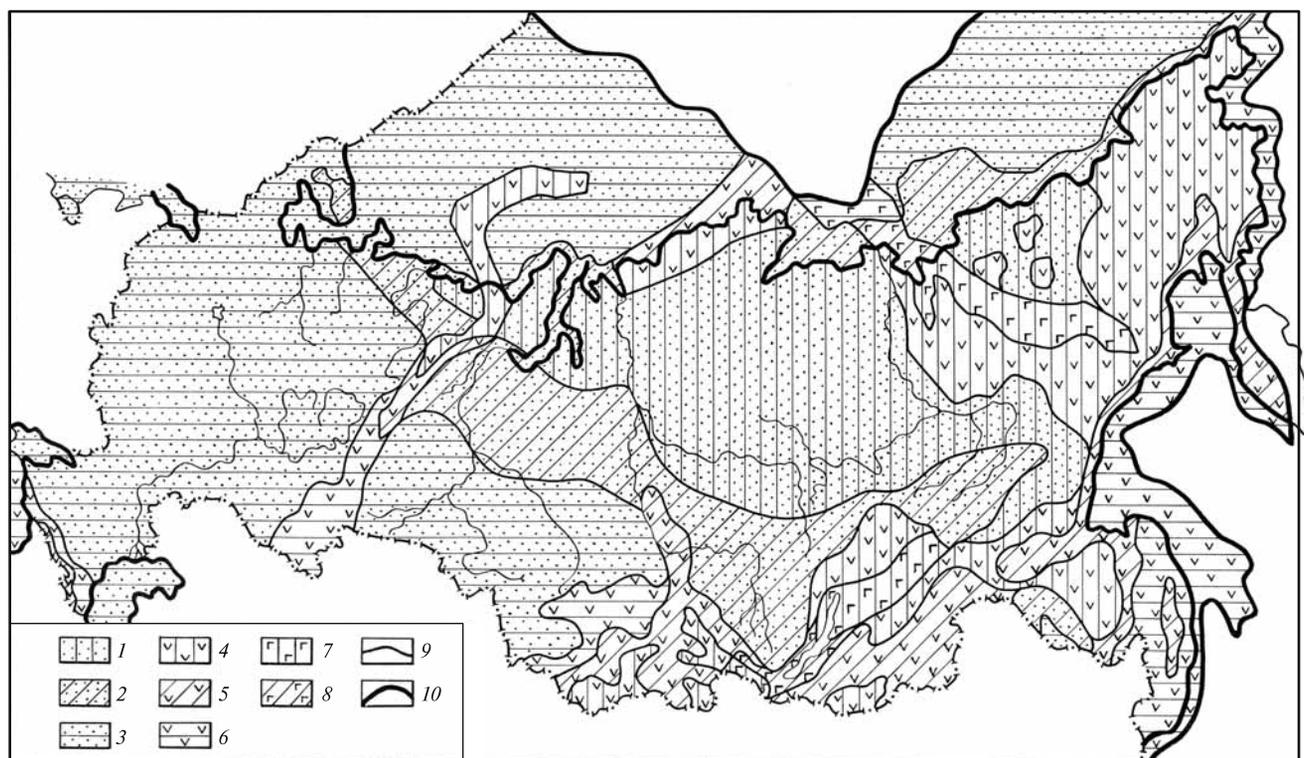


Рис. 2. Карта типов инженерно-геологических мегаструктур России: 1 — платформы с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 2 — платформы с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород (и осадков), 3 — платформы с распространением талых и немерзлых пород (и осадков), 4 — орогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 5 — орогены с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород (и осадков), 6 — орогены с распространением талых и немерзлых пород (и осадков), 7 — рифтогены с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород, 8 — рифтогены с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород (и осадков), 9 — границы инженерно-геологических мегаструктур, 10 — границы инженерно-геологических суперструктур

Алтае-Саянской системы, а также Верхояно-Чукотский, Полоусный, Улахан-Систский и Алазейский орогены. Типичные инженерно-геологические особенности структур этого типа проявляются следующим образом: горный рельеф, в геологическом разрезе преобладают метаморфические и магматические породы с жесткими связями. Мощность многолетнемерзлых (часто морозных) толщ обычно выше, чем на платформах. Водобмен затруднен, широко развиты трещинно-жильные льды. Структуры отличаются повышенной сейсмичностью и активным проявлением гравитационных мерзлотных процессов. На геокриологических условиях орогенов отражается не только широтная зональность, но и высотная поясность — чем южнее расположены горы, тем выше абсолютные отметки, с которых начинается пояс мерзлых пород.

К рифтогенам с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород относится Черско-Момский рифтоген и большая часть Байкальского. Их объединяют следующие типичные черты: прежде всего чрезвычайно высокая современная тектоническая активность, которая связана с растяжением земной коры и сопровождается мощными сбросово-сдвиговыми деформациями. Характерна очень высокая степень сейсмичности (до 10 баллов и выше). В связи с тем, что земная

кора утонена и астеносферный слой расположен близко глубина сейсмических очагов колеблется от 15 до 35–40 км [Хаин, Ломизе, 2010], т.е. преобладают мелкофокусные землетрясения. Геокриологические условия напоминают условия орогенов, но мощность промороженных толщ в них может быть выше из-за большой глубины расчленения рельефа.

Описанный ряд структур, общей особенностью которых является сплошное распространение многолетнемерзлых пород, в субширотном направлении, а точнее в юго-западном, сменяется вторым рядом структур, для которых характерно совместное распространение многолетнемерзлых и талых пород. На западе это мегаструктуры платформ с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, которые занимают центральную и приморскую части возвышенности Кейвы, Хибины, крайнюю северную часть Восточно-Европейской и центральную часть Тимано-Печорской платформ. За Уралом к этому же типу мегаструктур относятся центральная часть Западно-Сибирской и южная часть Сибирской платформ, а также часть Зeya-Буреинской платформы на Дальнем Востоке. Геологический разрез и рельеф этих структур такие же, как на вышеописанных платформах с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Для



Таблица

Земли и территории России

Континентальные											Переходные					Океанические						
орогены								рифтогены			континентальные окраины					платформы	орогены		рифтогены			
											пассивные		активные									
молодые (MZ-KZ <sub>1</sub> )				древние (AR-PZ)				новейшие (KZ <sub>2</sub> )			молодые (MZ-KZ <sub>1</sub> )		новейшие (KZ <sub>2</sub> )			молодые (MZ-KZ)		молодые и новейшие (MZ-KZ)		новейшие (KZ <sub>2</sub> )		
массивы	складчатые системы	вулканические системы	впадины	массивы	складчатые системы	вулканические системы	впадины	складчатые системы	вулканические системы	впадины	материковые склоны	материковые склоны	аваншельфы	островные дуги	глубоководные котловины	глубоководные желоба	плиты	высокоподнятые	слабо- и умеренно-поднятые	поднятия	впадины	
+	++	+	++	++	++	+	+	++	+	++	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	
++	++	++	++	+	++	+	++	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	
+	+	++	+	+	++	+	+	++	+	++	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	
+	++	+	++	+	++	++	+	+	+	+	-	-	-	++	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	++	-	-	-	+	+	+	+	
-	-	-	+	++	++	+	++	-	-	++	-	-	-	++	-	-	-	-	+	-	+	
-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	+	
+	++	++	++	+	++	+	++	+	+	+	-	-	-	++	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
+	++	+	+	+	++	+	+	++	+	++	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	++	+	+	+	++	++	+	++	-	-	-	++	-	-	-	+	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	++	++	+	++	+	++	+	++	++	++	++

этих структур характерно сложное пространственное сочетание массивов многолетнемерзлых и талых грунтов. Среди многолетнемерзлых преобладают эпигенетически промерзшие толщи, нередко встречаются участки с несливающейся мерзлотой. С севера на юг число многолетнемерзлых массивов уменьшается. Активно протекают криогенные и посткриогенные процессы [Трофимов, 2002].

Склоны Полярного и Приполярного Урала, а также наиболее возвышенная часть Среднего Урала относятся к инженерно-геологической мегаструктуре *орогена с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород*. В Горном Алтае пояс мегаструктур такого же типа выделяется на отметках от 2300 до 2700 м, в Восточных Саянах — от 1800 до 2100 м, в Забайкалье — от 1200 до 2000 м [Основы геокриологии, 1998]. Аналогичные структуры развиты на Дальнем Востоке в узкой полосе, прилегающей к Охотскому морю, на Камчатке, в центральной наиболее возвышенной части Сихотэ-Алиня, а также на Северном Кавказе на отметках выше 2700 м. Рельеф и геологический разрез, типичный для орогенов, описан выше для орогенов с практически сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Особенность этих структур — чередование массивов многолетнемерзлых и талых грунтов, с увеличением высоты число и размеры мерзлых массивов увеличиваются. Характерна повышенная сейсмическая активность, преобладают гравитационные процессы: лавины, курумы, осыпи, обвалы, оползни.

Центральная часть Байкальского рифтогена относится к инженерно-геологической мегаструктуре *рифтогена с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород*. Ее отличают высокая тектоническая активность, мощные сбросово-сдвиговые деформации, очень высокая степень сейсмичности (до 10 баллов и выше). Геокриологические условия аналогичны условиям орогенов с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород.

Рассмотренные два ряда инженерно-геологических мегаструктур на севере и северо-востоке России в совокупности представляют собой один из самых обширных регионов криолитозоны земного шара. На остальной территории, за пределами распространения многолетнемерзлых пород, развиты инженерно-геологические мегаструктуры *платформ с распространением талых и немерзлых пород* и *орогенов с распространением талых и немерзлых пород*. Их инженерно-геологические условия в целом более благоприятны для хозяйственной деятельности, чем у предыдущих типов мегаструктур.

На *платформах с распространением талых и немерзлых пород* геологический разрез и рельеф типичны для платформ (описаны выше). Водообмен свободный, подземные воды пластового типа.

Набор экзогенных процессов достаточно разнообразный, особенно широко развита эрозия.

Пояс *орогенов с распространением талых и немерзлых пород* в разных горных сооружениях выделяется на разной высоте, причем чем южнее, тем выше. Рельеф и геологический разрез описаны выше. Основные пути миграции подземных вод связаны с дизъюнктивными нарушениями и зонами выветривания. Сейсмическая активность высокая. Среди экзогенных процессов преобладают гравитационные (осыпи, обвалы, оползни).

**Инженерно-геологические макроструктуры.** На северо-востоке России, в пределах криолитозоны на предыдущем уровне были выделены два параллельных ряда или две цепи инженерно-геологических мегаструктур, сменяющихся в субширотном направлении. Первый ряд отличается сплошным распространением многолетнемерзлых пород и на уровне макроструктур среди платформ разделяет главным образом по возрасту заложения структур. В орогенах, помимо возраста, деление связано с наличием ледников в сочетании с многолетнемерзлыми породами. Второй ряд, характеризующийся совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород, на уровне макроструктур расчленяется не только по возрасту, но и по особенностям состояния пород и в свою очередь делится на два ряда структур — с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород и с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород. Примечательно, что широтная зональность играет решающую роль не только на платформах, но и в орогенных структурах Северо-Востока, как бы затушевывая высотную поясность.

Крайний север и северо-восток России занимают макроструктуры *молодых платформ с распространением многолетнемерзлых пород* (северная часть Тимано-Печорской, север Западно-Сибирской и вся Яно-Колымская платформа), *древней платформы с распространением многолетнемерзлых пород* (центральная и северная части Сибирской платформы), *древних орогенов с распространением многолетнемерзлых пород* или *ледников и многолетнемерзлых пород* (Полярный Урал, Таймыр, Алтай выше 2700 м, Саяны выше 2000 м, Байкало-Патомский ороген, Становой хребет и горы Забайкалья), *молодых и древних орогенов с распространением многолетнемерзлых пород* или *ледников и многолетнемерзлых пород* (Пай-Хой, Верхояно-Чукотский, Полоусный, Улахан-Систский, Алазейский). В этот же ряд вписываются Момский рифтоген и большая часть Байкальского *нового рифтогена с распространением многолетнемерзлых пород*.

*Макроструктуры молодых платформ с распространением многолетнемерзлых пород* обладают равнинным, часто низменным рельефом. Повсемест-

но развит осадочный чехол, который, в отличие от древних платформ, существенно дислоцирован, так как нередко наследует складки фундамента; 90–95% площади занимают криогенные толщи, которые имеют мощность до 500–600 м и среднегодовую температуру от  $-2$  до  $-15$  °С. Породы нередко засолены, особенно в пределах приморских низменностей. Под глубокими непромерзающими озерами и руслами крупных рек встречаются несквозные и сквозные талики. Характерны многочисленные залежи пластовых льдов, мощность которых доходит до 8–10 м, а в исключительных случаях до 40 м и более. Водообмен затруднен. Подмерзлотные воды обычно соленые. Значительные площади поражены термокарстом, широко развито заболачивание, морозное пучение и другие мерзлотные процессы.

У древних платформ с распространением многолетнемерзлых пород рельеф имеет более сложное строение и представляет собой чередование возвышенностей (или даже низких глыбовых гор) и низменностей. На отдельных участках фундамент приподнят или даже выведен на поверхность, на других — погружен. Мощность мерзлых толщ здесь обычно выше, чем на молодых платформах, в исключительных случаях может доходить до 1000 м и более. Кроме того, значительно шире представлены в разрезе скальные грунты, которые нередко находятся в морозном состоянии.

Макроструктуры древних орогенов с распространением многолетнемерзлых пород (или ледников и многолетнемерзлых пород) в рельефе выражены как глыбовые горы, в значительной степени выветрелые и разрушенные. Они пережили несколько циклов орогенеза, поэтому их структура дислоцирована сильнее и сложнее, чем у более молодых горных сооружений. В целом характеризуются суровыми условиями. Мощность мерзлых (и морозных) толщ обычно выше, чем в платформенных условиях, и составляет 1000 м и более. Температура пород тоже более низкая ( $-10$  °С и ниже). Криолитозона прерывается только на участках активных глубинных разломов. Талики под реками и озерами чаще всего несквозные. Среди мерзлотных процессов преобладают курумы и солифлюкция.

Пай-Хой, Верхояно-Чукотский, Полоусный, Улахан-Систский и Алазейский орогены проморожены повсеместно и выступают как молодые или древние орогены с распространением многолетнемерзлых пород (или ледников и многолетнемерзлых пород). Они пережили меньше циклов орогенеза, чем древние орогены, поэтому в рельефе выражены как сводово-глыбовые образования, а слагающие их породы менее разрушены, поэтому мощность выветрелой зоны меньше. В остальном они мало отличаются от древних орогенов.

В макроструктурах Момского и Байкальского рифтогенов с распространением многолетнемерзлых пород мощность мерзлоты несколько выше, чем в

орогенах, — более 1000 м. Это объясняется более резким расчленением рельефа в рифтовых зонах, большим перепадом высот. Другая характерная особенность рифтов — очень высокая сейсмичность, до 8–10 баллов.

Макроструктуры с распространением многолетнемерзлых пород в юго-западном направлении сменяются макроструктурами с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород, которые, в свою очередь сменяются макроструктурами с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород. Инженерно-геологические условия этих типов структур отличаются наибольшей сложностью и разнообразием.

Древние платформы с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород на западе представлены двумя фрагментами Восточно-Европейской платформы (центральная часть возвышенности Кейвы и север Мезенской низменности), а на востоке — южной частью Сибирской платформы. Многолетнемерзлые образования занимают здесь от 30 до 95% площади. С севера на юг число многолетнемерзлых массивов и их площадь уменьшаются. Мощность мерзлых толщ также сокращается с севера на юг от 100 м до нескольких десятков метров. Среднегодовая температура пород обычно составляет от 0 до  $-2$  °С. Грунтовые воды талых отложений залегают на небольшой глубине. Активно протекают криогенные, а особенно посткриогенные процессы.

В пределах макроструктур древних платформ с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород (Хибины, приморская часть возвышенности Кейвы, юг Мезенской низменности и южная оконечность Сибирской платформы) на мерзлые толщи приходится меньше 30% площади. Их мощность изменяется от 10–50 м до нескольких метров, температура — от 0 до  $-1$  °С. Талые четвертичные породы обычно сильно увлажнены, обладают повышенной сжимаемостью. Грунтовые воды талых отложений залегают на небольшой глубине. Наряду с криогенными и посткриогенными проявляются эрозионные и оползневые процессы. Территория сильно заболочена и заозерена.

Макроструктуры молодых платформ с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород выделяются на севере Тимано-Печорской, в средней части Западно-Сибирской и на севере Зей-Буреинской платформ. В пределах структур этого типа с севера на юг мощность многолетнемерзлых пород сокращается от 100–150 м (иногда 200–300 м) до 20–50 м. Температура пород варьирует от  $-3$  до 0 °С. Характерная особенность — двухслойное строение мерзлой толщи. Глубина залегания реликтового слоя изменяется от 20–50 до 100–200 м. Талые четвертичные отложения обычно сильно увлажнены, обладают повышенной сжимаемостью. Грунтовые воды талых

пород залегают на небольшой глубине. Активно протекают криогенные и особенно посткриогенные процессы.

На *молодых платформах с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород* (центральная часть Тимано-Печорской, центральная часть Западно-Сибирской и часть Зeya-Буреинской платформ) мощность мерзлоты изменяется от 10–50 м до нескольких метров, температура от 0 до –1 °С. Талые четвертичные грунты обычно сильно увлажнены, обладают повышенной сжимаемостью. Грунтовые воды талых участков залегают на небольшой глубине. Наряду с криогенными и посткриогенными проявляются эрозионные и оползневые процессы. Территория сильно заболочена и заозерена.

В качестве макроструктур *древних орогенов с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород* выделены склоновые части Полярного и Приполярного Урала, наиболее возвышенная часть Среднего Урала, Горный Алтай на отметках от 2300 до 2700 м, Восточные Саяны на отметках от 1800 до 2100 м и горы Забайкалья на отметках от 1200 до 2000 м. Мощность мерзлых (и морозных) толщ изменяется здесь от нескольких сотен до нескольких десятков метров. Рыхлые отложения сильнольдистые, а в талом состоянии сильноувлажненные. Широко развиты склоновые процессы, в том числе мерзлотные.

Низкогорья Среднего Урала до широты 59°, низкогорья Саян и Забайкалья, а также часть низкогорий Алтая рассматриваются как инженерно-геологические макроструктуры *древних орогенов с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород*. Мощность мерзлых (и морозных) толщ от высоких отметок к низким уменьшается от нескольких десятков метров до нескольких метров, а температура, наоборот, увеличивается. Рыхлые отложения сильнольдистые, а в талом состоянии сильноувлажненные. Наряду с трещинно-жильными льдами развиты трещинно-жильные и трещинные подземные воды. Широко развиты склоновые и эрозионные процессы, в том числе мерзлотные.

В узкой полосе Верхояно-Чукотского орогена, прилегающей к Охотскому морю, выделяется макроструктура *молодого орогена с массивно-островным и островным распространением многолетнемерзлых пород*. От высоких отметок к низким здесь уменьшается мощность мерзлых и морозных толщ (от нескольких сотен до нескольких десятков метров) и увеличивается их среднегодовая температура. Широко развиты склоновые процессы, доля мерзлотных процессов сокращается.

В осевой части Сихотэ-Алиня выделяется макроструктура *молодого орогена с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород*. В ней многолетнемерзлые массивы занимают меньшую площадь (менее 30%), чем в предыдущем типе,

имеют меньшую мощность (от нескольких десятков до нескольких метров) и более высокую температуру пород.

Центральная и Западная Камчатка рассматриваются как структуры *новейшего орогена с массивно-островным (и островным) и редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород*.

Высокогорная часть Северного Кавказа (выше 2700 м) — *новейший ороген с редкоостровным распространением ледников и многолетнемерзлых пород*. В настоящее время здесь насчитывается 1359 ледников.

За пределами криолитозоны в равнинных условиях начинается полоса структур с распространением талых и немерзлых сильноувлажненных пород с массивами увлажненных, которые затем сменяются структурами с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных. Сюда входят инженерно-геологические макроструктуры *древней* (северная половина Восточно-Европейской платформы) и *молодых* (юг Тимано-Печорской, центр Западно-Сибирской, юг Зeya-Буреинской) платформ с распространением *сильноувлажненных пород с массивами увлажненных* и макроструктуры *древней* (южная половина Восточно-Европейской платформы) и *молодых* (Скифская, юг Западно-Сибирской) платформ с распространением *слабоувлажненных пород с массивами увлажненных*.

Макроструктура *древней платформы с распространением сильноувлажненных пород с массивами увлажненных* как тип характеризуется следующими инженерно-геологическими чертами. Рельеф и геологический разрез типичные для всех древних платформ (описаны выше). Подземные воды преимущественно пластового типа. Территория отличается избыточным атмосферным увлажнением, из чего вытекает специфическая особенность грунтов — их сильное увлажнение, консистенция глинистых разностей пластичная, часто скрытотекучая. Грунтовые воды залегают на небольшой глубине. Чрезвычайно широко развиты озера, крупные площади заболочены. Характерны эрозионные процессы и оползневые на склонах долин и оврагов, при определенных условиях развивается карст.

Макроструктура *древней платформы с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных* от предыдущего типа принципиально отличается недостаточной степенью атмосферного увлажнения. Глинистые и лёссовые породы в верхней части разреза имеют здесь преимущественно твердую и полутвердую консистенцию. Несущая способность этих грунтов гораздо выше, чем у грунтов сильноувлажненных. Породы местами сильно засолены, содержат значительное количество карбонатов. Грунтовые воды залегают достаточно глубоко. Широко развиты эоловые процессы и просадки в лессах.

Макроструктуры *молодых платформ с распространением сильноувлажненных пород с массивами увлажненных* характеризуются рельефом и геологическим разрезом, как у всех молодых платформ. Подземные воды преимущественно пластового типа. Грунтовые воды залегают на небольшой глубине. Широко развиты озера, обширные площади заболочены. Характерны эрозионные процессы и оползневые на склонах долин и оврагов.

На *молодых платформах с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных* в верхней части разреза преобладают слабоувлажненные грунты. Породы местами сильно засолены, содержат значительное количество карбонатов. Грунтовые воды залегают достаточно глубоко. Широко развиты эоловые процессы и просадки в лёссах.

В орогенах любого возраста на отметках ниже границы многолетней мерзлоты выделяются инженерно-геологические макроструктуры с преимущественным распространением слабоувлажненных пород, но в отдельных случаях и с распространением сильноувлажненных пород.

Низкогорья Среднего Урала рассматриваются как макроструктура *древнего орогена с распространением сильноувлажненных пород с массивами увлажненных*. Это выровненные глыбовые горы, на которых в условиях избыточного атмосферного увлажнения в верхней части разреза грунты также сильно увлажнены. Из экзогенных процессов наиболее распространены эрозионные и оползневые.

Южный Урал, западная часть низкогорного Алтая относятся к макроструктурам *древних орогенов с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных*. Эти горные сооружения тоже сильно разрушены и имеют выровненный рельеф, но расположены совсем в других условиях атмосферного увлажнения. Однако, несмотря на слабоувлажненное состояние грунтов в верхней части разреза, здесь проявляются эрозионные и оползневые процессы (в основном в периоды ливневых дождей), а также осыпные и реже обвальные.

Сихотэ-Алинь ниже границы многолетней мерзлоты относится к категории *молодой ороген с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных*, а прибрежная низменная часть Западной Камчатки — к категории *новейший ороген с распространением сильноувлажненных пород с массивами увлажненных*. В пределах Северного Кавказа ниже 2700 м выделяется макроструктура *новейшего орогена с распространением слабоувлажненных пород с массивами увлажненных*. Это глубокорасчлененные сводово-складчатые горы. Слагающие их преимущественно магматические и метаморфические породы сильнодислоцированные, но относительно слабобыветрелые. Тектоническая активность этих структур до сих

пор остается высокой, поэтому они отличаются повышенной сейсмичностью. Среди экзогенных процессов наибольшую опасность представляют осыпи, обвалы, лавины и сели.

**Континентальные субаквальные инженерно-геологические структуры: особенности и закономерности их пространственного распределения.** Континентальные субаквальные инженерно-геологические структуры приурочены к подводным продолжениям материков. Их ширина изменяется от нескольких сотен метров до нескольких сотен и даже тысяч километров. Отдельные участки приподняты и выходят на поверхность в виде островов, которые рассматриваются в качестве континентальных субаэральных включений.

Северный шельф России простирается в сторону Северного Ледовитого океана на расстояние более 1000 км, охватывая акватории Баренцева, Белого, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Дальневосточные шельфы, Балтийское, Азовское и Черноморское подводные продолжения континента значительно более узкие, чем шельф Северного Ледовитого океана.

**Инженерно-геологические мегаструктуры.** Их пространственное распределение на Балтийском и Азово-Черноморском шельфах России повторяет характер распространения соответствующих субаэральных структур, т.е. структур, подводным продолжением которых они являются. В Балтийском и Азовском морях это инженерно-геологические мегаструктуры *платформ с распространением талых и немерзлых пород и осадков*, в Черном — мегаструктура *орогена с распространением талых и немерзлых пород и осадков* (рис. 2). Акватория Каспийского моря у берегов России относится к мегаструктуре *платформы с распространением талых и немерзлых пород и осадков*.

На северном шельфе наблюдается несколько иная ситуация. Крайний северо-восток шельфа сложен древней Гиперборейской платформой, которая полностью погружена под воду и не имеет границы с сушей. Аналогичная ситуация на северо-западе, где молодая Печоро-Баренцевская платформа сменяется древней полностью подводной Северо-Баренцевской (Северно-Баренцево-Карской) платформой.

Субаквальные инженерно-геологические мегаструктуры, примыкающие к европейской части России, — в основном *платформы и орогены с распространением талых и немерзлых пород и осадков*. Благодаря теплым морским течениям какое-либо промерзание пород и осадков исключено. Лишь в прибрежной части Печорского моря зафиксированы острова многолетнемерзлых пород. За Уралом на границе со структурами суши выделяются инженерно-геологические *мегаструктуры платформ и орогенов с совместным распространением многолетнемерзлых пород и осадков*, которые при удалении от берега сменяются *инженерно-*

геологическими мегаструктурами платформ с распространением талых и немерзлых пород и осадков. В первых острова мерзлоты (реликтовой) распределены по площади неравномерно — чем дальше от берега, тем их меньше. Непосредственно у берега развиты современные многолетнемерзлые породы. Они образуют узкую, часто непрерывную полосу (козырьки продолжающейся с суши мерзлоты), которая в этом масштабе в качестве отдельной структуры со сплошным распространением многолетнемерзлых пород не выделяется.

Довольно сложное строение имеет шельф в пределах моря Лаптевых. Вблизи береговой линии обособляется инженерно-геологическая мегаструктура рифтогена с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород и осадков, а затем инженерно-геологическая мегаструктура рифтогена с распространением талых и немерзлых пород и осадков.

У берегов Таймыра и Чукотки выделяются подводные инженерно-геологические мегаструктуры орогенов с совместным распространением многолетнемерзлых и талых пород и осадков.

Шельфы дальневосточных морей относятся к инженерно-геологическим мегаструктурам орогенов с распространением талых и немерзлых пород и осадков.

**Инженерно-геологические макроструктуры.** Шельф Балтийского моря относится к инженерно-геологической макроструктуре древней платформы с распространением сильноувлажненных пород и осадков. В Азовском море подводное продолжение континента слагают макроструктуры древней и молодой платформ с распространением сильноувлажненных пород и осадков, а в российском секторе Черного моря — новейший ороген с распространением сильноувлажненных пород и осадков. Российская часть Каспийского шельфа объединяет инженерно-геологические макроструктуры древней платформы и молодой платформы с распространением сильноувлажненных пород и осадков.

На огромной площади Арктического шельфа России выделяются инженерно-геологические макроструктуры древних и молодых платформ с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков, древних и молодых орогенов с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков, новейших рифтогенов с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков, древних и молодых платформ с распространением сильноувлажненных пород и осадков, новейших рифтогенов с распространением сильноувлажненных пород и осадков.

Макроструктуры с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков приурочены к прибрежной полосе морей Печорского, Карского, Лаптевых, Чукотского и Восточно-Сибирского. В северном направлении они сменяются макроструктурами с распространением

сильноувлажненных пород и осадков, чем дальше от берега, тем меньше вероятность развития островов многолетней мерзлоты.

Крайний северо-восток Арктического шельфа слагает макроструктура древней Гиперборейской платформы с распространением сильноувлажненных пород и осадков. Она, как отмечено выше, полностью погружена под воду и не имеет границы с территорией суши.

Острова Колгуев, Гуляевские Кошки, западные острова Северной Земли, практически все Новосибирские о-ва и о. Врангеля — включения субэкринных структур, надводные макроструктуры молодой платформы с распространением ледников и многолетнемерзлых пород или только многолетнемерзлых пород. Прилегающие к ним подводные участки можно рассматривать как макроструктуры молодой платформы с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков.

Новая Земля и о. Вайгач — выход на поверхность совершенно иной структуры — молодого орогена с распространением ледников (о. Новая Земля) и многолетнемерзлых пород. Их окаймляют узкие подводные макроструктуры древних орогенов с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков. Такая же подводная макроструктура выделяется у берегов Таймыра. В пределах восточных островов Северной Земли ороген выходит на поверхность, здесь выделяются надводные макроструктуры древних орогенов с распространением ледников и многолетнемерзлых пород.

У северного побережья Чукотки выделяется узкая подводная инженерно-геологическая мегаструктура молодого орогена с островным распространением многолетнемерзлых пород и осадков. На шельфе Берингова и Японского морей полосой протягиваются макроструктуры молодых орогенов с распространением сильноувлажненных пород и осадков. Прибрежная часть Охотского моря делится на три макроструктуры — новейшего орогена с распространением сильноувлажненных пород и осадков (Западно-Камчатский шельф), древнего орогена с распространением сильноувлажненных пород и осадков (Шантарский шельф) и молодого орогена с распространением сильноувлажненных пород и осадков (основная часть Охотско-Японского шельфа).

Остров Сахалин — континентальное субэкринное включение на фоне подводных структур. Он относится к макроструктуре молодого орогена с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород.

**Переходные, преимущественно субаквальные инженерно-геологические структуры: особенности и закономерности пространственного распределения.** Переходные преимущественно субаквальные инженерно-геологические структуры занимают пространство между континентами и океанами. Ширина этой зоны изменяется от нескольких километров до нескольких тысяч километров, а

морская глубина в направлении океанов нарастает от 100–200 до 1500–4000 м и на отдельных участках опускается еще ниже. Несмотря на столь внушительную глубину, структуры, слагающие переходные зоны, иногда выходят на поверхность в виде островов. В этом случае на уровне инженерно-геологических макроструктур и мезоструктур они рассматриваются в качестве *переходных субаэральных включений*.

**Инженерно-геологические мегаструктуры.** На этом иерархическом уровне переходные структуры разделяются всего на два типа инженерно-геологических мегаструктур: 1) пассивные континентальные окраины с распространением талых и немерзлых пород и осадков, 2) активные континентальные окраины преимущественно с распространением талых и немерзлых пород и осадков. Различие между ними заключается прежде всего в тектонической активности. По состоянию пород и осадков верхней части разреза они однотипны, это объясняется тем, что континентальные окраины, как правило, перекрыты мощной толщей воды, которая нивелирует действие зональных климатических факторов. Исключение составляют острова — выходы островных дуг на поверхность, но они рассматриваются как субаэральные включения только на следующих иерархических уровнях.

*Пассивная континентальная окраина с распространением талых и немерзлых пород и осадков* выделяется в Северном Ледовитом океане. Ее начало совпадает с началом перегиба океанического рельефа и нарастания морской глубины от 200 м (граница шельфа) до 2–3 км. Окраина характеризуется достаточно простым строением и имеет отчетливо выраженный уклон в сторону океана. На современном этапе развития отличается спокойным тектоническим режимом.

У восточной границы России выделяется *активная континентальная окраина преимущественно с распространением талых и немерзлых пород и осадков*. Это северо-западный фрагмент самой обширной и сложнопостроенной Тихоокеанской окраины (рис. 3). Ее рельеф сильно расчленен, резко изменяется на небольшом расстоянии, соответственно в ее пределах резко изменяется глубина акваторий. Вместе с тем на отдельных участках структура выходит на поверхность в виде островов, но на этом иерархическом уровне они не учитываются.

В тектоническом плане активные континентальные окраины полностью оправдывают свое название — это самые подвижные области Земли. Именно они в рамках старой геологической

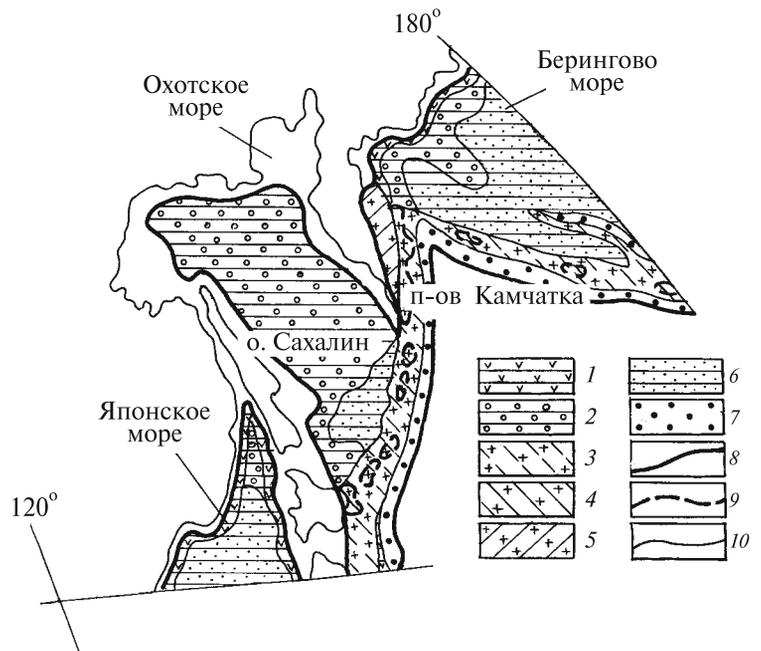


Рис. 3. Схема типов инженерно-геологических мезоструктур Западно-Тихоокеанской активной континентальной окраины (у берегов России): 1 — материковые склоны без сезонного промерзания пород и осадков, 2 — аваншельфы без сезонного промерзания пород и осадков, 3 — островные дуги с сезонным промерзанием пород и осадков на мелководьях, 4 — островные дуги с сезонным промерзанием пород, 5 — островные дуги с сезонным промерзанием и протаиванием пород, 6 — глубоководные котловины без сезонного промерзания пород и осадков, 7 — границы инженерно-геологических суперструктур, 8 — границы инженерно-геологических мегаструктур, 9 — границы инженерно-геологических макроструктур, 10 — границы инженерно-геологических мезоструктур

парадигмы рассматривались как действующие геосинклинали. В соответствии с современными представлениями активные окраины — зоны конвергенции литосферных плит, зоны субдукции. Мощный процесс субдукции сопровождается высочайшей сейсмичностью, интенсивной вулканической деятельностью, складчато-надвиговыми деформациями и метаморфизмом.

**Инженерно-геологические макроструктуры.** На уровне инженерно-геологических макроструктур, которые выделяются по возрасту заложения и особенностям состояния пород, все пассивные континентальные окраины с распространением талых и немерзлых пород на части не разделяются. Окраина Северного Ледовитого океана в тех же границах рассматривается в качестве макроструктуры *молодой с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней части разреза*. Эта структура образовалась в процессе распада суперконтинента Пангея, начавшегося около 200 млн лет назад, приурочена к молодому океану, по возрасту заложения, как все пассивные окраины, датируется как молодое, мезозойско-раннекайнозойское образование. Будучи повсеместно погруженной под воду, пассивная окраина не разделяется и по состоянию пород и осадков верхней части разреза, так как оно всюду одинаковое.

Активные континентальные окраины с распространением талых и немерзлых пород, как и пассивные окраины, по возрасту заложения не расчленяются, но возраст у них более молодой — позднекайнозойский. Что касается состояния пород, то в этом отношении активные окраины принципиально отличаются от пассивных. На отдельных участках они выходят на поверхность в виде островов, которые с этого иерархического уровня учитываются и рассматриваются как включения *переходных субаэральных инженерно-геологических макроструктур*. Пример таких включений — Курильские о-ва и Восточная Камчатка. Примечательно, что в пределах этих надводных структур могут быть распространены массивы многолетнемерзлых пород, в целом не характерные для континентальных окраин. Таким образом, острова относятся либо к макроструктурам *новейшим с распространением слабоувлажненных пород в верхней части разреза*, либо к макроструктурам *новейшим с редкоостровным распространением многолетнемерзлых пород*, а Восточная Камчатка — к *новейшим с редкоостровным распространением ледников и многолетнемерзлых пород*. Подводные части активной окраины рассматриваются как инженерно-геологические макроструктуры *новейшие с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней части разреза*.

**Океанические, преимущественно субаквальные инженерно-геологические структуры: особенности и закономерности пространственного распределения.** В состав России входит часть только одного океана — Северного Ледовитого (или Арктического). Это самый небольшой и мелководный и наименее изученный океан нашей планеты. Почти половина его площади в географических границах приходится на шельфы — подводные продолжения материков. Кроме того, и за пределами шельфа, уже внутри собственно океана выделяются несколько крупных поднятий, представляющих собой фрагменты континентальных структур. Дно океана лежит на глубине до 3–4 км, реже до 5 км.

**Инженерно-геологические мегаструктуры.** В примыкающей к России части Северного Ледовитого океана однозначно можно выделить три типа океанических инженерно-геологических мегаструктур: платформы с распространением талых и немерзлых пород и осадков, орогены с распространением талых и немерзлых пород и осадков, рифтоген с распространением талых и немерзлых пород и осадков. По проявлению зональных геологических факторов эти структуры не отличаются. Они все подводные, на дне породы и осадки находятся в охлажденном состоянии [Основы геокриологии, 1998]. (Возможно, где-то есть острова, на которых развита многолетняя мерзлота, но пока таких сведений нет.)

Инженерно-геологическая мегаструктура *рифтогена с распространением талых и немерзлых по-*

*род и осадков* соответствует спрединговому хребту Гаккеля, который в зарубежной литературе часто называется хр. Гаккеля–Нансена. Хребет расположен в Восточном полушарии, пересекает Северный Ледовитый океан с запада на восток. На западе он является продолжением Срединно-Атлантического хребта, а на востоке смыкается с континентальной рифтовой системой шельфа моря Лаптевых. Как во всех океанических рифтогенах, в пределах хребта Гаккеля происходит раздвиг литосферных плит (спрединг). Типичная особенность — наличие многочисленных поперечных разломов [Хаин, Ломизе, 2010].

Океанические *орогены с распространением талых и немерзлых пород и осадков* представлены в рассматриваемом секторе Арктики одной небольшой структурой — плато Ермак. Оно расположено в западной части океана. Значительно крупнее и выше хребты Ломоносова, Менделеева и Чукотское поднятие, но их считают не океаническими, а континентальными структурами, которые откололись от материка, рассматриваются они как включения континентальных *платформ с распространением талых и немерзлых пород и осадков*.

Все пространство океана за пределами поднятий и хребтов принадлежит мегаструктурам океанических *платформ с распространением талых и немерзлых пород и осадков*.

**Инженерно-геологические макроструктуры.** Все инженерно-геологические мегаструктуры Северного Ледовитого океана на следующем иерархическом уровне на части не разделяются, а в тех же границах выступают как инженерно-геологические макроструктуры. Это связано с тем, что они не дифференцируются по возрасту и не отличаются по состоянию пород.

Фундамент макроструктур *молодых платформ с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней части разреза* сложен мезозойскими базальтами. Образование Северного Ледовитого океана началось не ранее поздней юры и происходило в пределах территории, представлявшей перед этим преимущественно платформенную сушу.

Плато Ермак относится к категории *орогенов молодых и новейших нерасчлененных с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней части разреза*. Срединный хр. Гаккеля представляет собой макроструктуру *рифтогена новейшего с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней части разреза*. Он начал формироваться в самом конце палеоцена—начале эоцена в ходе спрединга, который развивался с разной скоростью.

Хребты Ломоносова, Менделеева и Чукотское плато, будучи фрагментами континента, относятся к инженерно-геологическим макроструктурам континентальных *древних платформ с распространением сильноувлажненных пород и осадков в верхней*

*части разреза*, соответственно, их типичные черты ближе к таковым у материковых шельфовых структур, чем у молодых океанических платформ.

**Заключение.** Приведена только самая общая инженерно-геологическая характеристика разных типов инженерно-геологических структур, вы-

деленных на территории России. Каждый тип представлен несколькими региональными единицами, имеющими, кроме этих общих черт, свои специфические особенности, которые делают их индивидуальными. Однако рассмотреть их в рамках статьи не представляется возможным.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.

*Трофимов В.Т.* Зональность инженерно-геологических условий континентов Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002.

*Трофимов В.Т., Аверкина Т.И.* К введению понятия «инженерно-геологические структуры» // Геозкология. 1996а. № 5. С. 100–105.

*Трофимов В.Т., Аверкина Т.И.* Инженерно-геологические структуры: иерархия, типы, парагенетические ряды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996б. № 4. С. 15–26.

*Трофимов В.Т., Аверкина Т.И.* Многообразие инженерно-геологических структур Земли // Геозкология. 1999. № 2. С. 157–163.

*Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во КДУ, 2010.

Поступила в редакцию  
23.03.2016

УДК 551.243

Н.А. Божко<sup>1</sup>, Т.К. Аду<sup>2</sup>, М.Ю. Кравцова<sup>3</sup>

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МОЛАССОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГАНЫ

На основе анализа опубликованных и собственных данных рассмотрены литология, условия осадконакопления, особенности тектонической эволюции и минерализация молассоидных образований юго-западной части Ганы, выполняющих структуры Тарква и Буи, расположенные в пределах палеопротерозойского Биримского орогенического пояса. Сделан вывод о формировании этих образований в геодинамических условиях присдвиговых бассейнов типа пулл-апарт. Выполнено сравнение отложений группы Тарква с архейской группой Тимискаминг провинции Сьюпириор и более молодых аналогичных по строению образований. Группа Тарква рассматривается как палеопротерозойский эквивалент молассоподобных комплексов, формирующихся на заключительной стадии аккреционных орогенов разного возраста в структурах типа пулл-апарт.

*Ключевые слова:* пулл-апарт, палеопротерозой, моласса, Биримский пояс, структура, впадины Тарква, Буи.

Based on a study of modern-day published evidences and own data the lithology, conditions of sedimentations, tectonic evolution and mineralization of molassoid complexes of SW Ghana which filled Tarkwa and Bui basins within the Birrimian paleoproterozoic orogenic belt are considered. The conclusion is made on the formation of these sediments in pull-apart basins similar to archean Timiscaming group of the Superior province and younger analogous complexes. The Tarkwa group is considered as the paleoproterozoic equivalent of molasse-like complexes forming at the last stage of accretion orogens evolution of various age.

*Key words:* pull-apart, paleoproterozoic, molassa, Birimian, Tarkwa, Bui.

**Введение.** Статья посвящена анализу комплексов молассоидного облика, приуроченных к заключительной стадии развития палеопротерозойского Биримского орогенического пояса во впадинах Тарква и Буи на территории Ганы.

После открытия в конце XIX вв. Южной Африке уникального месторождения Витватерсранд в золотоносных конгломератах, молассоподобные ансамбли вызывают особенное внимание геологов. В последние десятилетия, после появления публикаций, где отражены результаты исследований в канадской провинции Сьюпириор группы Тимискаминг, формировавшейся на заключительной стадии эволюции архейской гранит-зеленокаменной области, интерес к ним усилился. Установлено, что формирование этой группы происходило в геодинамических условиях присдвиговых бассейнов типа пулл-апарт [Hyde, 1980; Card, 1990; Thurston, Chievers, 1990; Lodge et al., 2013], после чего в геологической литературе по геологии докембрия появились термины «бассейны и отложения типа Тимискаминг». Аналогичные образования исследованы в некоторых других архейских кратонах и выделены на разных временных и стратиграфических уровнях.

Вместе с тем указанный подход отсутствует применительно к аналогичным палеопротерозойским структурам. По мнению авторов, к этому типу можно отнести палеопротерозойским молассоидные комплексы в пределах Биримской орогенической области в Западной Африке, прежде всего отложения группы Тарква в юго-западной части Ганы, вмещающие вторую по величине после Витватерсранда золотую палеороссыпь золота.

Геологическое строение и металлогения впадины Тарква отражены в многочисленных работах. Большое значение для понимания геологии района имели работы А. Китсона, Д. Бейтса, О. Уайтлоу, Н. Джаннера, Х. Сервиса, Б. Ханта, Г. Сестини, В. Хердса, Т.К. Аду и др. В большинстве работ основное внимание уделено литостратиграфии и минерализации. В меньшей степени в этих работах отражены геодинамические условия формирования впадины, взгляды на которые противоречивы. Так, одни исследователи рассматривают ее как рифтогенную [Leube et al., 1990; Bessole, 1977; Hastings, 1982], а другие — как межгорную впадину, выполненную эбурнейской молассой [Lobjoit, 1963; Sestini, 1971, 1973; Kiessling, 1998].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; *e-mail.* bozhko@yandex.ru

<sup>2</sup> Геологический департамент Ганы, заместитель директора, доктор наук; *e-mail.* drkwasiadu@gmail.com

<sup>3</sup> Компания G.P.S. Ltd, Гана, директор геологического отдела; *e-mail.* meryle@yandex.ru

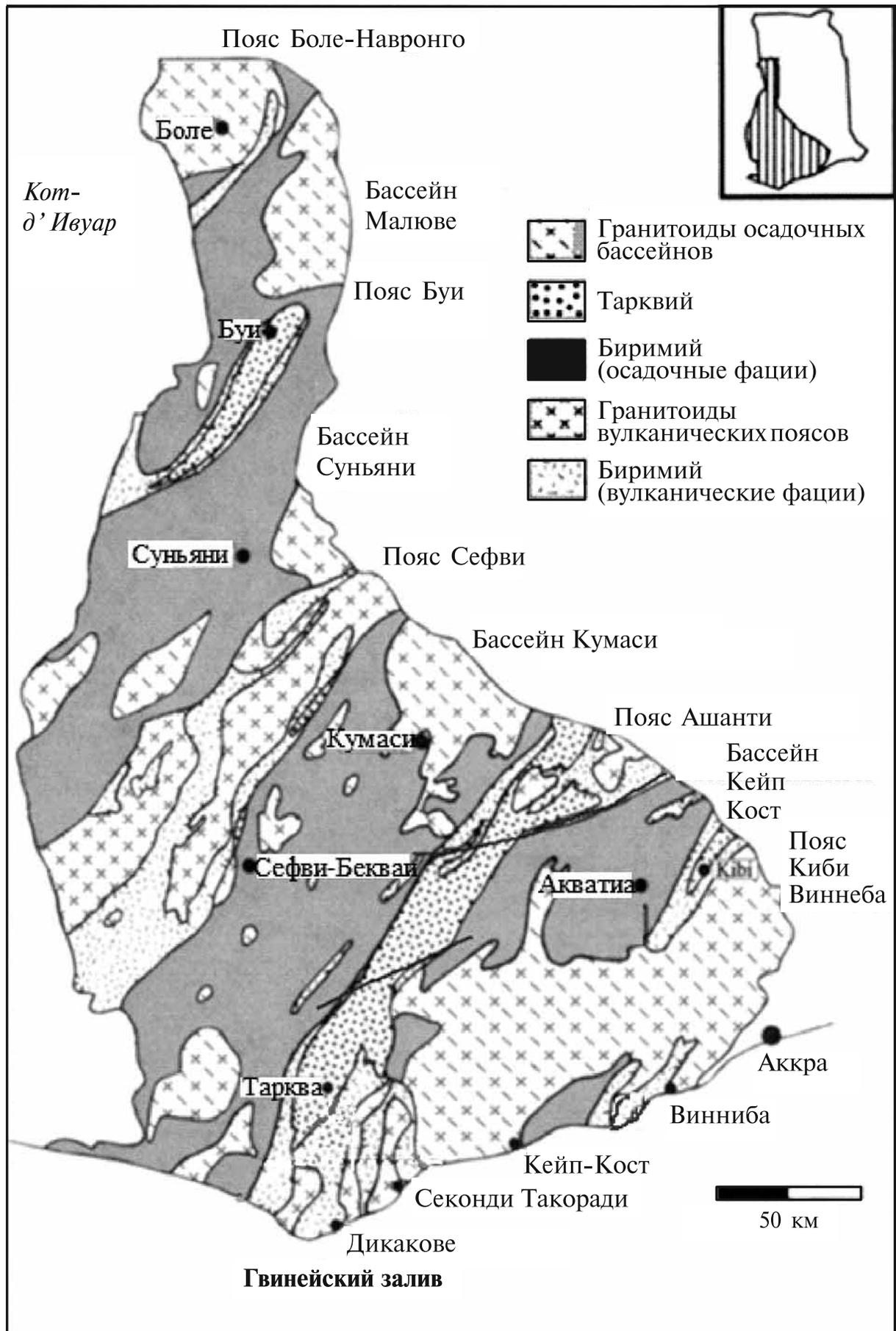


Рис. 1. Геология западной Ганы, по [John et al., 1999] с дополнениями

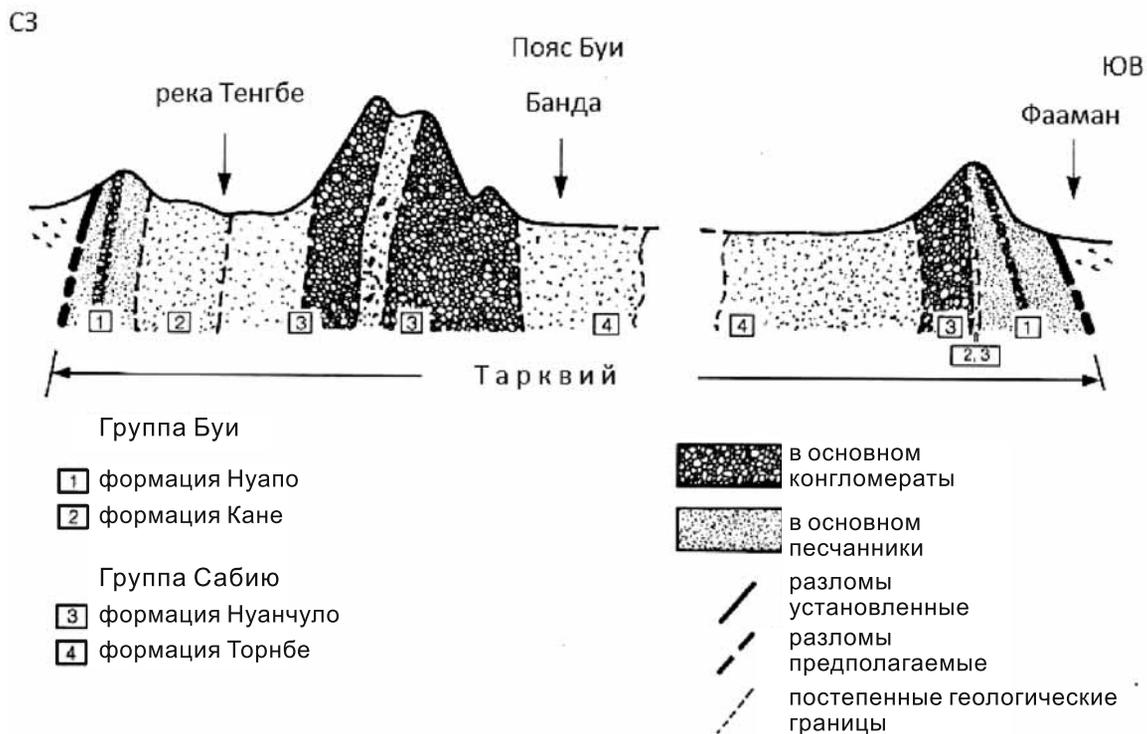


Рис. 2. Сводный разрез структуры Тарква, по [Т.К. Аду, 1991]

**Геология молассоидных впадин в юго-западной части Ганы.** *Тектоническое положение территории Юго-Западной Ганы.* Рассматриваемая территория в тектоническом отношении относится к восточной окраине шита Мен, составляющего южную часть Западно-Африканского кратона. В ее строении принимают участие палеопротерозойские складчатые метаморфические образования, относящиеся к Биримскому орогеническому поясу, испытавшему заключительный диастрофизм в эбурнейскую орогеническую эпоху (около ~2,0 млрд лет назад). Основную роль в его строении играют метавулканиды и метаосадочные породы супергруппы Биримий (Биримия), прорванные гранитами. Они слагают несколько субпараллельных вулканических и осадочных поясов второго порядка, разделенных полями гранитоидов (рис. 1). Образования Биримия несогласно перекрываются осадочными отложениями группы (системы, серии) Тарква. Весь палеопротерозойский комплекс прорывается генерациями гранитоидов в интервале 2180–1980 млн лет.

Большинство исследователей рассматриваемую территорию трактуют как палеопротерозойскую гранит-зеленокаменная область [Leube et al., 1990; Pons et al., 1995; Hirdes et al., 1996; Naba et al., 2004; Siegfried et al., 2009; Agyei Duodu et al., 2009; Perrouty et al., 2012].

*Впадина Тарква* — тектонотип рассматриваемых структур в регионе, расположена в пределах пояса Ашанти, в бассейне р. Тарква, и протягивается от побережья Гвинейского залива в северо-восточном направлении почти на 250 км

при ширине до 35 км. Впадина Тарква выполнена одноименной группой образований, залегающей с несогласием на образованиях Биримия. Контакт между ними обычно замаскирован зонами интенсивных сколовых деформаций.

Группа *Тарква* в настоящее время подразделяется снизу вверх на четыре толщи, которые разные исследователи называют группами, сериями, формациями, свитами: Кавере, Банкет, филлиты Тарква, Хуни. На рис. 2 приводится стратиграфический разрез группы по [Аду, 1991].

В строении серии *Кавере* принимают участие полимиктовые метаконгломераты, кварц-полевошпатовые и серицит-кварцевые метапесчаники, одновременно выступающие в роли главных членов разреза. Конгломераты содержат гальки пород Биримия в кварц-полевошпат-хлорит-железистом цементе. Группу второстепенных членов разреза составляют полевошпатовые кварциты, метагравелиты и филлиты, образующие прослойки и линзы мощностью до 2 м среди мегаконгломератов. Максимальная мощность 600–700 м, а минимальная — 260–430 м.

Серия *Банкет* вмещает золотую минерализацию. В ее разрезе выявлены три толщи, отличающиеся по составу и характеру строения, но связанные между собой общностью элементарного парагенезиса. Толщи снизу вверх: нижняя метапесчаниковая, средняя метаконгломератовая и верхняя метапесчаниковая, что придает толще вид симметричного строения.

Нижняя метапесчаниковая толща согласно залегает на породах серии Кавере. В ее строении

принимают участие полевошпатовые и серицитовые кварцито-песчаники, выступающие в роли главных членов разреза, и глинистые оланцы. Разрез представлен монотонной толщей кварцито-печаников с маломощными (от 1 до 3 м) прослоями глинистых сланцев. Мощность колеблется в пределах 150–350 м.

В строении средней метаконгломератовой толщи принимают участие конгломераты, метапесчаники, гравелиты, кварциты, кварцито-песчаники, филлиты и брекчии. Главные члены толщи, составляющие до 70% объема ее разреза, представлены метаконгломератами, метапесчаниками и метагравелитами, образующими ритмично чередующиеся прослои мощностью от 0,2 до 10,0 м. Гальки заключены в кварц-серицит-гематитовом цементе и представлены в основном кварцем.

К второстепенным членам разреза относятся кварциты, кварцито-песчаники, филлиты. Строение толщи ритмичное, видна косая слоистость. Отмечены двух- и трехкомпонентные ритмы. Первые представлены ассоциациями метаконгломерат + метапесчаник, метаконгломерат + метагравелит, метапесчаник + метагравелит; вторые — метаконгломерат + метагравелит + метапесчаник. Мощность толщи от 20 до 90 м.

Разрез верхней метапесчаниковой толщи представлен монотонными кварцито-песчаниками, образующими закономерное чередование с филлитами. Мощность толщи колеблется в пределах 100–180 м. Суммарная мощность серии не превышает 630 м.

Вышележащая серия — *филлиты Тарквы* — представляет собой монотонную толщу серицитовых и хлоритовых филлитов и сланцев, одновременно выступающих в роли главных членов разреза, метапесчаники в его нижней части — второстепенные. Мощность колеблется от 120 до 400 м.

Серия *Хуни* завершает вертикальный разрез группы Тарквы. Главные члены серии представлены полевошпатовыми кварцито-песчаниками и филлитами, закономерное чередование которых образует элементарный парагенезис. В нижней части разреза преобладают кварцито-песчаники, в некоторых местах отмечены мощные лентовидные тела филлитов, мощность которых иногда превышает 100 м. Серия характеризуется изменчивой мощностью — от 900 до 1500 м.

Суммарная мощность группы Тарквы составляет 2000–3000 м. По геохимической и геологической природе породы группы являются микститам и содержат материал всех породных ассоциаций, представленных в Биримском поясе.

Начало седиментации отложений группы Тарквы по данным о возрасте осадочных цирконов можно отнести к 2107 млн лет назад (л. н.) [Perrouy, 2012], верхний возрастной предел опреде-

ляется значением возраста силлов метагаббро (2102±13 млн л. н.) [Adadey et al., 2009] и интрузий гранитоидов (2097±2 млн л. н.) [Oberthur et al., 1998].

Породы группы Тарквы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и верхов эпидот-амфиболитовой фации. Т. Аду [1991] уточнил представления о площадном развитии фаций метаморфизма, выделив хлоритовую, биотитовую, гранатовую субфации фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации, а также сделал ряд выводов, которые сводятся к следующему: а) метаморфизм вмещающих пород группы Тарквы проходил в условиях умеренного и частично повышенного литостатического давления; б) зональность метаморфизма в целом согласуется со структурой региона, что указывает на усиление степени метаморфизма в центральной ее части и понижение в южном и северном направлениях; в) основная часть золота промышленной концентрации приурочена к участкам, характеризующимся развитием гранатовой субфации фации зеленых сланцев.

До настоящего времени вопрос генезиса конгломератов серии Банкет открыт. Одни исследователи, базируясь на результатах литолого-фациального анализа, склонны рассматривать их в качестве отложений предгорных конусов выноса, другие, принимая во внимание ритмичный характер строения разреза и выдержанную в площадном отношении ориентировку гальки, предполагают существенно аллювиальную природу метаконгломератов.

Во время полевых исследований сделаны замеры более 300 галек из трех обособленных разрезов для определения коэффициента сферичности, уплощенности галек и индекса сплюсненно-продолговатости, применяемых при восстановлении обстановок осадконакопления.

Полученные результаты позволяют заключить, что гальки из изученных конгломератов впадины Тарквы по морфологическим особенностям близки галькам аллювиальных отложений. Они соответствуют таковым по величинам среднего коэффициента уплощенности и среднего показателя сферичности Т. Страттена и средней величине индекса сплюсненно-продолговатости Д. Добкинса и Р. Фолка [Аду, 1991]. В подтверждении речной природы конгломератосодержащей толщи серии Банкет свидетельствует также наличие косой слоистости в метапесчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах, переслаивающихся с конгломератами. Слоистость характеризуется косым и перекрестными типами, а также углами падения, не превышающими 30–40°, что служит прямым признаком отложения терригенного материала в условиях постоянных водных потоков. Последнее подтверждается и результатами анализа соотно-

шений элементов-индикаторов, использующихся для установления характера осадконакопления. Результаты свидетельствуют о континентальных условиях осадконакопления пород серии Банкет, в то время как серия Филлиты Тарква, согласно данным, полученным методом восстановления палеофациальных условий осадконакопления, сформировалась в морском бассейне.

Таким образом, конгломераты серии Банкет представляют собой аллювиальные образования краевых (фронтальных) частей дельт или предгорных конусов выноса, формировавшихся на стыке открытого бассейна и приустьевых частей палеопотоков, тогда как осадконакопление пород группы Тарква в целом происходило в полифациальных (континентальных и прибрежно-морских) условиях.

В результате реконструкции палеогеографической обстановки периода конгломератообразования серии Банкет установлено, что мощность пород серии увеличивается на запад, а по седиментологическим признакам установлено, что течение палеопотоков происходило с востока и северо-востока. Направление переноса терригенного материала, таким образом, осуществлялось с юго-востока на северо-запад.

В результате восстановления расстояния переноса терригенного материала установлено, что пелитовый материал при формировании филлитов группы Тарква сносился с районов, отдаленных от областей седиментации на расстояние свыше 100 км, а перенос псаммитового материала серии Банкет до бассейна осадконакопления не превышал 60 км.

Отложения системы прорваны небольшими телами и дайками габброидов, габбро-норитов, кварцевых диабазов, долеритов, диоритов, жилами фельзит-порфиоров и микрогранитов. Дайки в основном простираются в северо-западном направлении на небольшое расстояние, их мощность колеблется в пределах 15–65 м. Возраст силлов метагаббро определен в  $2102 \pm 13$  млн лет [Adadey et al., 2009]. Некоторые недеформированные калиевые гранитные интрузии связаны с заключительной стадией эбурнейской орогении. Их возраст определен в  $1973 \pm 75$  млн лет [Taylor et al., 1992],  $2097 \pm 2$  Ма [Oberthur et al., 1998] и в  $1978 \pm 37$  млн лет [Feybesse et al., 2006].

Общую структуру впадины Тарква обычно рассматривают как грабен-синклиналь. Выполняющие ее отложения собраны в умеренные складки северо-восточного простирания. Впадина ограничена крупными сдвиговыми разломами, контролировавшими ее заложение и формирование выполняющих пород, на западном фланге — разломом Ашанти. Подобный разлом, по мнению С. Перроути с соавторами, должен был присутствовать и на восточном краю впадины. В настоящее

время он не просматривается из-за интенсивной наложенной переработки. Предположение о том, что впадина Тарква ограничена с двух сторон региональными сдвигами поддерживается присутствием конгломератов и песчаников мощностью 1000 км в основании разреза, что свидетельствует о недалеком переносе обломочного материала, свойственном подобным внутриорогенным впадинам [Perrouty et al., 2012]. Отметим, что такой восточный пограничный разлом, по существу, уже обозначен в работе [John et al., 1999]. Вместе с тем присутствуют и поперечные нормальные сбросы северо-восточного простирания, пересекающие впадину (рис. 1).

Формирование впадины Тарква связывают со сдвиговой тектоникой, проявленной на последних стадиях эволюции региона. Ее роль хорошо показана в работе [Jessell et al., 2012]. Детальные исследования, проведенные в районе Сефви-Суньяни-Комой в юго-западной части Ганы позволили охарактеризовать здесь кинематическую обстановку заключительной фазы палеопротерозойских деформаций в виде комбинации сжатия и простого сдвига и выявить крупную сдвиговую зону северо-восточного простирания с амплитудой горизонтального перемещения вдоль нее более 400 км.

В эбурнейской орогении выделяются две фазы проявления: первая фаза в интервале 2130–2100 млн л. н. вызвала главное скупивание коры, вторая — продолжалась до 1980 млн л. н. и проявилась в формировании региональных зон сдвигов и сбросов [Allibone et al., 2002a; Feybesse et al., 2006; Milesi et al., 1992].

С. Перроути с соавторами [Perrouty, 2012] в результате детальных исследований в поясе Ашанти выделяют в составе палеопротерозойской эбурнейской орогении эоэбурнейскую (дотарквейскую) и собственно эбурнейскую фазы складчатости. Первая фаза (2187–2158 млн л. н.) привела к региональной складчатости в поясе Ашанти. Интервал 2154–2125 млн лет соответствует эпохе растяжения, раскрытия прогиба и накопления группы Кумаси. Вторая фаза складчатости (2125–1980 млн л. н.) охватила весь комплекс образований Бири-мия и Тарква, вызвав региональную складчатость, формирование кливажа, реактивацию древних разломов на фоне общего северо-восточного–юго-западного сжатия в отложениях групп Кумаси и Тарква. При этом допускается существование ранней фазы эбурнейской орогении, деформировавшей отложения группы Кумаси и не затронувшей породы группы Тарква.

Вместе с тем другие исследователи рассматривают группу Тарква как эбурнейскую молассу, формировавшуюся в межгорной впадине [Sestini, 1971, 1973; Kiesling, 1998].

Золотоносные метаконгломераты Банкет группы Тарква считают древними россыпями, представляющими собой образования дельт или предгорных конусов выноса, которые сохранились от более поздней эрозии. Подтверждением этому служат следующие признаки [Аду, 1991]: а) отсутствие золота в дайках и кварцевых жилах среди отложений серии Тарква, т.е. генетическая связь золотого оруденения с интрузивным магматизмом не наблюдается; б) слабые гидротермальные изменения метаконгломератов в местах их пересечения разломами, свидетельствующие о том, что разломы не служили подводщими каналами для золотосодержащей минерализации из глубинных источников; в) приуроченность максимальной концентрации золота и тяжелых минералов к хорошо отсортированному галечному горизонту метаконгломератов; г) практически полное отсутствие сульфидной минерализации; д) высокая пробность золота, что согласуется с данными о типично россыпном происхождении рудных пластов; е) принадлежность метаконгломератов к аллювиальным отложениям. Золото представлено частицами среднего размера, находящимися в основном внутри окремненного цемента конгломератов. Золото преимущественно самородное. Аксессуары оксиды представлены магнетитом, гетитом, ильменитом и рутилом.

Источниками золота во впадине Тарква долгое время считаются золотоносные кварцевые жилы в Биримской супергруппе. Результаты работ по-

следних десятилетий противоречат традиционному взгляду на происхождение палеороссыпи Тарква за счет размыва орогенических золотоносных месторождений Биримия, приуроченных к шлар-зонам. Золотоносные метаконгломераты Банкет формировались в интервале 2107–2102 млн лет [Perrouy et al., 2012; Adaday et al., 2009], тогда как крупнейшие орогенные золоторудные месторождения Биримия такие, как Обуаси (2092 млн лет) и Престеа (2098 млн лет), расположенные западнее впадины Тарква, моложе россыпи. Выявлено, что образования Биримия и Тарква испытали совместно главную эбурнейскую складчатость (D<sub>2</sub>), сопровождавшуюся формированием указанных сдвиговых зон и гидротермальной активностью. В свете этого сделан вывод о том, что золото Тарквы генетически не связано с указанными золотоносными зонами Биримия [Milési et al., 1992].

Вместе с тем в результате реконструкции палеогеографической обстановки периода конгломератообразования свиты Банкет установлено, что перенос терригенного материала происходил с юго-востока на северо-запад. Из этого следует, что размыв коренных золотоносных отложений Биримия, служивших основным источником золота при формировании тарквейских месторождений, происходил восточнее и юго-восточнее структуры [Аду, 1991]. В самое последнее время это получило подтверждение в работах, где показано, что единственный источник поступления золота в россыпь Тарква — золотые месторождения типа

Группа (система)	Серия (свита)	Литология	Мощность, м	Характеристика разреза
Тарква	Хуни		900–1500	Полевошпатовые, иногда хлоритсерицитовые кварциты, кварцито-песчаники с редкими прослоями филлитов
	Филлиты Тырква		120–400	Серицитовые, хлоритовые метаалевролиты и филлиты с редкими маломощными прослоями кварцевых метапесчаников, кварцито-песчаников, кварцитов
	Банкет		120–630	Олигомиктовые метаконгломераты, кварцевые метагравелиты. Метапесчаники, кварцито-песчаники, кварциты. Редкие прослой брекчий и конгломерато-брекчий в верхней части разреза силлы и дайки основных и кислых пород
	Кавере		250–700	Полимиктовые метаконгломераты, метагравелиты. Метапесчаники, конгломерато-брекчий, в верхней части разреза прослой филлитов
Биримий	Метаморфизованные базальты, дациты, андезиты, риолиты и их туфы. Кварц-хлоритовые сланцы, метапесчаники, туфопесчаники			

Рис. 3. Геологический разрез пояса Буи, по [J. Ostwald, 1998]

Васса, расположенные на востоке с возрастом минерализации 2160–2120 млн лет и связанные с фазой диастрофизма  $D_1$  (2187–2158 млн лет) [Lipson, Karpeta, 2015].

*Впадина Буи и прогибы Буркина Фасо.* Впадина Буи представляет собой другую структуру на территории Гана, выполненную отложениями группы Тарква. Она расположена в центральной части одноименного пояса, протягиваясь на 100 км при ширине 18 км в северо-восточном направлении вдоль р. Черная Вольта (рис. 3). В ее выполнении принимают участие исключительно обломочные отложения, имеющие следующий разрез (снизу вверх) [Kiessling, 1998; Ostwald, 1998]:

– группа Буи, формация Нуано: кварциты Ньяно (~500 м), конгломераты Ньяно (~500 м); формация Кане: кварциты Кане (~1000 м);

– группа Сабюю: переходные кварциты (~2000 м); формация Ньянчуло (нижние конгломераты Ньянчуло (~1200 м), кварциты Ньянчуло (~500 м), верхние конгломераты Ньянчуло (~1200 м)); формация Томбе: кварциты Томбе (~2000 м), алевролиты Мундале (~100 м).

Обломочный материал представлен породами Биримия — различными типами кварца, сланцев, реже гранитоидов при отсутствии вулканитов. Осадконакопление тарквейских отложений происходило за счет сноса со склонов впадины с углами наклона от 3 до 25°. Как отмечает Р. Кисслинг (1998), всем конгломератам Буи свойствен гибридный характер — окатанные аллювиальные кварцевые гальки, принесенные реками из отдаленных источников, находятся в непосредственном соприкосновении с угловатыми дельювиальными и пролювиальными обломками местного происхождения. Отложения Тарква выполняют асимметричную синклиналь с более крутым северо-западным крылом и относительно пологим юго-восточным, ограниченную и пересеченную крутопадающими разломами. В центре структуры — изоклиальная складчатость.

Контакт отложений группы Тарква с породами Биримия трактуется неоднозначно. В большинстве случаев он тектонический, при этом большинство исследователей указывают на присутствие стратиграфического несогласия, тогда как другие этот контакт считают согласным, осложненным более поздними тектоническими процессами [Kiessling, 1998]. Эти противоречия распространяются и на интерпретацию тектонической природы впадины, которую одни рассматривают как рифтогенную, ограниченную разломами, среди которых отмечаются сдвиги [Leube et al., 1990; Bessole, 1977; Hastings, 1982], а другие — как межгорную впадину, выполненную эбурнейской молассой [Lobjoit, 1963; Sestini, 1971; Kiessling, 1998].

*Тарквейские отложения в Буркина Фасо.* В западной части Буркина Фасо распространены зеленокаменные пояса и гранитоиды палеопротерозойского возраста, испытавшие эбурнейскую орогению с формированием в ее заключительную стадию мелководных отложений тарквейского типа. Их накопление контролировалось тектоническими разломами сдвиговой зоны Бони.

Слабометаморфизованные конгломераты, песчаники, аркозы и филлиты типа Тарква протягиваются непрерывно в меридиональном направлении на расстояние более 400 км в поясе Хоунде, уходя в пределы Айвори Кост [Lüdtke et al., 1999]. Их отсутствие в поясах Боромо и Банфора, скорее всего, объясняется эрозией, учитывая их верхнее положение в разрезе. Обломочный материал представлен породами смежных поясов — кварцем, риолитами, кристаллическими сланцами. С востока и запада область развития этих пород ограничена левосторонними сдвигами (зона Бони). Отложения накапливались в мелководных условиях при незначительной транспортировке обломочного материала, что соответствует аллювиальным конусам выноса и отложениям разветвленных речных систем. Наиболее молодые цирконы в этих осадочных образованиях имеют возраст  $2115 \pm 2$  и  $2113 \pm 23$  млн

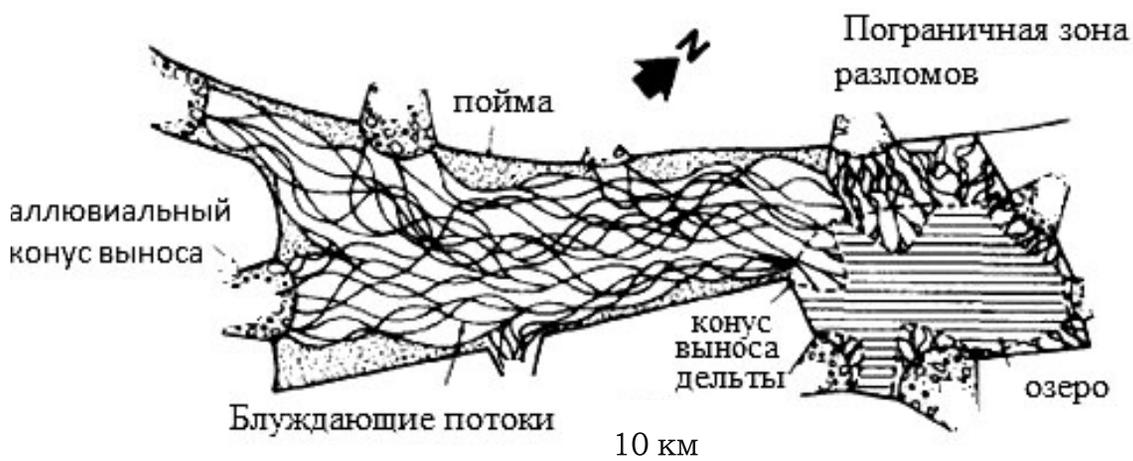


Рис. 4. Бассейн Тимискаминг — типичный пулл-апарт бассейн гранит-зеленокаменных областей, по [Thurston, Chivers, 1990]. Отмечены разломные границы бассейна и прерывистое распространение выполняющих его комплексов

лет, что определяет возраст осадконакопления в  $2171 \pm 7 - 2113 \pm 23$  млн лет [Metelka, 2011]. Указания на присутствие аналогичных комплексов в Айвори Кост свидетельствуют о развитии их во всей юго-западной части Биримского пояса.

**Впадина Тарква и ее аналоги — палеопротерозойские эквиваленты пулл-апарт бассейнов типа Тимискаминг.** Общее название «комплекс типа Тимискаминг» получили метаосадочные породы и метавулканы группы Тимискаминг, развитой в пределах канадской провинции Вава—Абитиби, которая представляет собой в тектоническом отношении неархейскую гранит-зеленокаменную область кратона Сьюпириор. Континентальные молассоподобные отложения Тимискаминг представляют собой наиболее молодые супракрустальные образования, несогласно залегающие на более древних и ранее деформированных породах зеленокаменных поясов. Эти породы накапливались в узких вытянутых впадинах, тесно ассоциирующих с разломами (рис. 4).

П. Терстон и К. Чиверс [Thurston, Chievers, 1990] определили основные черты комплексов типа Тимискаминг, в дополнение с данными других исследований они представляются следующими.

*Композиционные и седиментологические признаки:*

1) отложения имеют мелководный характер, в основном связаны с местными источниками сноса. Осадконакопление имело место в аллювиальных конусах, блуждающих потоках, дельтах, озерах, подводных конусах с резкой сменой фаций по латерали и реже в мелководноморских условиях [Krapez, Barley, 1987];

2) вулканы присутствуют не во всех комплексах типа Тимискаминг кратона Сьюпириор, но там, где они есть, представлены эффузивами от щелочного до известково-щелочного состава с редкими магниевыми базальтами [Lodge et al., 2013];

3) во впадинах, выполненных комплексами типа Тимискаминг присутствуют интрузии;

4) отмечено несогласное залегание на подстилающих образованиях зеленокаменных поясов;

5) обнаруживается закономерная последовательность фаций от проксимальных вблизи современных краев впадин, о чем свидетельствует присутствие грубых конгломератов, до дистальных в средней части толщи. Это указывает на то, что современные очертания впадин соответствуют первоначальному границам [Hyde, 1980; Krapez, Barley, 1987];

6) комплексы типа Тимискаминг в кратоне Сьюпириор и в других архейских кратонах ассоциируются с орогенической золотой минерализацией мирового класса.

*Структурно-эволюционные признаки:*

1) по крайней мере одна граница таких впадин представлена сдвигом;

2) структурная эволюция впадин, вмещающих толщи типа Тимискаминг, включает серию тектонических событий: ранние деформации с образованием складок и надвигов (nappes) и поздние деформации, связанные со сдвиговыми движениями вдоль граничных разломов во время поздней транспрессии;

3) комплексы типа Тимискаминг, развитые в кратоне Сьюпириор и других архейских кратонах, автономны к предыдущим ассоциациям и непосредственно маркируют заключительную стадию аккреции террейнов;

4) формирование этих комплексов происходило в вытянутых структурно-контролируемых транспрессионных впадинах типа пулл-апарт, тесно ассоциирующих со сдвигами, которые испытывали изгибание, что приводило к возникновению локальных очагов растяжения [Hyde, 1980].

По первым трем признакам сходство впадины Тарква с бассейнами типа Тимискаминг довольно четкое. По нашему мнению, это относится и к последней структурной особенности. Остановимся кратко на строении и свойствах впадин типа пулл-апарт.

Впадины (бассейны) пулл-апарт — специфические структуры локального присдвигового корового растяжения. Термин введен в работе [Burchfiel, Stewart, 1966] для объяснения развития впадины Долины Смерти в провинции Хребтов и Бассейнов. Главная особенность таких впадин — их морфологическое и структурное подобие, свойство, которое было названо структурным изоморфизмом [Тевелев, Блюмкин, 1988]. Независимо от масштаба, они характеризуются ромбической или веретенообразной формой в плане и ограничены парами сдвигов и сбросов. Образование впадин типа пулл-апарт происходит в обстановке транстенсии на изгибе линии сдвига, поскольку присдвиговое растяжение ориентировано несколько косо к линии сдвига, такая впадина имеет форму ромба или параллелограмма, две стороны которого образованы сдвигами, а две другие — сбросами или раздвигами. Типичные пулл-апарты бассейны имеют видимое соотношение сторон 3:1, хотя оно может меняться в широких пределах, в зависимости от того, измеряются ли структурные или морфологические размеры. [Aydin and Nur, 1982].

В характеристике структуры впадины Тарква, изложенной выше, указанные признаки присутствуют. Это относится к геометрии впадины, наличию крупных сдвиговых ограничений и поперечных внутренних разломов, развитию в транспрессионно-трансстенсионной геодинамической обстановке в режиме левосдвиговых деформаций. Поэтому, можно заключить, что впадина Тарква соответствует присдвиговым структурам типа пулл-апарт.

Таким образом, состав, седиментологические, структурные характеристики и последовательность деформаций впадины Тарква дают основание для сравнения ее с пулл-апартовыми бассейнами типа Тимискаминг. Вместе с тем установлены некоторые черты отличия, заключающиеся в отсутствии вулканитов и орогенической золотой минерализации этого возраста, что присуще архейским структурам в Канаде. Возможно, эта специфика связана с самой природой палеопротерозойского Биримского пояса, во многом отличающегося от классических гранит-зеленокаменных областей.

Впадина Тарква содержит вторую по размерам золотую палеороссыпь после месторождения Витватерсранд, которое образовалось в совершенно другой палеотектонической обстановке. Из этого следует вывод о возможности формирования промышленных докембрийских палеороссыпей в различных геодинамических условиях — от протоплатформы до заключительной стадии аккреционного орогена.

Бассейны пулл-апарт развивались с мезоархея (блок Пилбара) [Kragez, Varley, 1987]. Подобные неоархейские впадины исследованы на других архейских кратонах. Н.А. Божко установил пулл-апартовую тектоническую природу впадины Шамва в кратоне Зимбабве и сделал вывод о том, что формирование бассейнов пулл-апарт свойственно всем гранит-зеленокаменным областям на заключительной стадии их развития [Божко, 1999]. Детальные геологические исследования архейских зеленокаменных поясов Фенноскандии позволили отнести к подобному типу породные грубообломочные ансамбли архейских зеленокаменных поясов Кухмо и Суомус-Салми (Восточная Финляндия) [Rapunen et al., 1998], Хизоваарского, Винчевского и Ирингорского доменов Северо-Карельского аккреционного орогена [Кожевников, Терстон, 1998]; Центрально-Карельского террейна [Светов и др., 2005].

Рассматриваемые присдвиговые структуры типа Тимискаминг являются принадлежностью не только архея. Например, панафриканские (венд-кембрийские) пулл-апартовые бассейны описаны в Восточном Египте [Shalaby et al., 2006]. После включения в этот ряд структур палеопротерозойской впадины Тарква можно говорить, что их присутствие установлено практически на всех временных уровнях докембрия во время заключительных фаз развития аккреционных орогенов.

Все структуры этого типа постколлизийные, автономные по отношению к более древним и непосредственно маркируют заключительную стадию тектонического развития областей.

Палеозойские структуры пулл-апарт выделены в Казахстане, Южном Урале и в других областях. Позднеюрские пулл-апартовые бассейны, приуроченные к разломной системе Мойяве-Сонора, описаны в Северо-Американском кратоне [Anderson, Nourse, 2005]. Кайнозойские пулл-апартовые бассейны установлены вдоль трансформного разлома Мертвого моря [Reches, 1987], в бассейне Кариако (северная часть Венесуэлы) [Flinch et al., 1998], в Северной Анатолии [Gürbüz, 2010]. Вместе с тем в фанерозойских структурах отсутствует столь крупномасштабная россыпная золотая минерализация, свойственная докембрийским аналогам.

**Заключение.** В свете современных данных рассмотрены особенности геологического строения молассоидных образований в юго-западной части Ганы, объединенных в литостратиграфическую группу Тарква, которая выполняет одноименную впадину. Анализ показывает, что по седиментологическим и структурным признакам отложения группы Тарква представляют собой палеопротерозойский эквивалент комплексов, формировавшихся на заключительных стадиях развития архейских гранит-зеленокаменных областей во впадинах типа пулл-апарт, аналогичных группе Тимискаминг в провинции Сьюпириор, грубообломочным ансамблям Карелии и Финляндии и др.

Отнесение впадины Тарква и ее аналогов к пулл-апартовым бассейнам показывает, что этим структурам докембрийского возраста свойственна не только орогеническая золотая минерализация, но и присутствие крупных палеороссыпей этого металла.

По тектонической природе впадина Тарква отличается от протоплатформенной впадины Витватерсранд, что исключает их прямое сравнение в этом плане и указывает на возможность формирования крупных докембрийских палеороссыпных месторождений золота в различных геодинамических условиях.

Существование палеопротерозойских впадин типа пулл-апарт наряду с однотипными по генезису архейскими и неопротерозойскими структурами свидетельствует о том, что их развитие происходило в течение основной части докембрия и продолжалось в разнообразных тектонических обстановках в фанерозое.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аду Т.К.* Геология и некоторые металлогенические особенности структуры Тарква (Центральная Гана): Автореф. канд. дисс. М., 1991.
- Божко Н.А.* Тектоника и магматизм кратона Зимбабве в позднем архее // Мат-лы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 19–20.
- Кожевников В. Н., Терстон Ф.С.* Модель развития архейских зеленокаменных поясов Хизоваарского типа и кинетика выветривания // Тез. докл. Междунар. симпоз. «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли». Петрозаводск, 1998. С. 48–49.
- Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н., Антропова Е.А.* Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 5–17.
- Тевелев Арк.В., Блюмкин Е.А.* Структурное подобие и процессы деформирования межгорных впадин // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988. С. 34–38.
- Adadey K., Clarke, B., Theveniaut H. et al.* Geological map explanation — Map Sheet 0503 (1:100 000) // Geol. Surv. Dep. of Ghana (Gsd). N Mssp/2005/Gsd/5a. 2009.
- Agyei Duodu J., Loh G.K., Boamah K.O. et al.,* Geological map of Ghana 1:1 000 000 // Geol. Surv. Dep. of Ghana (GSD). 2009.
- Allibone A., McCuaig T.C., Harris D. et al.* Structural controls on gold mineralization at the Ashanti Gold Deposit, Obuasi, Ghana // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 2002. Vol. 9. P. 65–93.
- Anderson T.H., Nourse J.A.* Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2005. Vol. 393. P. 97–122.
- Aydin A., Nur A.* Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonic. 1982. Vol. 1. P. 91–105.
- Bessole B.* Géologie de La Afrique. 1. Le craton Quest Africain // Mem. B.R.G.M. 1977. Vol. 88. 402 p.
- Burchfiel B.C., Stewart J.H.* Pull-apart origin of the central segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1966. Vol. 77. P. 439–442.
- Card K.D.* A review of the Superior Province of Canadian Shield, a product of Archean accretion // Precamb. Res. 1990. Vol. 48. P. 99–156.
- Feybesse J.L., Billa M., Guerrot C. et al.* The paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling // Precamb. Res. 2006. Vol. 149. P. 149–196.
- Flinch J., Rambaran V., Ali W. et al.* Structure of the gulf of Paria pull-apart basin (Eastern Venezuela-Trinidad) // P. Mann (ed.). Caribbean Sedimentary Basins, Elsevier Basins of the World. Amsterdam: Elsevier, 1998. 250 p.
- Hastings D.A.* On the tectonics and metallogenesis of West Africa, A model incorporating new geophysical data // Geoexploration. 1982. Vol. 20. P. 295–327.
- Hirdes W., Davis D.W., Ludtke G., Konan G.* Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Cote d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy' // Precamb. Res. 1996. Vol. 80. P. 173–191.
- Hyde R.S.* Sedimentary facies in the archean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada // Precamb. Res. 1980. Vol. 12. P. 161–195.
- Gürbüz Al.* Geometric characteristics of pull-apart basins // Lithosphere. 2010. Vol. 2. № 3. P. 199–206.
- Jessell M.W., Amponsah P.O., Baratoux L. et al.* Crustal-scale transcurrent shearing in the Paleoproterozoic Sefwi-Sunyani-Comoe region, West Africa // Precamb. Res. 2012. Vol. 212/212–213. P. 155–168.
- John T., Klemm R., Hirdes W., Loh G.* The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa) // Precamb. Res. 1999. Vol. 98. P. 11–30.
- Kiessling R.* Sedimentation and structure in the Tarkwian group of the Bui basin in West-Ghana // Geological, geophysical and geochemical investigations in the Bui Belt Area in Ghana // Geol. Jahrbuch Reihe B. 1998. Bd B 88. P. 113–183.
- Krapez B., Barley M.E.* Archean strike — slip faulting and related ensialic basins: evidence from the Pilbara Block // Australia. Geol. Mag. 1987. Vol. 124. P. 555–567.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R., Kesse G.O.* The Early Proterozoic Birimian supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization // Precamb. Res. 1990. Vol. 46. P. 139–165.
- Lipson R., Karpeta P.* The Tarkwa Paleoplacer Deposit, Ghana // Denver Energy Update. DREGS Monthly Meeting. Abstr. Technical Presentation. 2015. April 6.
- Lobjoit W.M.A.* Precambrian molasse facies deposit in Ghana // Bull. Comm. Geol. Finl. 1963. Vol. 35. P. 39–50.
- Lodge R.W.D., Gibson H.L., Stott G.M., Hamilton M.A.* New U–Pb geochronology from Timiskaming-type assemblages in the Shebandowan and Vermilion greenstone belts, Wawa subprovince, Superior Craton: Implications for the Neoproterozoic development of the southwestern Superior Province // Precamb. Res. 2013. Vol. 235. P. 264–277.
- Lüdtkе G., Hirdes W., Konan G. et al.* Géologie de la région Haute Comoé Sud — feuilles Dabakala (2b, d et 4b, d) // Direction de la Géologie Abidjan Bull. 1999.
- Metelka V.* Geophysical and remote sensing methodologies applied to the analysis of regolith and geology in Burkina Faso, West Africa: Ph.D. Thes. Prague, Toulouse, 2011. 201 p.
- Milesi J.P., Ledru P., Feybesse J.L. et al.* Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa // Precamb. Res. 1992. Vol. 58. P. 305–344.
- Naba S., Lompo M., Debat P. et al.* Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso) // J. Afr. Earth Sci. 2004. Vol. 38. P. 41–57.
- Oberthur T., Vetter U., Davis D.W., Amanor J.A.* Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana // Precamb. Res. 1998. Vol. 89. P. 129–143.
- Ostwald J.* Geophysical investigation in the West-Ghana. In: Geological, geophysical and geochemical investigations in the Bui Belt Area in Ghana // Geol. Jahrbuch Reihe B. 1998. Bd B 88. P. 183–207.
- Papunen H., Halkoaho T., Tulenheimo T., Limatainen J.* Excursion to the Kuhmo Greenstone Belt // Excursion guide // Geol. Survey of Finland. Spec. Pap. 1998. Vol. 26. P. 91–106.
- Perrouy S., Aillures L., Jessell M.W. et al.* Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern

Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations // *Precamb. Res.* 2012. Vol. 204/ 205. P. 12–39.

*Pons J., Barbey P., Dupuis D., Leger J.M.* Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger // *Precamb. Res.* 1995. Vol. 70. P. 281–301.

*Reches Z.* Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the Dead Sea transform // *Z. Ben-Avraham (Ed.), Sedimentary Basins within the Dead Sea and Other Rift Zones // Tectonophysics.* 1987. Vol. 141. P. 75–88.

*Sestini G.* Sedimentological study of the Tarkwaian gold deposits, Ghana // *Univ. Leeds. Res. Inst. Afr. Geol. Dep. Earth Sci.* 1970. Vol. 14. P. 23–26.

*Sestini G.* Paleocurrents and exploration for gold in the Tarkwaian of Ghana // *Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds.* 1971. 15<sup>th</sup> Ann. Rep. P. 23–25.

*Sestini G.* Sedimentology of a Paleoplacer: the gold-bearing Tarkwaian of Ghana // *Ores in Sediments, Intern. Un. Geol. Sci. Ser. A.* 1973. Vol. 3. P. 275–305.

*Shalaby A., Stuwe K., Fritz H., Makroum F.* The El Mayah molasse basin in the Eastern Desert of Egypt // *J. African Earth Sci.* 2006. Vol. 45. P. 1–15.

*Siegfried P., De Kock G.S., Clarke B.* et al. Geological map explanation — map sheet 0903D (1:100 000) // *Mining Sector Support Programme. CGS, BRGM, Geoman, GSD.* Accra, 2009.

*Taylor P.N., Moorbath S., Leube A., Hirdes W.* Early Proterozoic crustal evolution in the birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry // *Precamb. Res.* 1992. Vol. 56. P. 97–111.

*Thurston P.C., Chievers K.M.* Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // *Precamb. Res.* 1990. Vol. 46. P. 21–58.

Поступила в редакцию  
03.03.2016

УДК 553.143 (470.42):551.763.333

Р.Р. Габдуллин<sup>1</sup>, Е.Н. Самарин<sup>2</sup>, А.В. Иванов<sup>3</sup>, Н.В. Бадулина<sup>4</sup>,  
В.А. Киселев<sup>5</sup>, А.Ю. Юрченко<sup>6</sup>, Т.И. Нигмаджанов<sup>7</sup>

## ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ, ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОМ ПРОГИБЕ В КАМПАНЕ—ЗЕЛАНДИИ<sup>8</sup>

Представлены результаты комплексного изучения карбонатного разреза верхнего мела в карьере цементного завода г. Сенгилей (Ульяновская область). Представлено описание циклической пачки опок нижнего палеоцена. Для верхнемеловых циклических и скрытоциклических, а также циклических нижнепалеоценовых отложений с применением комплекса литологических, петрографических, петромагнитных, геохимических и палеоэкологических методов впервые реконструированы условия их формирования. Фактором, формирующим циклическую пачку, стали циклы разбавления в условиях флуктуации климата и эвстатических вариаций, вызванных циклами эксцентриситета земной орбиты. Последние установлены в скрыторитмичной ланцеолятовой толще отложений нижнего маастрихта.

*Ключевые слова:* циклическая пачка, карбонатные и кремнистые толщи, верхнемеловые и нижнепалеоценовые отложения, Ульяновско-Саратовский бассейн, циклы разбавления, циклы Миланковича, литолого-геохимические методы, петромагнетизм, палеоэкология.

Results of the complex research of the carbonate rhythmically bedded section of the cement factory quarry of the Sengeley town of the Ulyanovsk province are presented. Description of cyclically bedded silicious member of Lower Paleocene is presented. For rhythmic and cryptorhythmic Upper Cretaceous and also cyclic Lower Paleocene deposits conditions of its origin by use of a complex of methods including lithological, petrographic, petromagnetic, geochemical, chemical and paleoecological ones, are reconstructed for the first time. Dilution and eustatic cycles, caused by eccentricity cycles of the Earth's orbit became an agent forming rhythmicity. The last are determined in the cryptorhythmic *lanceolata* member of the Lower Maastrichtian.

*Key words:* cyclicity, carbonates and silicities, Upper Cretaceous and Lower Paleocene deposits, Ulyanovsk-Saratov basin, Milancovich cycles, lithologic-geochemical methods and petromagnetism, paleoecology.

**Введение.** Впервые с применением комплекса методов (включая геохимические) детально исследован ритмично построенный верхнемеловой карбонатный разрез в карьере Сенгилейского цементного завода в окрестностях г. Сенгилей

(Ульяновская область) путем комплексирования литолого-геохимических, палеоэкологических и петромагнитных методов. Такой подход дал неожиданный результат — в визуально аритмичной пачке писчего мела установлена скрытая ритмичность

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* mosgorsun@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; *e-mail:* samarin@mail.ru

<sup>3</sup> Саратовский государственный технический университет имени Ю.А. Гагарина, факультет экологии и сервиса, лаборатория инженерной геоэкологии, декан, доцент; *e-mail:* yashkovia@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант, *e-mail:* kiselev-vlad@list.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* annette1988@inbox.ru

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант, *e-mail:* tniomadjanov@gmail.com

<sup>8</sup> Работа поддержана грантами. Министерством образования и науки (проекты № СГТУ-141 и СГТУ-146, Программой стратегического развития СГТУ имени Ю.А. Гагарина на 2012–2016 гг., тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также грантами РФФИ (проекты № 15-05-0499 и 15-05-03004), научные результаты получены с использованием комплекса оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage», приобретенного по Программе развития МГУ.

по циклическому распределению замеренных параметров.

**Методика исследований.** Объектом исследования стали пограничные мел-палеогеновые отложения разреза в окрестностях г. Сенгилей (рис. 1). Из разреза отобран 151 образец горных пород (рис. 2), которые исследованы с применением химических (содержание органического углерода, карбоната кальция), петрографических (макроскопически на разрезе и микроскопически в шлифах), палеонтологических (анализ ихнофоссилий — установление площади биотурбированных пород, максимального диаметра норок, ихнотаксонов) и петромагнитных (разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения, естественная остаточная намагниченность, остаточная намагниченность насыщения) методов. Разрез в разной степени исследован ранее комплексом петрографических, химических, физических, петромагнитных и палеонтологических методов, описание этих методов и полученные с их помощью результаты опубликованы в серии

работ [Gabdullin et al., 1999; Габдуллин и др., 1999; Габдуллин, Иванов, 2001; Габдуллин, 2002].

Здесь приводятся результаты доизучения отложений этого разреза другим комплексом методов.

Впервые выполнен полный **геохимический анализ элементов** для 32 образцов преимущественно карбонатных (и в меньшей степени терригенно-карбонатных) горных пород на рентгено-флюоресцентном спектроанализаторе MARC.GV (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Е.Н. Самарин). Затем подсчитаны соотношения и концентрация некоторых химических элементов, которые указывают на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

**Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, палеотермометрия.** Изотопный

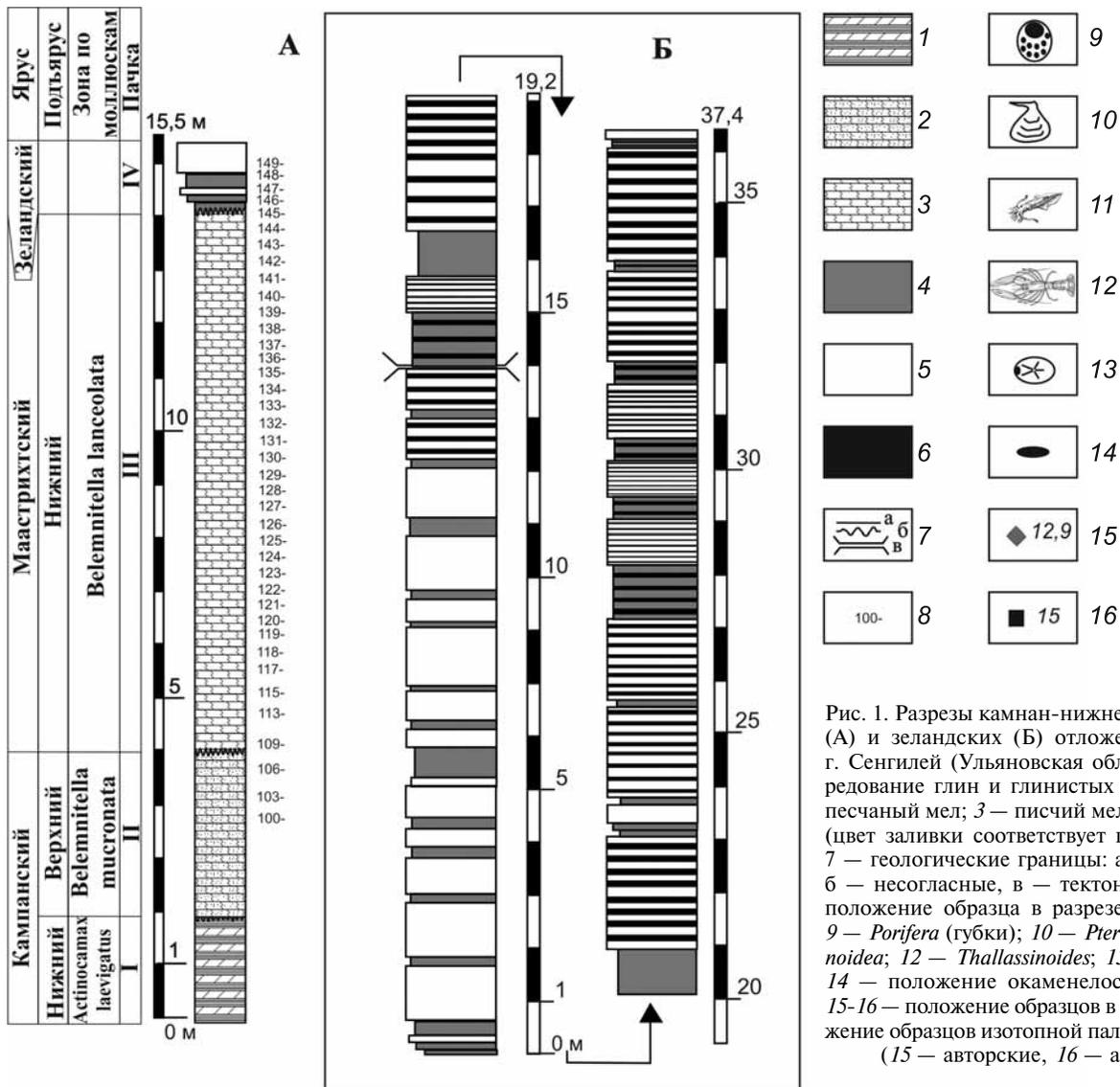


Рис. 1. Разрезы кампан-нижнемаастрихтских (А) и зеландских (Б) отложений в районе г. Сенгилей (Ульяновская область): 1 — чередование глин и глинистых мергелей; 2 — песчаный мел; 3 — писчий мел; 4–6 — опоки (цвет заливки соответствует цвету породы); 7 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные, в — тектонические); 8 — положение образца в разрезе и его номер; 9 — *Porifera* (губки); 10 — *Pteria*; 11 — *Belemnitella*; 12 — *Thalassinoides*; 13 — *Echinoidea*; 14 — положение окаменелостей в разрезе; 15–16 — положение образцов в разрезе и положение образцов изотопной палеотермометрии (15 — авторские, 16 — архивные)

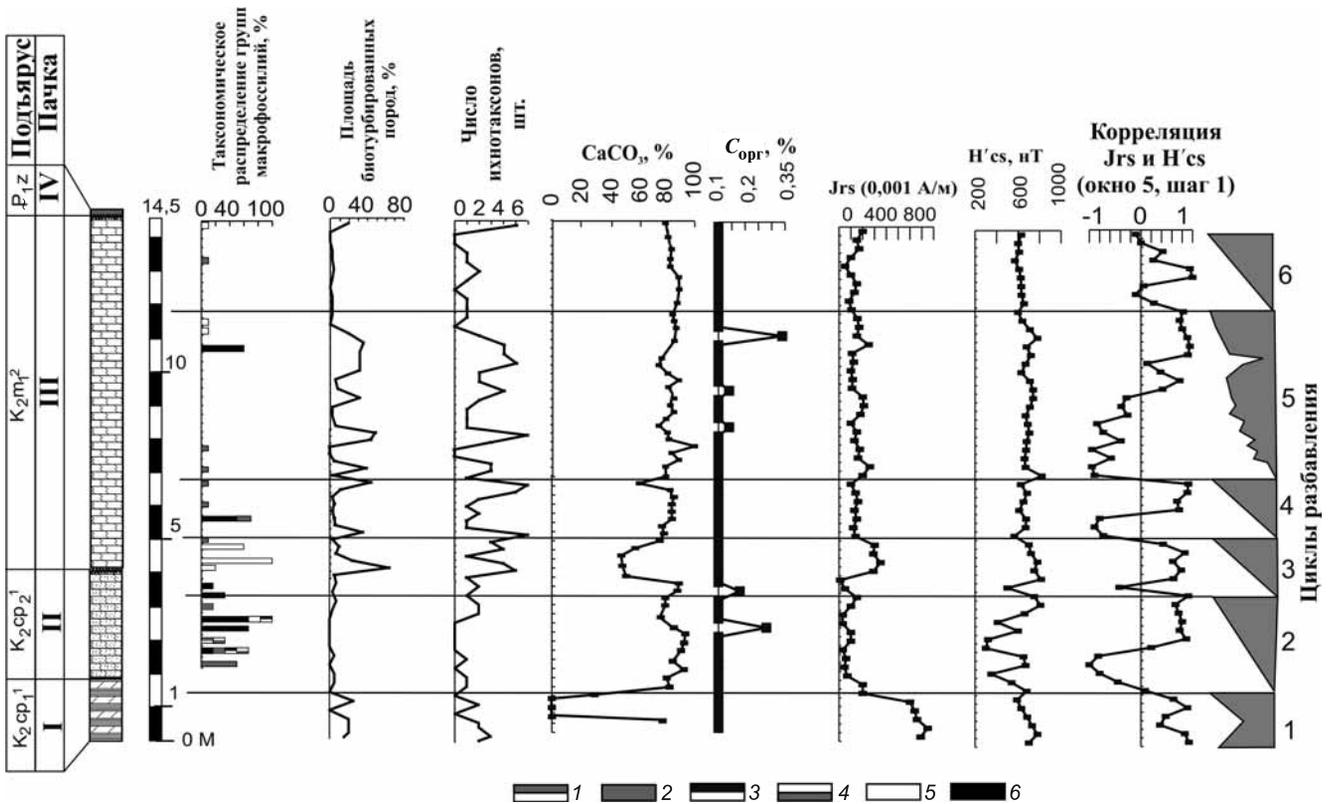


Рис. 2. Циклическое распределение таксономических групп макрофоссилий, площади биотурбированных пород, ихнотаксонов, содержания карбоната кальция, органического углерода, остаточной намагниченности насыщения, разрушающего поля остаточной намагниченности и их корреляции, механизм формирования крипторитмичных верхнекампанских–нижнемаастрихских отложений в карьере Сенгилейского цементного завода (г. Сенгилей, Ульяновская область): 1 — гастроподы, 2 — двустворки, 3 — губки, 4 — брахиоподы, 5 — морские ежи, 6 — белемниты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1

анализ 5 образцов, взятых из пограничных мел-палеогеновых отложений, выполнен на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage». Высушенные и измельченные образцы подвергались обработке 105%-ной полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Анализировался состав стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбоната с кислотой. Точность измерений контролировали по международному стандарту NBS-19. Изотопные значения указаны в промилле относительно VPDB. Каждый образец анализировали дважды, стандартное отклонение не превышает 0,1‰.

Вариации коэффициента  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  могут быть измерены масс-спектрометром с погрешностью  $\pm 0,01\%$ , однако методы подготовки образцов к анализам фактически не позволяют достичь такой высокой точности, поэтому древние температуры определяются с погрешностью до  $1^\circ$ , редко до  $0,5^\circ\text{C}$  [Верзилин, 1979; Хефс, 1983].

Если карбонатные скелеты организмов (или карбонатное вещество, возникающее химическим путем) образуются в изотопном равновесии с окружающей водой, то при постоянном изотопном составе воды соотношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в карбонатном

материале будет изменяться в зависимости от температуры, так как константа равновесия для системы изотопного равновесия зависит от температуры. Зависимость от температуры коэффициента  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  для кальцита, образующегося как хемогенным путем, так и в раковинах некоторых морских беспозвоночных, определена экспериментально. Таким образом, было получено следующее уравнение палеотемпературной шкалы:

$$t, ^\circ\text{C} = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{O}_\text{к} - \delta^{18}\text{O}_\text{в}) + 0,14(\delta^{18}\text{O}_\text{к} - \delta^{18}\text{O}_\text{в})^2$$

где  $t, ^\circ\text{C}$  — температура воды, в которой образовывался карбонат кальция;  $\delta^{18}\text{O}_\text{к}$  — изотопный состав кислорода углекислого газа, полученного из карбоната кальция путем разложения его 105%-ной ортофосфорной кислотой и измеренного относительно стандарта PDB, а  $\delta^{18}\text{O}_\text{в}$  — изотопный состав углекислого газа, изотопно уравновешенного с водой, в которой образовывался карбонат кальция, и измеренный относительно SMOW [Каплин, Янина, 2010; Фор, 1989].

Однако даже при исследовании морских карбонатов для достижения достаточной точности палеотемпературных определений необходимо выполнение ряда важных условий. Во-первых, необходимо знать величину  $\delta^{18}\text{O}$  для морской воды, находившейся в равновесии с образцом. Во-вторых, карбонат кальция, отлагаемый неко-

торыми организмами, не находится в равновесии с водой, а значит, указанное уравнение неприемлемо. В-третьих, на фракционирование изотопов кислорода значительно влияет минералогия. Для арагонита, кальцита, магнезиального кальцита и доломита выведены свои зависимости. Необходимо также учитывать изменения, которые происходят в изотопном составе после захоронения карбоната — растворение и переотложение.

Таким образом, необходимо отметить, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  в незамещенных карбонатом кальция скелетах определяются не только температурой окружающей среды, но также и изотопным составом воды, минеральным составом раковин и возможными метаболическими эффектами. Нами исследовано 5 образцов валовых проб карбонатно-кремнистых пород (кремнистый мел, известковистые опоки).

**Характеристика маастрихтских-зеландских отложений Ульяновско-Саратовского прогиба.** Разрез расположен на север от г. Сенгилей (Ульяновская область), юго-восточнее горы Гранное Ухо на правом берегу р. Волга, ниже сел. Шиловка. Принципиально он идентичен разрезу на правом берегу Волги выше г. Сенгилей или разрезу в окрестностях сел. Шиловка, описанным в работах [Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Герасимов и др., 1962; Камышёва-Елпатьевская, 1967; Глазунова, 1972; Беньямовский и др., 1988].

В забое карьера наблюдается выходы пород пачки I — переслаивание серых алевроитовых глин, песчанистых серо-коричневых мергелей (рис. 1). Эти отложения Ульяновского Поволжья по стратиграфическому положению соответствуют «птериевым слоям» Саратовского Поволжья. Из них известны находки *Hypoxytoma tenuicostata*, *In. lobatus*, *Actinocamax laevigatus* [Герасимов и др., 1962], зона *Actinocamax laevigatus*. Этот интервал разреза соответствует фораминиферовому слою XIV с *Gavelinella stelligera* (Marie) и *Bolivinoidea strigillatus* (Chapman) в «классическом» разрезе на правом берегу Волги выше г. Сенгилей [Беньямовский и др., 1988]. Видимая мощность отложений пачки 1,8 м. Вверх по разрезу эта толща сменяется верхнекампанскими карбонатными породами.

**Пачка II.** Рыхлый писчий мел (микроскопически биокластический известняк). В основании пачки песчанистый, с фосфоритами и глауконитом. Нижняя часть разреза (рис. 1) пачки (0,45 м) внешне напоминает «сурку». В подошве и в кровле пачки присутствуют поверхности размыва. Встречаются ростры *Belemnitella mucronata senior*, фрагменты губок, раковины брахиопод, устриц, гастропод и скелеты морских ежей, редкие ихнофоссилии *Teichichnus* и *Zoophycos*. Эта толща аналогична слою XIV с *Cibicoides temirensis* (Vass.) и слою XVIII с *Brotzenella monterelensis* (Marie) в разрезе выше г. Сенгилей [Беньямовский и др., 1988], откуда также происходят находки *Paracti-*

*nosamax* sp. Ритмичность отсутствует. Мощность пачки 2,7–3 м.

**Пачка III** визуально сложена аритмичным писчим мелом, мощность 10,5 м (рис. 1). В основании пачки наблюдается пласт мергелистого известняка (0,5 м), с размывом залегающего на верхнекампанских отложениях. Встречаются ростры *B. lanceolata*, что свидетельствует о присутствии в разрезе одноименной зоны нижнего маастрихта. Также встречаются скелеты губок, раковины брахиопод, устриц, гастропод и фрагменты скелетов морских ежей, а также ихнофоссилии *Zoophycos*, *Teichichnus*, *Planolites*. Пачка предположительно соответствует фораминиферовым слоям XXIII и XXIV с *Brotzenella complanata* (Reuss) и *Anomalinoidea ukrainicus* (Cushman et. Dead) соответственно в разрезе у сел. Шиловка [Беньямовский и др., 1988]. В кровле пачки наблюдается поверхность перерыва. Пачка с угловым несогласием перекрыта толщей переслаивания светлых и темных опок нижнего палеоцена.

**Пачка IV** — ритмично построенная пестроокрашенная кремнистая толща переслаивания желтовато-бежевых опок с серыми и бежевыми глинистыми опоками (рис. 1). Ритмы без труда устанавливаются на обнажении по контрастному профилю выветривания, смене литологических типов пород и их цветовой дифференциации. В пластах опок наблюдается красно-сизая полосчатость, связанная, возможно, с постседиментационными процессами. Базальная часть пачки представлена чередованием сравнительно более и менее песчанистых опок. Выше в разрезе преобладают чистые кремнистые разности опок, переслаивающиеся с глинистыми разностями.

**Геохимические данные о маастрихтском интервале разреза в карьере Сенгилейского цементного завода** позволили рассчитать значения концентрации (ppm) для 29 элементов и соединений, а также их отношений (модулей), необходимых для уточнения условий седиментации и генезиса цикличности (рис. 3–5). Описанию этой методики посвящено множество работ [Енгальцев, Панова, 2011; Клима..., 2004; Скляр, 2001]. Иногда полученные нами данные о некоторых показателях в контексте их палеогеографической интерпретации противоречивы, что требует дополнительного изучения.

Кратко и выборочно охарактеризуем концентрацию элементов, соединений и их отношения.

**К показателям изменения глубины бассейна** относятся отношения Fe/Mn, Ti/Mn, Mn/Ni, титановый модуль (ТМ), натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, указывающие на смещение фаций (рис. 3).

**Отношение Ti/Mn** служит показателем мелководности отложений — оно уменьшается при удалении от области сноса и возрастает при приближении к суше. Для континентальных обстановок

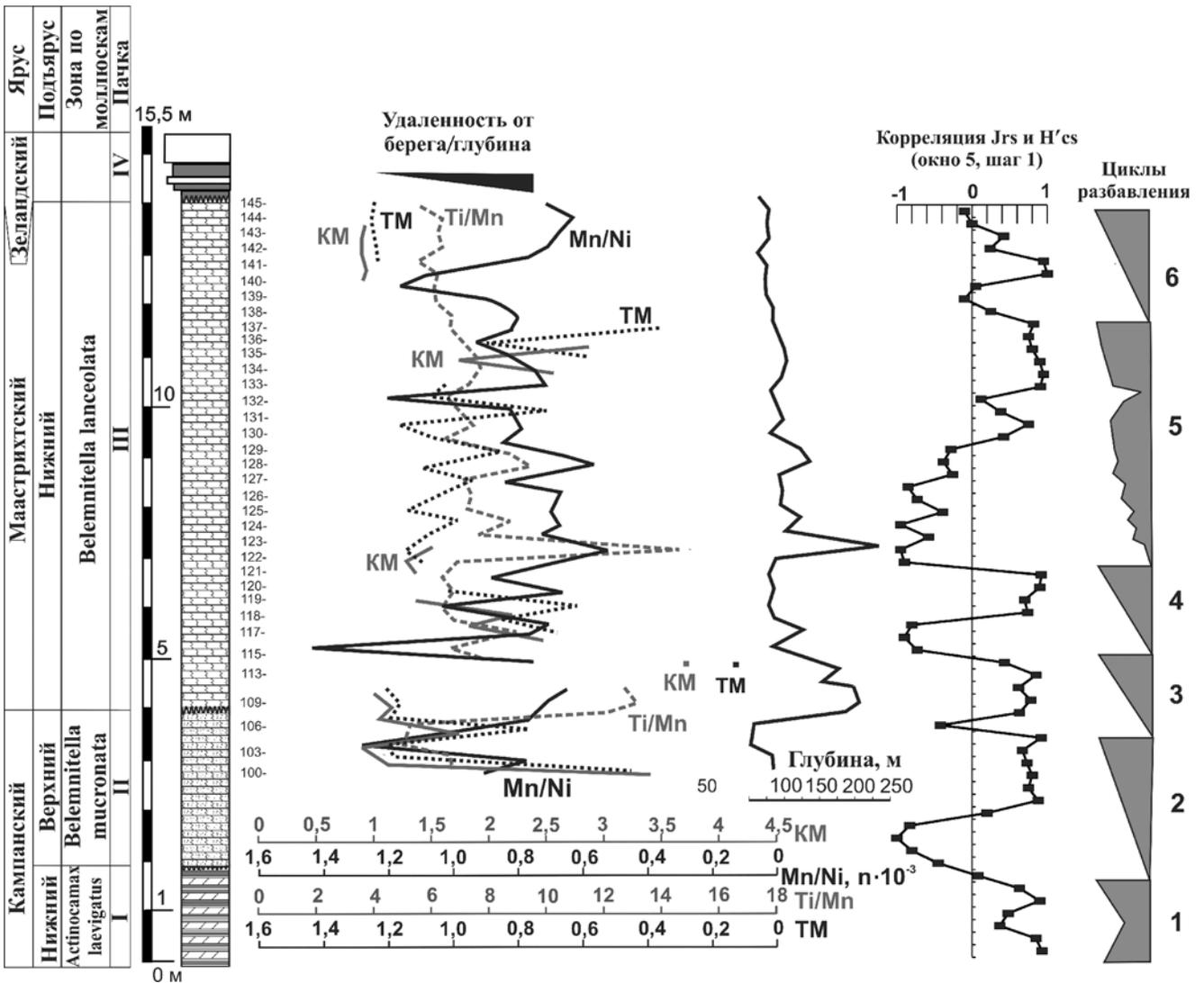


Рис. 3. Литологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций глубины для разреза в районе г. Сенгилей. Условные обозначения см. на рис. 1

величина отношения составляет 110–150. Из-за устойчивости минералов титана к химическому выветриванию они накапливаются в аллювиальных и прибрежно-морских условиях. В нормальносоленом морском бассейне содержание Тi понижено из-за отсутствия его истинных растворов [Юдович, Кетрис, 2011].

**Калиевый модуль** (КМ =  $K_2O/Al_2O_3$ ) определяется интенсивностью процессов химического выветривания в области размыва. Калий входит в состав полевых шпатов и накапливается при их разрушении в континентальных отложениях в условиях засушливого климата. Во влажном климате он переносится в виде растворов и взвеси и концентрируется в морских и озерных осадках. Алюминий связан с глинистой частью пород, его содержание в осадках увеличивается в сторону открытого бассейна. Низкие значения калиевого модуля характерны для континентальных осадков, тогда как в прибрежно-морских и пелагических отложениях его значение увеличивается [Енгальцев, Панова, 2011].

**Содержание Sr и Ba.** Увеличение содержания Sr свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала, а повышение концентрации Ba, наоборот, о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4–5 км его концентрация может достигать максимальных значений, так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок.

**Содержание Pb и Zn.** Увеличение концентрации этих элементов вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солёности бассейна.

Для анализа **вариации значений палеотемпературы** (рис. 4) использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr, титановый модуль (ТМ), Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношений Ca/Mg, Sr/Ba, Zn/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr).

Увеличение концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение

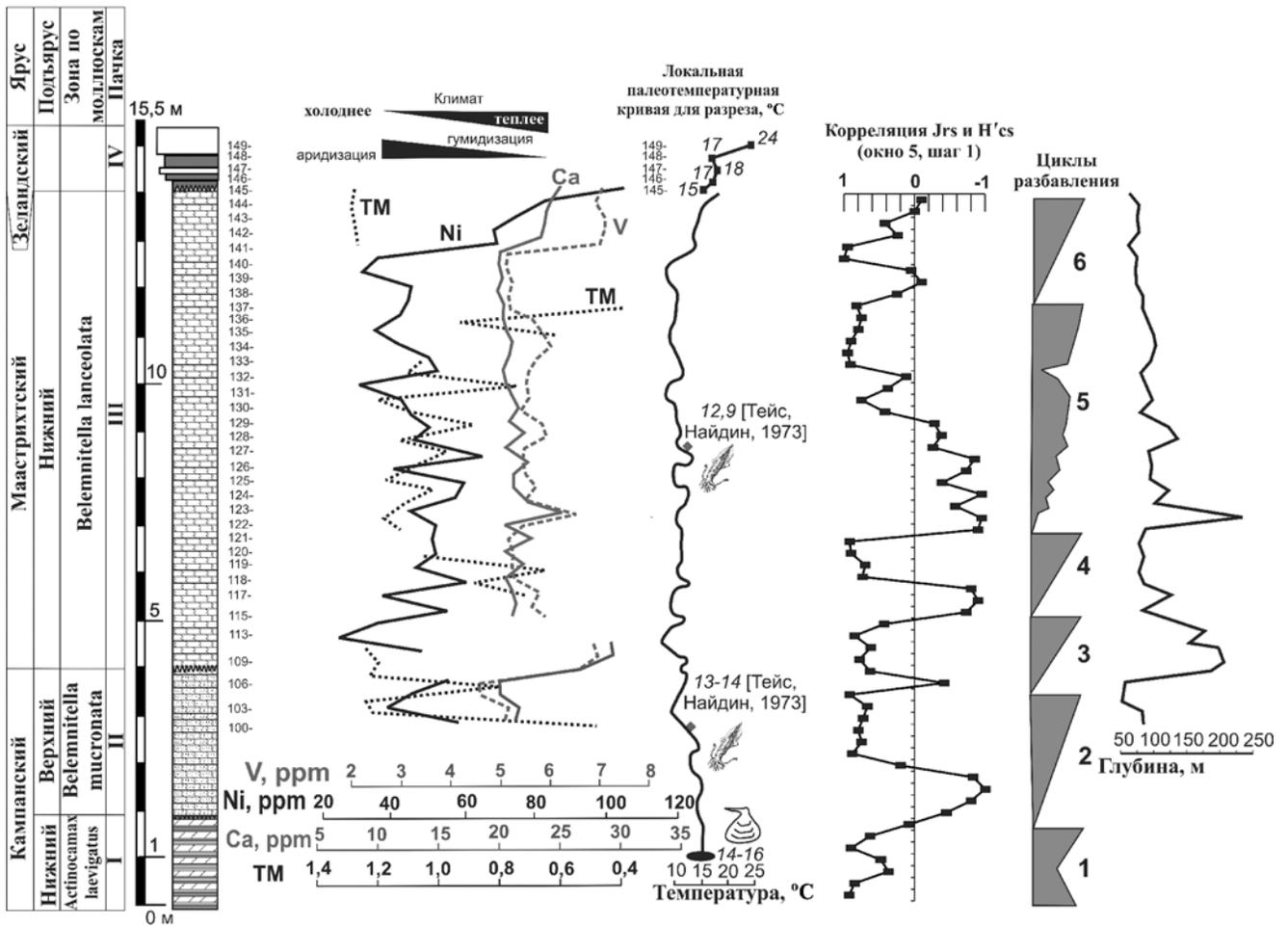


Рис. 4. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций климата для разреза района г. Сенгилей. Условные обозначения см. на рис. 1

содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) — на гумидные условия седиментации.

**Титановый модуль** — отношение содержания  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  — зависит как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать фациальный фактор, то ТМ служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Разные значения ТМ свидетельствуют о разной климатической обстановке. Гумидные песчано-алевритовые породы характеризуются более высокими значениями ТМ, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину ТМ гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней — по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным [Енгальцев, Панова, 2011].

Для анализа изменения солености (рис. 5) использованы значения отношений  $Sr/Ba$  и  $Ca/Sr$ . При нарушении физико-химического равновесия соленого раствора, обусловленного его захоронением, одни минералы в этой системе растворяются (например, кальцит), другие — формируются (доломит), что ведет к глубокой трансформации состава рассолов. При этом в растворе происходит избирательное концентрирование химических элементов, среди которых Ca, Sr, Ba. Это также хорошо видно в суперсоленых растворах, где содержание Ca сводится практически к нулю, так как при увеличении солености он замещается на Mg, содержащийся до этого в осадке. Следовательно, увеличение показателей  $Sr/Ba$ ,  $Ca/Sr$  свидетельствует о повышении солености раствора.

Концентрация V, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных. Zn и Cu — также показатели солености раствора, подвижность этих элементов напрямую зависит от солености. В речных водах содержание Cu практически всегда постоянно, поэтому когда речная вода перемешивается с морской, скорость выпадения Cu в осадок уменьшается с повышением солености получаемого раствора. Под-

вижность Zn также уменьшается с повышением солености.

**Обсуждение результатов.** Большой массив данных, полученных ранее [Gabdullin et al., 1999; Габдуллин, Иванов, 2001; Габдуллин, 2002], позволяет реконструировать палеогеографические условия в кампан-маастрихтское время. Полученные геохимические данные позволили уточнить условия седиментации в Ульяновско-Саратовском прогибе в маастрихтском веке и начале палеоцена.

**Ранний кампан. Состав палеоценоза.** Планктон с кремниевым и карбонатным скелетом. Бентосные формы представлены пеллециподами (2 рода, 2 вида), нектонные — белемнитами (2 рода, 2 вида).

**Глубина.** Присутствие в биоценозе птерий свидетельствует о глубине 6–60 м. Максимально глубоководные современные птерии известны с глубины ~374 м. Иноцерамы предпочитают сравнительно глубоководные условия. По данным Н.А. Бондаренко [Бондаренко, 1990], рассматриваемые отложения накапливались в сублиторали. Таким образом, ориентировочная глубина бассейна составляла 60 м и более. Геохимических данных для этого интервала разреза нет.

**Температура.** Современные птерии предпочитают воды с температурой 14–16 или 25–32 °С. Наличие в разрезе кремнисто-карбонатных пород с преобладанием кремнистых свидетельствует в пользу сравнительно более низких значений температуры, т.е. 14–16 °С. Определение температуры по рострам белемнитов показало [Тейс, Найдин, 1973], что температура, скорее всего, колебалась около 14 °С.

**Гидродинамика.** Птерии избегают областей с течениями и прибоем. Таким образом, можно предположить, что гидродинамические условия в бассейне осадконакопления были спокойные.

**Газовый режим.** Предполагается существование вод с нормальным содержанием растворённого в воде кислорода.

**Соленость.** Птерии — стеногалинные организмы, не выносящие опреснения, следовательно, в бассейне существовали условия нормальной солености.

**Тип субстрата.** Птерии предпочитают заселять твердый субстрат. Иноцерамы заселяют различные субстраты. Таким образом, рыхлое дно бассейна содержало каменистые выступы или же весь субстрат был твердым.

**Формирование цикличности.** Ритмичность в разрезе представлена переслаиванием терригенных пород, формировавшихся в мелководном бассейне с терригенной седиментацией, что, скорее всего, свидетельствует о циклах разбавления (ЦР). Для интерпретации природы этой ритмичности предлагается модель Г. Эйнзеле и А. Зейлахера [1985], постулирующая циклы разбавления (рис. 2). Циклические изменения кли-

мата (влажный/сухой) приводят к циклическим флуктуациям в объёме силикатного кластического материала (больше/меньше, соответственно), поступающего с речным стоком с суши в бассейн седиментации. В условиях сухого климата формируется более карбонатный элемент ритма, а в условиях влажного — менее карбонатный элемент. В настоящее время эту модель можно применить к седиментации в одном из районов Чили [Lamy et al., 1998].

**Поздний кампан. Фаза *Belemnitella mucronata*.** Данные комплексных лабораторных исследований показали циклическое распределение измеренных параметров по визуально аритмичному карбонатному разрезу верхнего кампана и нижнего маастрихта, что говорит о скрытой ритмичности. Ниже приведена возможная интерпретация природы образования этой крипторитмичной толщи.

**Состав палеоценоза.** Планктон с карбонатным скелетом, бедный комплекс макрофоссилий, представленный бентосными формами — несколькими видами иглокожих, пеллеципод (иноцерамы) и белемнитов.

**Глубина.** По данным Н.А. Бондаренко [1990], отложения накапливались в пелагиали. Анализ геохимических данных (рис. 3) показал схожие вариации следующих модулей и отношений: КМ, ТМ, Ti/Mn, Mn/Ni. Наиболее представительна и хорошо коррелирует с петромагнитными параметрами (отношение Jrs и H'cs), на наш взгляд, кривая отношения Ti/Mn, которую мы выбрали в качестве палеобатиметрической кривой.

**Газовый режим.** Незначительные вариации содержания растворенного в воде кислорода следуют из циклического распределения концентрации C<sub>орг</sub>, объема биотурбации, присутствия в разрезе пиритовых конкреций, соответствующих эпохам сравнительно низкого содержания растворенного кислорода.

**Тип субстрата.** Бентосные организмы представлены спатангоидными ежами, обитающими в рыхлом илистом грунте и иноцерамами, заселяющими все типы грунта. Следовательно, скорее всего, грунт был мягким и илистым.

**Температура.** В результате определения температуры по рострам белемнитов [Тейс, Найдин, 1973] получены значения в диапазоне 13–14 °С. Анализ геохимических данных (рис. 4) демонстрирует хорошую корреляцию трендов флуктуаций концентрации элементов Ni, Ca, V, а также ТМ. Наиболее представительна и хорошо коррелирует с данными других методов (например, с кривой отношения Jrs и H'cs) кривая содержания Ca, на основе которой и с учетом палеоэкологических данных об отложениях пачки I, а также опубликованных и собственных данных палеотермометрии построена палеотемпературная кривая. В течение фазы *mucronata* имели место 2 цикла вариаций температуры в диапазоне 10–15 °С.

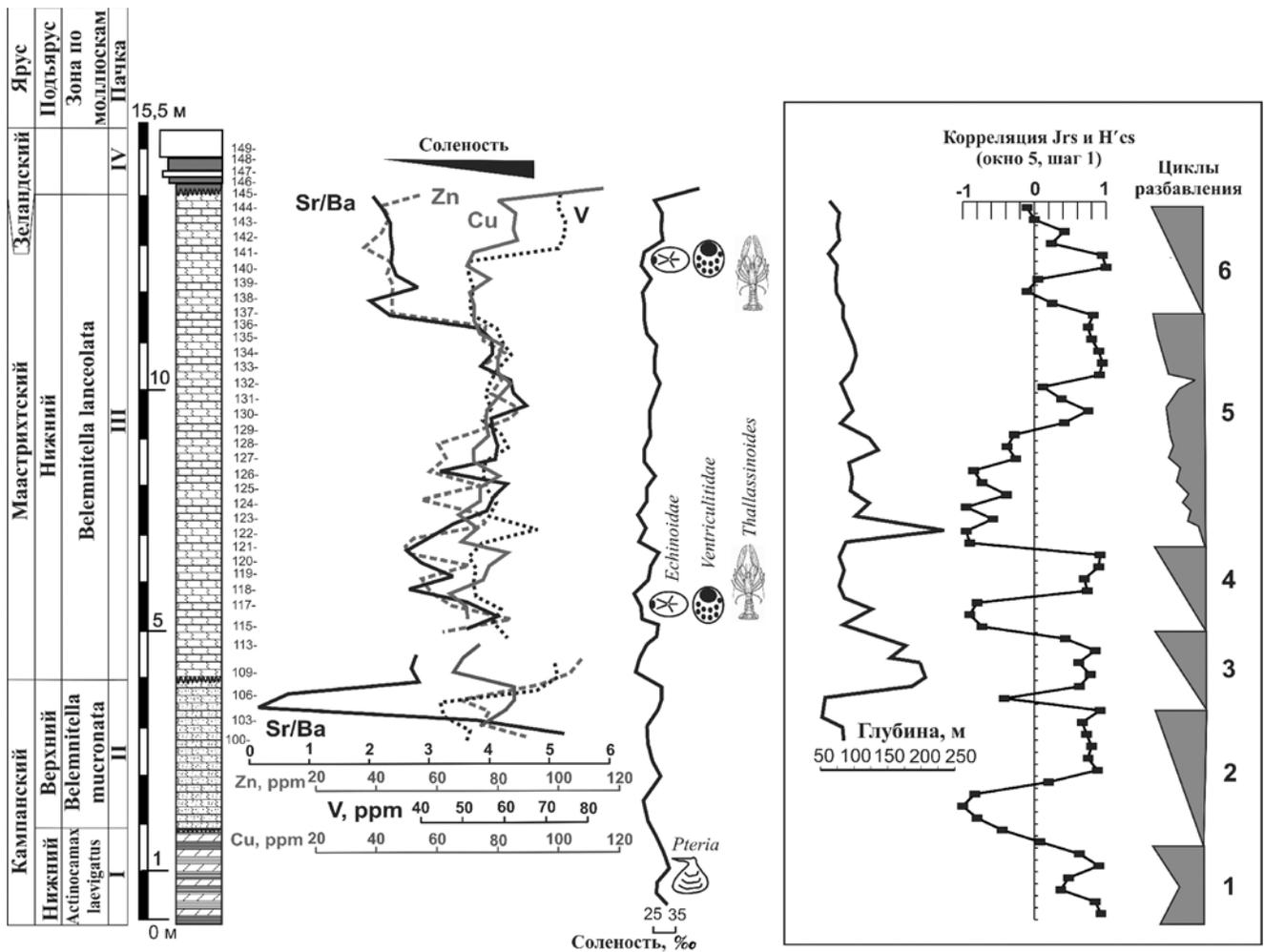


Рис. 5. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристика вариаций солености для разреза района г. Сенгилей. Условные обозначения см. на рис. 1

**Соленость.** Анализ геохимических данных (рис. 5) показал схожесть флуктуаций — концентрации элементов и их отношений: Zn, Cu, V и Sr/Ba. Самая представительная и хорошо коррелирующая с данными других методов (например, с кривой отношения Jrs и H'cs) — кривая содержания Cu, на основе которой была построена палеогалинометрическая кривая. В течение фазы *mucronata* имели место постоянные вариации солености в диапазоне 25–35‰.

Данные по гидродинамике палеобассейна отсутствуют.

**Формирование скрытой ритмичности.** Распределение комплекса изученных параметров приведено на рис. 2. Циклы разбавления [Габдуллин и др., 1999] включали в себя вариации объема привноса терригенного магнетита (подтверждены петромагнитными исследованиями) в бассейне с преимущественно карбонатной седиментацией. Природу этой визуальной ритмичной толщи писчего мела можно объяснить с привлечением вышеописанной модели (ЦР), обусловленной климатическими вариациями. Образование этой толщи может быть связано с двумя циклами раз-

бавления, которые четко фиксируются на кривой отношения Jrs и H'cs (рис. 1).

**Ранний маастрихт. Фаза *Belemnella lanceolata*.**

**Состав палеоценоза** — преобладают планктон с карбонатным скелетом и бентосные формы макрофоссилий над нектонными макрофоссилиями. Следы *Planolites* могут принадлежать пелециподам, гастроподам и иглокожим. Следы *Thallassinoides* указывают на присутствие ракообразных.

**Соленость.** В отложениях присутствуют губки (*Ventriculitidae*), иглокожие (морские ежи *Echinocorys*, цидароиды), брахиоподы и ракообразные (*Thallassinoides*), живущие в условиях нормальной солености. Анализ геохимических данных (рис. 5) показал, что в начале и в конце фазы *lanceolata* имели место постоянные вариации солености в диапазоне 25–35‰, а большую часть фазы соленость была практически стабильна.

**Газовый режим.** С одной стороны, наличие пиритовых конкреций свидетельствует о восстановительных условиях, а с другой — в скудном биоценозе присутствуют стенооксидные губки и эвриоксидные устрицы. Возможно, имели место слабые вариации газового режима, подтвержден-

ные ритмичным распределением ихнофоссилий (объемом биотурбации) и концентрацией  $C_{орг}$ .

**Тип субстрата.** Сптангоиды (*Echinocorys*), цидароиды и ракообразные (следы *Thalassinoides*) обитают в рыхлом и мягком грунте. Твердый субстрат благоприятен для губок и теребратул-лид. Брюхоногие моллюски безразличны к типу субстрата. Дно, скорее всего, было илистым со скальными выступами.

**Гидродинамика.** Присутствие устриц и губок свидетельствует об активных гидродинамических процессах (течениях).

**Глубина.** По данным Н.А. Бондаренко [1990] отложения накапливались в пелагиали (т.е. глубже 130–200 м). Губки-вентрикулитиды известны на глубине от нескольких сотен метров до 6 км. Устрицы рода *Ostrea* обычно обитают на глубине 40–100 м. Ежи-цидароиды заселяют глубины 75–100 м (иногда до 4 км), где питаются губками. Таким образом, ежи-цидароиды и губки, скорее всего, сосуществовали. На наш взгляд, глубина бассейна могла составлять более 100 м (нижняя сублитораль–батиль). Сравнительно мелководные формы (например, пектениды), скорее всего, являются аллохтонными. Анализ геохимических данных (рис. 3) показал, что в течение фазы *lanceolata* имели место постоянные вариации палеоглубины в диапазоне 50–250 м, произошло 2 трансгрессивно-регрессивных цикла с амплитудой перепада уровня эпиконтинентального моря в 150 м.

**Температура** в окрестностях г. Хвалы́нск [Тейс, Найдин, 1973] оценивается в 12,9 °С. По геохимическим данным (рис. 4) имели место слабые вариации палеотемпературы в пределах 10–15 °С с тенденцией к потеплению к концу фазы.

**Состав палеоценоза и глубина бассейна.** Богатый палеоценоз включает планктон с карбонатным скелетом, бентосные формы (губки, брахиоподы, гастроподы, пелелиподы и морские ежи) и редкие нектонные формы — белемниты. Встречены ихнофоссилии *Zoophycos*, *Planolites*, *Teichninius*. Отметим, что сравнительно малое количество нектонных форм при изобилии бентосных свидетельствует об относительно более мелководных условиях, т.е. о принадлежности рассматриваемого разреза к сублиторали.

**Формирование скрытой ритмичности.** Циклы разбавления [Габдуллин, Выдрик, 1998.; Gabdul-lin et. al, 1999] подтверждаются результатами петромагнитных исследований (рис. 3). Привнос терригенного магнетита был циклическим, предполагается наличие 4-х циклов разбавления (ЦР). В основании цикла можно выделить гипотетический, скрытый более карбонатный элемент ритма (ЭР), а в кровле — менее карбонатный, отвечающий времени максимального привноса терригенного материала. Такое заключение основано на вариации положительных или отрицательных значений на кривой корреляции остаточной на-

магниченности насыщения и разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения, а также подтверждается результатами микроскопического изучения пород в шлифах, где видны две петрографические разности писчего мела.

Менее карбонатный элемент ритма в разрезе карьера Сенгилейского цементного завода микроскопически представлен писчим мелом биокластическим с 20% биокластов (15% — фораминиферы и кальцисферулиды; 4% — фрагменты призматического слоя двустворчатых моллюсков, 1% — фрагменты скелета иглокожих), 15% — кристаллокласты рудных минералов, в том числе магнетита, запечатанных в матриксе (65% микритового кальцита).

Более карбонатный элемент сложен писчим мелом биокластическим, который состоит из 20% биокластов (16% — фораминиферы и кальцисферулиды; 2% — фрагменты призматического слоя двустворчатых моллюсков, 2% — фрагменты скелета иглокожих), 10% — кристаллокласты рудных минералов, в том числе магнетита и матрикса (70% микритового кальцита).

Выделенные гипотетические ритмы коррелируют с пиками на кривых распределения ряда параметров (рис. 2). Циклы биопродуктивности не установлены. В шлифах, отобранных из предполагаемых ЭР, выявлено приблизительно равное количество биокластов фораминифер и кальцисфер. Признаки, указывающие на циклы растворения, не установлены. Вышеупомянутая модель, связанная с вариациями климата, предлагается для интерпретации условий формирования этой визуальной ритмичной толщи писчего мела.

Изученный комплексом методов разрез исследован на закономерность повторения вариаций различных параметров одновременно с определением времени формирования ритмов. Нами использован метод подсчета среднего числа осцилляций параметров по разрезу с последующим делением продолжительности интервала на число пиков. Для этого использовано 10 шкал времени, схема сопоставления которых приведена в табл. 1, из данных которой видно, что оценки продолжительности веков по данным разных авторов могут различаться в 2 раза и/или на порядок (так же, как циклы Миланковича).

Продолжительность зоны *lanceolata* (табл. 2) оценена в 1/3 раннего маастрихта. Продолжительность ритмов подсчитывали путем деления длительности ланцеолятовой зоны на среднее число осцилляций (11) на графиках замеренных параметров. В результате по 3 шкалам получены значения, близкие к продолжительности циклов эксцентриситета  $E_1$ , приблизительно равной 100 000 лет. По остальным 7 шкалам значения длительности ритмов не совпадают с известными астрономическими циклами Миланковича. Вариации положительных или отрицательных значений на

кривой корреляции остаточной намагниченности насыщения и разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения, интерпретированные с позиций ЦР, скорее всего, связаны с циклами эксцентриситета  $E_2$  (~400 000 лет). Разброс значений, получаемых при оценке продолжительности ритмов, позволяет только констатировать проявления циклов эксцентриситета в изучаемом разрезе. Не исключена и другая трактовка полученных результатов: в разрезе установлены циклы эксцентриситета разных порядков, при этом циклы меньшего порядка «вложены» в циклы большего порядка.

Таблица 1

Схема сопоставления геохронологических шкал

Век	Авторы, год									
	Hinte, 1975	Harland, 1982	Palmer, 1983	Naq, 1987	Harland, 1989	Cowie, 1989	Odin, 1990	Obrado-vich, 1993	Gradstein & Ogg, 1994	Hardenbol et al., 1998
	Продолжительность, млн лет									
m	5	8	8,5	7	9	10	7	6	6,3	6,3
cp	8	10	9,5	10	9	8	10	12	12,2	12,2
st	4	5	3	4	4	3	5	3	2,3	2,3
cn	4	1	2	1	2	2	1	3	3,2	4,5
t	6	2	3	3	3	3	3	4	4,5	4,5
cm	8	6	6	4	5,5	4	5	5	5,4	5,4

**Зеландий.** В связи с рекогносцировочным характером исследования нижнепалеоценовой части разреза заключение о природе ее ритмов носит предварительный характер. Из-за отсутствия данных инструментальных исследований для этой части разреза реконструировать условия седиментации можно по литологическому составу пород.

Циклы разбавления сформировали чередование сравнительно более и менее песчаных опок в базальной части пачки и, скорее всего, привели к образованию переслаивания чистых кремнистых и глинистых разностей опок. В самой нижней части разреза зеландских отложений встречены карбонат-содержащие (известковистые) опоки, или кремнистые известняки, для которых выполнены изотопные исследования. Вариации палеотемпературы составляли от 15 до 24 °С (в среднем 17–18 °С) с тенденцией к потеплению (рис. 4, 6). Для циклично построенных отложений самой нижней части зеландского яруса палеотемпература составляла 15–24 °С.

Дальнейшие исследования позволят точнее воссоздать обстановку осадконакопления.

**Выводы.** 1. Один из существенных выводов с методологической точки зрения — совместный, впервые выполненный комплекс литологических, петрографических, петромагнитных, геохимических и палеоэкологических методов позволил оценить палеогеографические условия среды осадконакопления для частного геологического разреза.

2. Выделена крипторитмичная карбонатная толща, характеризующаяся визуальным ритмичным видом с циклическим распределением замеренных параметров.

3. В результате комплексного анализа даже в визуальном ритмичной толще писчего мела установлены вариации большей части исследованных параметров. Эти вариации четко видны на параметрических кривых и их производных — палеобатиметрической (рис. 3), палеотемпературной (палеоклиматической, рис. 4) и палеогалинометрической (рис. 5) кривых. На основе последних оценены палеогеографические условия формирования осадков и геологическая история Ульяновско-Саратовского прогиба в конце мела–начале палеогена (рис. 6).

Таблица 2

Результаты подсчета по десяти шкалам продолжительности (Т) предполагаемых астрономо-климатических циклов для отложений нижнего маастрихта (зона *lanceolata*) в карьере Сенгилейского цементного завода

Номер шкалы	Продолжительность раннего маастрихта, млн лет	Продолжительность зоны <i>lanceolata</i> , лет	$T_{\text{цикла}} = T_{\text{зоны}} / 11$ осцилляций	$T_{\text{цикла}} = T_{\text{зоны}} / 4$ осцилляции кривой корреляции Jgs и H'cs
1	2,5	825 000	75 757	206 250
2	4	1 320 000	121 212	330 000
3	4,25	1 402 500	128 788	350 625
4	3,5	1 155 000	<b>100 060 (циклы <math>E_1</math>)*</b>	288 750
5	4,5	1 485 000	136 363	371 250
6	5	1 650 000	151 515	<b>412 500 (циклы <math>E_2</math>)</b>
7	4,5	1 485 000	136 363	371 250
8	3	990 000	<b>90 909 (циклы <math>E_1</math>)</b>	247 500
9	3,150	1 039 500	<b>95 454 (циклы <math>E_1</math>)</b>	259 875
10	2	660 000	60 000	165 000

\* Полуцирком выделены циклы эксцентриситета 1-го и 2-го порядков.

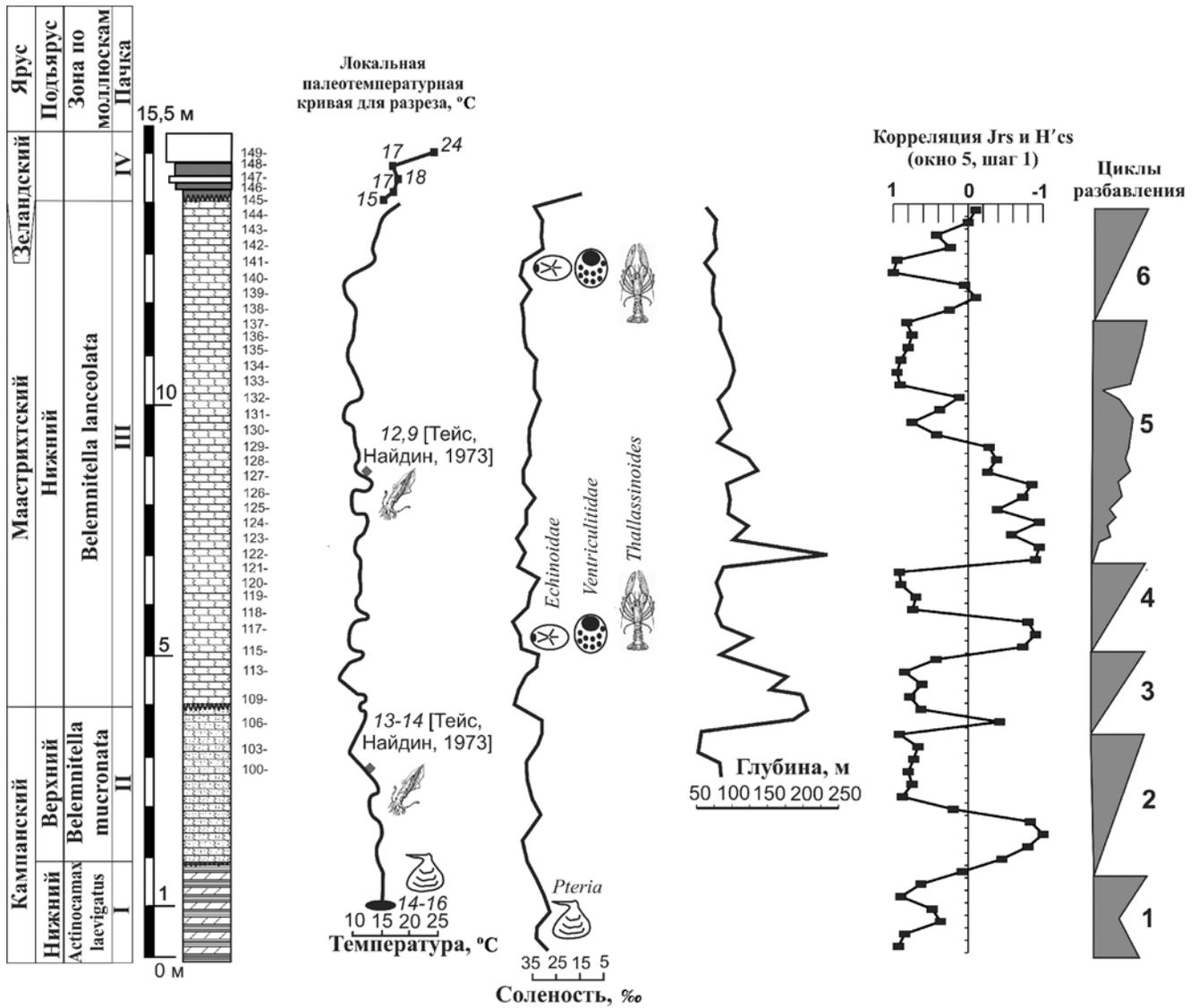


Рис. 6. Вариации температуры, солености и глубины, петромагнитная характеристика и циклы разбавления в кампане-зеландии Ульяновско-Саратовского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 1

4. Формирование скрыторитмичных карбонатных и ритмичных терригенно-карбонатных, а также кремнистых толщ связано с одним механизмом — циклами разбавления и палеогеографической моделью Г. Эйзеле и А. Зейлахера [1985]. Природа крипторитмичной толщи связана с периодическими климатическими изменениями, подчиняющимися циклами эксцентриситета земной орбиты.

5. По геохимическим и палеоэкологическим данным относительное повышение солености коррелирует с ростом температуры и уменьшением глубины эпиконтинентального бассейна (рис. 6). Глубина эпиконтинентального бассейна составляла от 50 до 225 м, амплитуда эвстазии во время трансгрессивно-регрессивных циклов могла составлять до 150 м. В раннем кампане (пачка I, фаза *laevigatus*) установлен цикл разбавления и 2 цикла вариаций солености (которые в это время и позднее оцениваются в диапазоне 35–25‰, в среднем соленость составляла около 30‰). В позднем кам-

пане (пачка II, фаза *mucronata*) выявлено 2 цикла вариации солености и температуры, а также цикл разбавления и трансгрессивно-регрессивный цикл (во второй половине фазы). В раннем маастрихте (пачка III, фаза *lanceolata*) выделено 8 циклов вариации солености и температуры, 4 цикла разбавления и 2 трансгрессивно-регрессивных цикла (во второй половине фазы).

6. Палеотемпературные данные предшественников [Тейс, Найдин, 1973] хорошо коррелируют с нашими данными. Палеотемпература в кампан-маастрихтское время составляла 13–16 °C (в среднем ~14 °C). В кампане и в конце раннего маастрихта климат был немного (на 1–2 °C) теплее, чем в большей части раннего маастрихта. В зеландское время температура составляла 15–24 °C.

7. Полученные данные о палеогеографии эпиконтинентального бассейна Ульяновско-Саратовского прогиба позволят детализировать палеогеографию и геологическую историю периферических частей палеоокеана Тетис (Перитетис).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России // *Материалы для геологии России*. С-Пб.: Изд.-во Импер. Минерал. Об-ва, 1912. Т. XXV. С. 138–353.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф., Акимец В.С.* и др. К стратиграфии верхнего мела Ульяновского Поволжья по фораминиферам // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 5. С. 65–74.
- Бондаренко Н.А.* Стратиграфия и условия седиментации сантонских, кампанских и маастрихтских отложений Правобережья Нижнего Поволжья: Автореф. канд. дисс. Саратов, 1990. 22 с.
- Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Виноградов В.И.* Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // *Природа*. 2011. № 11. С. 22–28.
- Габдуллин Р.Р.* Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.
- Габдуллин Р.Р., Выдрик А.Б.* Сравнительная характеристика ритмичных толщ палеоцена Ульяновского Поволжья (Сенгилей) и Горного Крыма (Беш-Кош) // *Геологические науки-98: Тез. докл. науч. конф.* Саратов, 1998. С. 47.
- Габдуллин Р.Р., Иванов А.В.* Комплексное изучение ритмичности карбонатного осадконакопления на примере позднемелового бассейна Ульяновско-Саратовского прогиба // *Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. серия*. 2001. Т. VIII. С. 69–90.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 88–181.
- Глазунова А.Е.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. С. 7–41.
- Енгальчев С.Ю., Панова Е.Г.* Геохимия и генезис песчаников восточной части Главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // *Литосфера*. 2001. № 5. С. 16–29.
- Камышёва-Елпатьевская В.Г.* Маркирующие горизонты юрских, меловых и палеогеновых отложений Саратовского Поволжья // *Уч. зап. СГУ имени Н.Г. Чернышевского*. 1951. Т. XXVIII. Вып. геол. С. 10–35.
- Каплин П.А., Янина Т.А.* Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие. М., 2010. 430 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
- Склярёв Е.В.* Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 254 с.
- Форт Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мысль, 1983. 200 с.
- Эйнзель Г., Зейлахер А.* Палеогеографическое значение темпеститов и периодитов // *Циклическая и событийная седиментация*. — М.: Мир, 1985. С. 478–485.
- Gabdullin R.R., Guzhikov A.Ju., Bogachkin A.B.* et al. Periodities below and above the K/T boundary // *Bull. de L'Institute Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, 69-Supp. A, 1999. P. 87–101.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B.* et al. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Spec. Publ. 1998. Vol. 60. Ch. 1.
- Lamy F., Hebbeln D., Wefer G.* Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27,5 °S) and palaeoclimatic implications // *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*. 1998. Vol. 141 (3–4). P. 233–251.

Поступила в редакцию  
03.03.2016

УДК 550.40:551.3

В.А. Громова<sup>1</sup>, Т.В. Шестакова<sup>2</sup>, О.А. Липатникова<sup>3</sup>

## ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКОВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ХВОСТОХРАНИЛИЩА УРУПСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА<sup>4</sup>

Поверхностные воды в районах горнорудной промышленности подвержены интенсивному загрязнению тяжелыми металлами и токсичными элементами. Проведено комплексное исследование состояния вод и донных отложений рек Богачуха и Уруп в районе расположения выведенного из эксплуатации хвостохранилища Урупского горно-обогатительного комбината. Оценено влияние хвостохранилища на содержание элементов в воде, взвеси и донных отложениях рек. Выявлены основные загрязнители поверхностных вод и донных отложений, а также формы распределения элементов в них.

*Ключевые слова:* хвостохранилище, микроэлементы, миграция, донные отложения, подвижные формы.

Surface water is contaminated by trace elements in mining areas. A complex study was carried out on the state of water and bottom sediments of two rivers in the area of the tailings of Urupsky's mining plant. The impact of tailings on the content of elements in the water, suspensions and bottom sediments was estimated. The main pollutants of the surface water and bottom sediments and also their element's forms were revealed.

*Key words:* tailings, trace elements, migration, bottom sediments, mobile forms.

**Введение.** Одна из актуальных проблем современности — загрязнение природных поверхностных вод тяжелыми металлами и другими токсичными элементами. Отходы при освоении месторождений полезных ископаемых в районах горнорудной промышленности — один из основных источников поступления тяжелых металлов в поверхностные водотоки, что делает важным и актуальным проведение в них эколого-геохимических исследований. Среди природно-техногенных образований, сформированных под воздействием горнодобывающей промышленности, наиболее динамичные элементы с отрицательным воздействием на природную среду — хвостохранилища, содержащие высокие концентрации токсичных элементов.

Впервые значительный уровень загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами и другими токсичными элементами вследствие их миграции из хвостохранилищ обнаружен в 1970-х гг. Изучение миграции элементов описано в работах зарубежных исследователей [Borman, Watson, 1976; Blair et al., 1980; Smith, 1980]. В отечественной литературе исследованию техногенных объектов и изучению их влияния на окружающую среду посвящены статьи уральских геологов [Чесноков, Бушмакин, 1995; Удачин, Ершов, 1996], монографии и статьи П.В. Елпатъевского [1993],

А.М. Плюснина и В.И. Гунина [2001], а также работы [Бортникова, Гаськова 2006; Бортникова и др., 2003; Зверева и др., 2009; Аламбиева, 2013].

Выявление геохимических закономерностей миграции токсичных компонентов и их воздействия на природную среду — ключевой аспект эколого-геохимических исследований. В каждом отдельном случае их поведение зависит от способа хранения отходов, их минерального состава, типа вмещающих пород и климатических условий.

Существует два основных пути переноса вредных веществ из хвостохранилища — ветровой, связанный с чрезвычайно мелким гранулометрическим составом складированного материала, и водный, обусловленный взаимодействием атмосферных осадков и отходов обогащения, что приводит к локальному загрязнению близлежащих водоемов и рек токсичными элементами [Баймакова, 2002].

Цель работы — эколого-геохимическая оценка состояния поверхностных водотоков в зоне влияния хвостохранилища горнодобывающего комбината.

**Объекты исследований** — реки Уруп и Богачуха, находящиеся в зоне влияния выведенного из эксплуатации хвостохранилища Урупского горно-обогатительного комбината по переработке медно-колчеданных руд Урупского месторождения (Карачаево-Черкессия) (рис. 1).

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, магистр; *e-mail:* vale.gromova@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; *e-mail:* tat-shestakova@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; *e-mail:* lipatnikova\_oa@mail.ru

<sup>4</sup> Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проект № 16-35-00594).

Река Уруп имеет среднегодовой расход воды  $16,5 \text{ м}^3/\text{с}$ , питание реки смешанное, с преобладанием дождевого. Водный режим неустойчив, уровень воды в реке и ее расход значительно колеблются в течение года. Половодье наступает летом, когда тают снега высокогорных вершин Передового хребта. Наивысший уровень воды в реке наблюдается в июне–июле. В конце осени и зимой Уруп сильно мелеет. Уруп, в верховьях которого осуществляется разработка Урупского месторождения, служит главным источником водоснабжения пос. Медногорский и станицы Преградная, а также важна в рыбохозяйственном значении.

Река Богачуха — левый приток р. Уруп, имеет смешанное питание, поэтому в водном режиме реки отмечается множество пиков гидрографа, вызванных температурными явлениями и выпадением дождей. Русло реки извилистое, изобилует мелкими порогами и перекатами. Расход реки в летний период составляет  $0,14 \text{ м}^3/\text{с}$ . Площадка хвостохранилища протягивается по долине р. Богачуха. Проектными решениями предусмотрен отвод стока р. Богачуха в обход хвостохранилища по водоотводному каналу, проложенному по правому борту долины.

Состав гидроотвала (пруда-отстойника) во время функционирования хвостохранилища формировался за счет поступления с пульпой отработанных растворов после флотации, содержащих ксантогенат калия и известь, pH сбрасываемых растворов поддерживали на уровне 10–11. В настоящее время хвостохранилище законсервировано без гидроизоляции, геохимические процессы в нем идут за счет поступления атмосферных осадков в тело хвостохранилища. Воды из пруда-отстойника сульфатно-кальциевые, кислые (pH 2,8), минерализация  $2,4 \text{ г/л}$  [Громова и др., 2014]. Внешнее воздействие на поверхностные водотоки осуществляется за счет естественного дренажа.

Химический и минеральный состав отходов хвостохранилища (хвостов) определяется главным образом типом руд, добываемых на Урупском месторождении. Присутствие в твердой фазе наряду с кварцем и пиритом сульфатов железа и кальция (язрита и гипса), а также гидроксидов железа свидетельствует об идущих гипергенных процессах, в результате которых происходит окисление пирита и отходы приобретают высокую кислотность ( $\text{pH}_{\text{вод}} 2,8$ ). Однако тесные корреляционные связи ( $K_{\text{кор}}=0,83 \div 0,95$  для 15 степеней свободы, при уровне вероятности  $p=0,05$ , критическое значение  $R=0,48$ ) между элементами Sb–Ag–As (блеклые руды) и Zn–Fe–S–Cu (основные медноколчеданные руды) свидетельствуют о сохранении геохимических связей, характерных для руд Урупского месторождения.

За время функционирования хвостохранилища с 1968 по 1997 г. в нем накоплено 11,5 млн т от-

ходов обогащения. На данный момент среди них наиболее экотоксичные элементы, относящиеся к I и II классам опасности для почв, — Zn (16 280 т), Pb (3850 т), As (5820 т), Cu (21 275 т), Sb (575 т) и S (125 т). В результате ветровой эрозии сухой части хвостохранилища эти же элементы могут служить источником загрязнения воздушного бассейна и близлежащих территорий.

**Методика исследований.** Исходным материалом для проведения исследований были пробы воды, взвеси, донных отложений из рек и пруда-отстойника хвостохранилища, отобранные в августе 2012 г. (рис. 1). Всего отобрано 10 проб воды и 8 проб донных отложений (табл. 1).



Рис. 1. Схема пробоотбора

Пробы воды отбирали в пластиковые бутылки объемом 0,5 л с глубины 5–10 см. Часть воды из пробы (15 мл) фильтровали через мембранный фильтр «Владипор» (диаметр 0,45 мкм) для разделения растворенной и взвешенной частей. Фильтрат подкисляли концентрированной азотной кислотой до pH 2 для последующего определения микроэлементов, а в оставшейся воде определяли макросостав. Фильтры со взвесью высушивали, разлагали смесь кислот ( $\text{HNO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и HF) и переводили в раствор для определения содержания микроэлементов.

Пробы донных отложений отбирали в руслах рек в контейнеры объемом  $200 \text{ см}^3$ . На месте про-

боотбора измеряли рН водных проб и осадка. Для дальнейшего анализа в лабораторных условиях пробы донных отложений высушивали и просеивали через сито с диаметром 1 мм. Просеянные пробы отквартовывали и упаковывали в пакеты из крафт-бумаги.

В пробах донных отложений с использованием портативного спектрометра «Thermo Niton XL3t» (модификация «Niton XL3t900»), определяли содержание As, Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Al, Si, S. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов составило 7%. Правильность определений контролировали по стандартным образцам Nist 2709a, Nist 2780, RCRA, прилагаемым к прибору.

Для определения форм нахождения элементов в донных отложениях и их миграционной способности проводили последовательные вытяжки и выделяли следующие фракции: 1) подвижные и слабосвязанные формы элементов, способные переходить в раствор при незначительном изменении рН или солевого состава (вытяжка ацетатно-аммонийным буфером при рН 4,8); 2) формы, связанные с гидроксидами Fe и Mn (вытяжка солянокислым гидроксиламином при рН 2); 3) формы, связанные с органическим веществом (вытяжка 30%-ным раствором  $H_2O_2$  при рН 2) [Мотузова, 1999; Tessier et al., 1979]. Для донных осадков пруда-отстойника хвостохранилища, из-за того что содержание пирита в нем достигает 16%, выделяли первые две фракции, так как вытяжка перекисью водорода приводит к окислению сульфидов и выходу в раствор микроэлементов, связанных с ними, а не с органическим веществом.

Макросостав водных проб определяли химическими методами объемного титрования [Количественный..., 1978]. Натрий в отдельных пробах измеряли потенциометрическим методом на приборе «Эксперт-1» с Na-селективным электродом.

Микроэлементы в речной воде, взвесь и вытяжках из донных отложений определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «ELEMENT2» (фирма «Thermo Finnigan», Германия). Для ICP-MS пробы разводили (в 10–1000 раз в зависимости от концентрации) 3%-ным раствором  $HNO_3$  (ос.ч.). Относительное стандартное отклонение (по результатам 9 анализов каждой пробы) составило в среднем 1%. Калибровку спектрометра осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта для ICP-MS (набор ICP-MS-68A «High-Purity Standart», США). Правильность измерений контролировали использованием раствора In (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л±0,4%) в качестве внутреннего стандарта (концентрация индия в каждой пробе составляла 10 ppb).

Для определения форм нахождения микроэлементов в растворе выполнен термодинамический расчет. Моделируемая система включала 16 неза-

висимых компонентов — 14 химических элементов (H, O, Ca, Mg, Na, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd) и 2 квазиэлемента (гуминовую кислоту (Hu) и фульвокислоту (Fu)). Набор растворенных частиц в расчетах включал 90 простых ионов и комплексов, среди которых 71 неорганических и 19 органических комплексов. Для более точного регулирования рН система была открыта по  $CO_2$ . Источником термодинамических данных служила база данных UNITHERM (кафедра геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова), дополненная данными для органических комплексов металлов. Расчеты равновесного состава системы выполняли с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.3 [Шваров, 2008], в которой в качестве критерия равновесия используется минимум свободной энергии Гиббса системы. Валовый состав систем задавали по результатам химических анализов. Концентрацию органических ионов оценивали по величине  $C_{орг}$  в поровой воде по методике, приведенной в [Методы..., 1988], с учетом средних молекулярных масс (для гуминовых кислот 40000, для фульвокислот 1500) по [Кириухин, Швец, 1976].

Для количественной характеристики загрязнения компонентов окружающей среды вычисляли коэффициент концентрации ( $K_c$ ), характеризующий степень накопления химических элементов в донных отложениях и водах по отношению к фону, и суммарный показатель загрязнения ( $Z_c$ ), по величине которого оценивали состояние компонентов окружающей среды. В связи с отсутствием нормативных документов, загрязненности донных отложений оценку проводили по данным для почв [Гуляева, 2002]. Для оценки качества воды сравнивали результаты с ПДК хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования [ГН 2.1.5.1315-03] для хвостохранилища и р. Богачуха, а концентрацию элементов в р. Уруп сравнивали с нормативами качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2010].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Установлено, что воды рек Уруп и Богачуха маломинерализованные, имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и слабощелочную среду. Смена макросостава воды на сульфатно-кальциевый, увеличение минерализации и снижение рН, наблюдаемое в пробах из р. Богачуха (пробы № 36 и 41) и из дренажа, связано с влиянием хвостохранилища (табл. 1). Ниже хвостохранилища (№ 41) заметно влияние подземных вод хлоридно-натриевого состава (источник, проба № 44,  $M=31$  г/л), которое проявляется в изменение состава на сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевый.

По результатам анализа микроэлементного состава (табл. 2) установлено низкое содержание элементов в водах рек, составляющее несколько десятых и сотых ppb для Cd и Pb; и несколько

Таблица 1

## Характеристика водных проб и донного осадка

№ проб	Место отбора проб воды и донных отложений	Формула Курлова для проб воды	pH донных осадков	Макроописание осадков
45	Фоновая проба из р. Богачуха	$M0,2 \frac{Ca76Mg16Na7}{HCO_3 84SO_4 17} pH7,7$	7,0	песок
35	Забетонированное русло р. Богачуха	$M0,2 \frac{Ca71Mg20Na9}{HCO_3 84SO_4 17} pH7,7$	—	—
36	Р. Богачуха до впадения дренажа	$M0,5 \frac{Ca54Mg23Na23}{SO_4 79HCO_3 17} pH6,7$	4,7	илистые отложения
40	Дренаж из хвостохранилища	$M2,4 \frac{Ca73Mg23}{SO_4 97} pH5$	6,0	песок
41	Р. Богачуха после впадения дренажа	$M1,2 \frac{Na66Ca29Mg6}{SO_4 48Cl47} pH6,4$	5,2	песок
42	Р. Уруп после впадения р. Богачуха	$M0,2 \frac{Ca52Na29Mg19}{SO_4 43HCO_3 32Cl25} pH7,3$	7,3	песок
43	Р. Уруп до впадения р. Богачуха	$M0,1 \frac{Ca58Mg31Na11}{HCO_3 64SO_4 28Cl9} pH6,9$	7,7	песок
46	Фоновая проба р. Уруп	$M0,1 \frac{Ca48Mg27Na26}{HCO_3 73SO_4 22} pH7,6$	7,3	песок
37	Хвостохранилище	$M1,6 \frac{Ca39Na32Fe12Al11Mg6}{SO_4 93Cl7} pH2,4$	2,6	супесь
44	Источник	$M30,5 \frac{Na94}{Cl97} pH7,3$	—	—

единиц и десятков ppb для Cu, Zn, Ni. В пробе из р. Богачуха после впадения дренажа (№ 36) наблюдается превышение Fe в 2 раза над ПДК хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования (ПДК<sub>ХПКБ</sub>). В дренажных водах

концентрация всех элементов выше фоновой, а содержание Pb, Ni, Fe, Al и Cd выше ПДК<sub>ХПКБ</sub>. В водах пруда-отстойника хвостохранилища содержание всех элементов в несколько десятков и сотен раз превышает фоновое содержание в

Таблица 2

## Содержание элементов в водах рек Богачуха и Уруп

№ пробы	Место отбора	Содержание элементов, мг/л						
		Cd	Pb	Cu	Zn	Al	Fe	Ni
45	Фоновая проба из р. Богачуха*	0,0001	0,0001	0,003	0,001	0,07	0,12	0,002
35	Забетонированное русло р. Богачуха после прохождения действующего хвостохранилища*	0,0003	0,0004	0,003	0,005	0,06	0,11	0,002
36	Р. Богачуха до впадения дренажа*	0,001	0,00004	0,002	0,05	0,02	0,68	0,007
40	Дренаж из хвостохранилища*	0,001	0,027	0,18	0,5	2,2	0,31	0,04
41	Р. Богачуха после впадения дренажа*	0,0002	0,00002	0,002	0,02	0,006	0,14	0,008
42	Р. Уруп после впадения р. Богачуха**	0,0002	0,00003	0,025	0,04	0,12	0,06	0,002
43	Р. Уруп до впадения р. Богачуха**	0,0003	0,00003	0,037	0,05	0,15	0,07	0,001
46	Фоновая проба р. Уруп**	0,00001	0,00001	0,002	0,003	0,01	0,01	0,0004
44	Источник	0,001	0,0001	0,006	0,01	0,002	0,008	0,0003
37	Хвостохранилище*	0,018	0,005	3,74	4,8	21,9	78	0,11
ПДК*/ПДК**		0,001/0,005	0,01/0,006	1/0,001	1/0,01	0,2/0,04	0,3/0,1	0,02/0,01

Примечания: полужирным шрифтом показаны значения концентраций, превышающие ПДК; \* — ПДК хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования [Гигиенические..., ГН 2.1.5.1315-03]; \*\* — Нормативы качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2010].

р. Богачуха, а также ПДК<sub>ХПКБ</sub>. Уруп — не только главный источник водоснабжения Урупского района, но важен и в рыбохозяйственном плане. Сравнение содержания элементов в воде р. Уруп с нормативами качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения показал, что превышение составляет: Cu — 25–36 раз, Zn — 4–5 раз, Al — 11–14 раз [Приказ..., 2010].

Результаты термодинамического расчета распределения форм нахождения микроэлементов (Cd, Zn, Pb, Cu) показывают, что в зависимости от преобладающих форм нахождения пробы можно разделить на 2 группы: 1-я группа — незагрязненные воды рек Богачуха и Уруп, 2-я группа — воды, испытывающие влияние хвостохранилища. Основная форма нахождения Cd в группе 1 — свободный ион (90%). В группе 2 заметную роль начинает играть сульфатный комплекс  $CdSO_4^0$  (20–40%). Доминирующая форма нахождения свинца в незагрязненных водах — карбонатный комплекс  $PbCO_3^0$  (96%), в то время как для хвостохранилища характерны сульфатный комплекс  $PbSO_4^0$  (до 55%) и свободный ион (до 45%). Цинк в обеих группах в основном находится в виде свободного иона (~60%). Второй по значимости для незагрязненных вод — гидроксокомплекс  $ZnOH^+$  (до 40%), тогда как в водах, испытывающих влияние хвостохранилища, его место занимает сульфатный комплекс  $ZnSO_4^0$  (до 30%). Для незагрязненных вод группы 1 преобладающие формы меди представлены карбонатным комплексом  $CuCO_3^0$  (70%) для вод р. Богачуха и фульватным комплексом  $CuFu^0$  (90%) для вод р. Уруп. Содержание наиболее токсичных форм  $Cu^{2+}$  и  $CuOH^+$  не превышает 8%, тогда как в пробах воды из хвостохранилища медь в основном находится в виде свободного иона (70%) и сульфатного комплекса  $CuSO_4^0$  (30%).

Значения коэффициента распределения металлов в системе вода — взвешенное вещество на фоновых участках рек Уруп и Богачуха для Fe, Al, Cu, Pb меньше 1, а для Cd и Zn в пределах 1, тогда как в пробах из дренажа и хвостохранилища коэффициенты распределения для всех элементов значительно превышают единицу. Это свидетельствует о том, что на фоновых участках рек преобладает перенос во взвешенном состоянии, а в хвостохранилище и дренажных водах элементы мигрируют преимущественно в растворенной форме.

Полученные значения коэффициента распределения, вероятно, обусловлены несколькими факторами. Во-первых, различием в гидродинамической обстановке, влияющей на содержание взвешенного вещества в воде — для хвостохранилища характерен застойный режим, тогда как реки Уруп и Богачуха горные и имеют сильное течение, что способствует удержанию взвешенных частиц в водной толще. Во-вторых, смена макросостава вод влечет за собой изменение концентрации анионов-комплексобразователей, способных

удерживать металлы в растворе. В-третьих, при изменении pH среды от кислой (в хвостохранилище) к слабощелочной (в реках) Fe и Al уходят из раствора, образуя пленки на поверхности взвешенных частиц. На этих пленках происходит сорбция катионогенных элементов (Pb, Zn, Cu и Cd) и вывод их из раствора.

Донные отложения представлены в основном песками с  $pH \geq 7$ , содержание органического вещества меньше 1,2%, содержание  $SiO_2 \approx 70\%$ ,  $Fe_2O_3 \leq 4\%$ ,  $Al_2O_3$  — 10% и S — 0,02%. Содержание микроэлементов в осадках приведено в табл. 3.

Таблица 3

Микроэлементы в донных отложениях рек Богачуха и Уруп

Элемент	Формы нахождения, % суммы миграционно-способных форм				Валовое содержание в донных отложениях, мкг/кг
	подвижные	связанные с Fe–Mn	связанные с органикой	сумма миграционно-способных форм, мкг/кг	
Cu	$\frac{13 \div 32}{22}$	$\frac{15 \div 62}{46}$	$\frac{16 \div 73}{9}$	$\frac{7,4 \div 56,6}{28,3}$	$\frac{33 \div 90}{46}$
Zn	$\frac{10 \div 44}{28}$	$\frac{44 \div 67}{59}$	$\frac{6 \div 23}{12}$	$\frac{11,9 \div 116,3}{46,8}$	$\frac{36 \div 189}{85}$
Pb	$\frac{15 \div 29}{21}$	$\frac{59 \div 77}{70}$	$\frac{8 \div 16}{10}$	$\frac{4,9 \div 6,8}{5,3}$	$\frac{12 \div 20}{15}$
Fe	$\frac{4 \div 15}{9}$	$\frac{82 \div 92}{87}$	$\frac{4 \div 15}{5}$	$\frac{2205 \div 19070}{6720}$	$\frac{30123 \div 58900}{37585}$
Cd	$\frac{21 \div 52}{48}$	$\frac{24 \div 49}{44}$	$\frac{4 \div 32}{13}$	$\frac{0,062 \div 0,351}{0,143}$	н.о.
As	$\frac{9 \div 19}{13}$	$\frac{77 \div 89}{83}$	$\frac{2 \div 6}{4}$	$\frac{0,5 \div 1,0}{0,7}$	$\frac{13 \div 15}{14}$
Ni	$\frac{8 \div 37}{17}$	$\frac{40 \div 70}{59}$	$\frac{16 \div 52}{24}$	$\frac{8,7 \div 22,0}{12,1}$	$\frac{45 \div 63}{54}$

Примечания: над чертой минимальное и максимальное значение, под чертой — среднее значение (n=5), н.о. — содержание элемента не определяли.

Донные отложения дренажа и пробы из р. Богачуха выше впадения дренажа (№ 36) отличаются повышенным содержанием (%)  $Fe_2O_3$  (6–8),  $Al_2O_3$  (14–16), S (0,08–0,3). Содержание органического вещества в них достигает 0,6 и 1,2% соответственно, что отличает их от остальных проб. Для пробы № 36 характерна максимальная концентрация Cd, Cu и Zn. Суммарный показатель загрязнения равен 26, уровень загрязнения классифицируется как средний. Для донных отложений дренажа, в отличие от пробы № 36, характерно максимальное содержание As и Pb. Суммарный показатель загрязнения равен 13, уровень загрязнения низкий. Концентрация элементов в донных отложениях р. Уруп выше и ниже впадения р. Богачуха (№ 42, 43) превышает фоновые по цинку и меди, но при этом уровень загрязнения минимальный.

Несмотря на невысокий уровень загрязнения донных отложений, важным представляется вы-

Рис. 2. Содержание меди, цинка и кадмия в воде р. Богачуха, дренаже (Д) и хвостохранилище (Х), а также подвижных форм (ПФ) этих элементов в донных отложениях (пробы № 36, 37, 40, 41, 45)

явление форм нахождения токсичных элементов, определяющих их миграционную способность и биодоступность. Наиболее показательные формы, характеризующие антропогенный поток, — подвижные формы (ПФ), извлекаемые ацетатно-аммонийным буфером (ААБ) pH 4,8. На рис. 2 схематически представлено изменение концентрации Cu, Zn и Cd в воде, а также их подвижных форм в донных отложениях, вниз по течению р. Богачуха. Как следует из анализа рис. 2, максимальная концентрация этих элементов в воде наблюдается в хвостохранилище и дренаже, а также в пробе № 36 из р. Богачуха выше впадения дренажа по Zn и Cd. Содержание ПФ Cu, Zn и Cd в донных отложениях коррелирует с содержанием этих элементов в воде. На схеме видно, что концентрация элементов в воде, а также извлечение ПФ (проба № 41) восстанавливаются до фоновых. При этом содержание меди в воде быстрее выходит на уровень фона, чем концентрация цинка и кадмия.

Все исследуемые элементы в основном (>80%) находятся в прочносвязанном состоянии в донных отложениях (рис. 3). Тем не менее формы микроэлементов, связанные с гидроксидами Fe и Mn (ферри-формы) и органическим веществом, способны переходить в подвижное состояние при изменении окислительно-восстановительной обстановки. Их можно назвать условно подвижными формами. Среди них наиболее характерны для донных отложений ферри-формы, количество которых составляет ~30% от валового содержания для Zn и Pb и 10–20% для Cu и Cd.

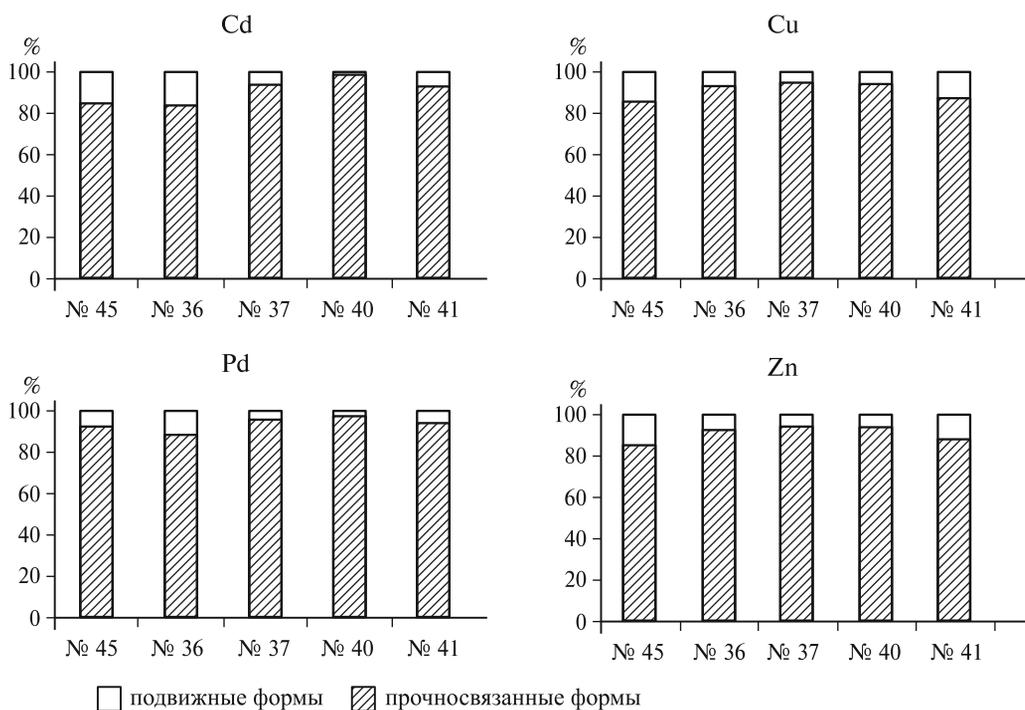
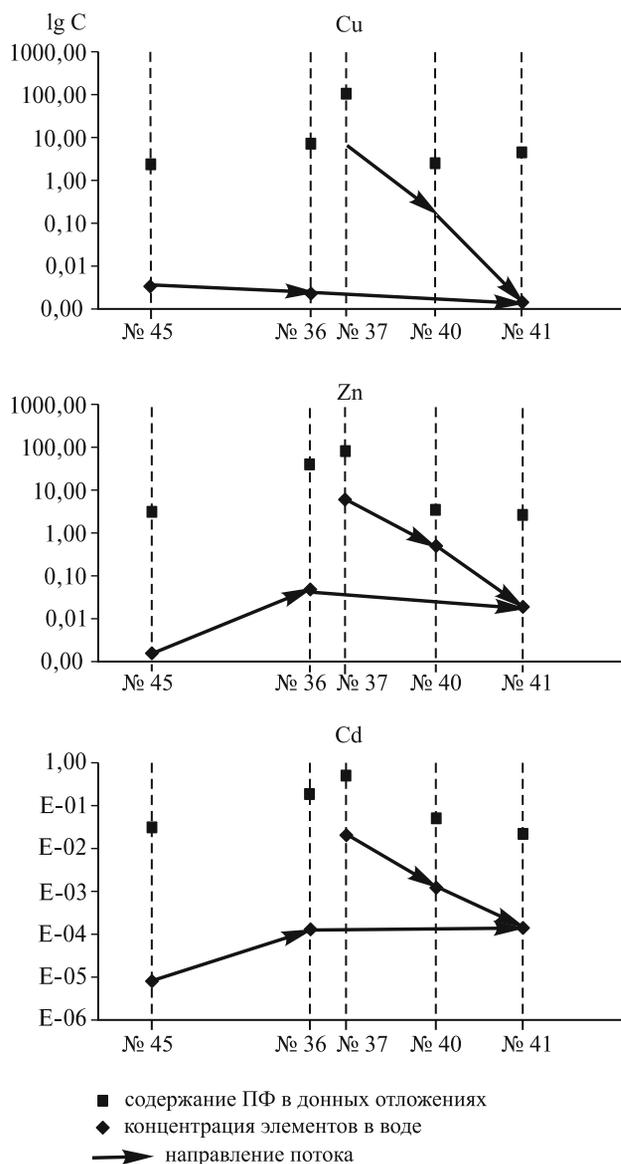


Рис. 3. Соотношение подвижных и прочносвязанных форм в донных отложениях р. Богачуха (пробы № 36, 37, 40, 41, 45)

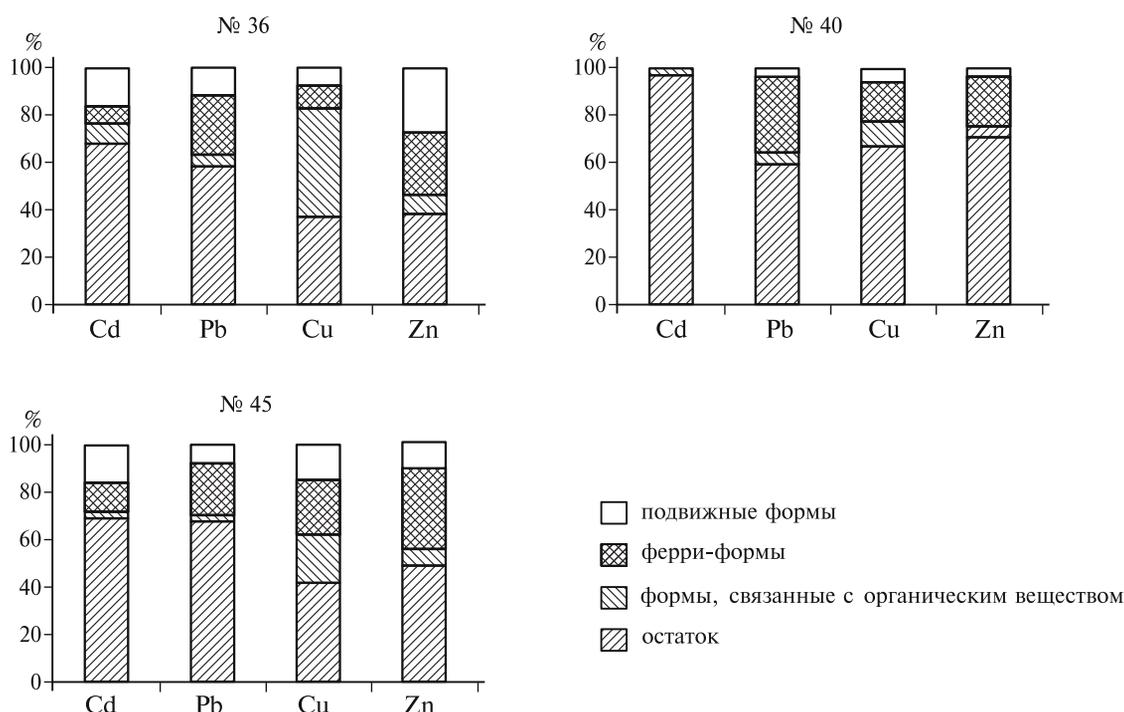


Рис. 4. Формы нахождения элементов в донных отложениях р. Богачуха и дренаже (пробы № 36, 40, 45)

Вытяжка перекисью водорода предполагает извлечение металлов, связанных с органическим веществом и сульфидами. Содержание органического вещества в донных отложениях рек Богачуха и Уруп незначительно и обычно не превосходит 0,2%. Проба № 36, в которой содержание органического вещества превышает среднее в 6 раз, максимально приближена к хвостохранилищу и отличается увеличением мелкодисперсной фракции. В этой пробе медь в основном (43% от валового содержания) извлекается вытяжкой 30%-ным раствором  $H_2O_2$  при pH 2. Для всех остальных элементов содержание форм, связанных с органическим веществом, составляет от нескольких десятых долей процента до 10% (рис. 4).

**Выводы.** 1. Установлено, что воды рек Уруп и Богачуха маломинерализованные, имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и слабощелочную среду. Смена макросостава воды на сульфатно-кальциевый, увеличение минерализации и снижение pH наблюдаются в пробах воды дренажа и реки Богачуха, находящихся в зоне влияния хвостохранилища, воды которого кислые (pH 2,5) с высоким содержанием сульфатов. Влияние хвостохранилища на макросостав проявляется в незначительном увеличении содержания сульфат-иона.

2. По результатам анализа микроэлементного состава установлено, что в водах хвостохранилища содержание всех элементов в несколько десятков и сотен раз превышает фоновое содержание в р. Богачуха, а также ПДК<sub>ХПКБ</sub>. В дренажных водах концентрация всех элементов выше фоновых, а Pb, Ni, Fe, Al и Cd — выше ПДК<sub>ХПКБ</sub>. Основной загрязнитель поверхностных вод р. Богачуха — железо,

концентрация которого в пробе из р. Богачуха выше впадения дренажа превышает ПДК<sub>ХПКБ</sub>. В р. Уруп концентрация Zn, Cd и Al превышает нормативы качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, что, вероятно, связано с разработкой месторождения выше по течению реки.

3. Расчет значений коэффициента распределения металлов в системе вода—взвешенное вещество показал, что все элементы в пробах воды из рек в основном находятся во взвешенном состоянии, тогда как в водах дренажа и пруда-отстойника хвостохранилища микроэлементы мигрируют в растворенной форме.

4. Термодинамическим расчетом форм нахождения элементов в водах установлено, что в незагрязненных водах цинк и кадмий присутствуют, как правило, в виде свободных ионов, а для меди и свинца значительную роль играет комплексообразование. Для свинца характерны карбонатные комплексы, а для меди — карбонатные и фульватные комплексы. В зоне влияния хвостохранилища все изученные микроэлементы находятся в основном в виде свободных ионов, второй по значимости — сульфатный комплекс.

5. Донные отложения рек Уруп и Богачуха характеризуются минимальным уровнем загрязнения. В зоне влияния хвостохранилища в донных отложениях содержание оксидов и гидроксидов железа, алюминия, микроэлементов, серы превышают фоновые значения. Уровень загрязнения донных осадков дренажа характеризуется как слабый, а в пробе из р. Богачуха выше впадения дренажа — как средний.

6. Все исследованные элементы в основном находятся в прочносвязанной форме. Извлечение

подвижных форм в среднем не превышает 15%. Ферри-формы наиболее характерны для донных отложений, и в среднем вытяжкой солянокислым гидроксиламином извлекается ~10–30% от валового содержания. Для свинца, мышьяка и цинка извлечение вытяжкой 30%-ным раствором  $H_2O_2$

при pH 2 колеблется от нескольких десятых долей процента до 10%. В пробе из р. Богачуха выше впадения дренажа содержание меди, связанной с органическим веществом, достигает 43% от общего содержания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аламиева Е.В.* Производственная деятельность человека и ее возможные последствия // Изв. Томского гос. ун-та. 2013. № 377. С. 163–166.

*Баймакова Е.В.* Оценка влияния на окружающую среду хвостохранилища Балхашской обогатительной фабрики // Вестн. КазНУ. Сер. геогр. 2002. № 2(15). С. 48–57.

*Бортникова С.Б., Гаськова О.Л., Айриянц А.А.* Техногенные озера: формирование, развитие и влияние на окружающую среду. Новосибирск: Наука, 2003. 120 с.

*Бортникова С.Б., Гаськова О.Л., Бессонова Е.П.* Геохимия техногенных систем. Новосибирск: ГЕО, 2006. 169 с.

Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования (с изменениями от 28 сентября 2007 г.). М.: Минздрав России, 2007. 156 с.

*Громова В.А., Шестакова Т.В., Липатникова О.А.* Оценка современного состояния Урупского хвостохранилища. Актуальные проблемы экологии и природопользования // The Urgent Ecological and Environmental Management Problems. М.: РУДН, 2014. 523 с.

*Гуляева Н.Г.* Методические рекомендации по эколого-геохимической оценке территорий при проведении многоцелевого геохимического картирования масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. М.: ИМГРЭ, 2002.

*Елпатьевский П.В.* Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. М.: Наука, 1993. 252 с.

*Зверева В.П., Костина А.М., Коваль О.В.* Горнопромышленная техногенная система Квалеровского района Дальнего Востока и ее воздействие на экосферу // Горный информ.-аналит. бюлл. 2009. Вып. 5. С. 217–229.

*Кирюхин В.К., Швец В.М.* Определение органических веществ в подземных водах. М.: Недра, 1976.

Количественный анализ / Под ред. А.Ю. Золотова. М.: Мир, 1978. 558 с.

Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. С.Р. Крайнова. М.: Недра, 1988.

*Мотузова Г.В.* Соединения микроэлементов в почвах: системная организация, экологическое значение, мониторинг. М.: Эдиториал УРСС, 1999. 168 с.

*Плюснин А.М., Гунин В.И.* Природные гидрогеологические системы, формирование химического состава и реакция на техногенное воздействие (на примере Забайкалья). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2001. 137 с.

Приказ Росрыболовства от 18.01.2010 № 20 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрировано в Минюсте РФ 09.02.2010 № 16326). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <http://docs.cntd.ru> (дата обращения: 22.09.2015).

*Удачин В.Н., Еришов В.В.* Экспериментальное определение миграции меди, цинка и свинца из промтоходов Карабашской геотехнической системы // Промышленные и бытовые отходы. Проблемы и решения: Мат-лы конф. Ч. 2. Уфа, 1996. С. 68–72.

*Чесноков Б.В., Бушмакин А.Ф.* Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (сообщение восьмое) // Уральский минерал. сб. Миасс: Уро РАН, 1995. № 5. С. 3–22.

*Шваров Ю.В.* HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

*Blair R.D., Cherry J.A., Lim T.P., Vityurka A.J.* Groundwater monitoring and contaminant at an abandoned tailings area Elliot Lake, Ontario // Proc. 1st Intern. Conf. Uranium Mine waste disposal, Vancouver, Soc. Mining Engineers of AIME / Ed. C.A. Brawner. 1980. Ch. 29. P. 411–444.

*Borman R.S., Watson D.M.* Chemical processes in abounded sulfide tailings dumps and environmental implications for Northeastern New Brunswick // Canad. Inst. Mining and Metallurgy Bull. 1976. Vol. 69, N 772. P. 86–96.

*Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M.* Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analyt. Chem. 1979. Vol. 51, N 7. P. 844–851.

*Smith R.J.* Swifter action sough on food contamination // Science. 1980. Vol. 207. P. 163.

Поступила в редакцию  
23.03.2016

УДК 551.435.627:550.834(282.26.341)

М.А. Соловьева<sup>1</sup>, А.В. Старовойтов<sup>2</sup>, Г.Г. Ахманов<sup>3</sup>, О.М. Хлыстов<sup>4</sup>,  
А.В. Хабуев<sup>5</sup>, М.Ю. Токарев<sup>6</sup>, Д.А. Ченский<sup>7</sup>

## ИСТОРИЯ ОПОЛЗНЕВОЙ ДЕСТРУКЦИИ СКЛОНА КУКУЙСКОЙ ГРИВЫ (ОЗ. БАЙКАЛ) ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>8</sup>

По результатам сейсмоакустических исследований последних лет в строении верхней части разреза северо-западного склона Кукуйской Гривы выделены два сейсмокомплекса и слагающие их сейсмofации, характеризующие степень оползневой деструкции склона. Выявлено, что время и характер проявления оползневых процессов весьма разнообразны. Впервые построены сейсмofациальные схемы района. Граница между сейсмокомплексами предположительно датирована в 150 тыс. лет. Установлено, что оползание склона более активно проходило в познеплейстоцен-голоценовое время, что отражает активизацию вертикальных тектонических движений на этом участке Байкальской рифтовой системы.

*Ключевые слова:* оз. Байкал, дельта Селенги, Кукуйская Грива, непрерывное сейсмопрофилирование, гравитационные процессы, оползневые тела, поздний плейстоцен—голоцен.

As a result of careful interpretation of the data of recent seismo-acoustic surveys, two major seismic complexes were identified in the structure of upper sedimentary section of the north-western slope of Kukuy Griva (ridge). They are composed of several very characteristic inner seismo-facies and separated by well-expressed regional reflector. Seismic and acoustic data revealed evidences of numerous landslide processes which were different in age and peculiarities of manifestation. For the first time, detailed schemes of seismo-facies distribution are compiled for both major seismic complexes. The boundary between seismic complexes is dated as 150 thousands years. It is shown that sliding was more intensive during Late Pleistocene and Holocene, reflecting activation of tectonic movements in this part of Baikal rift system.

*Key words:* Lake Baikal, Selenga delta, Kukuy Griva, seismic profiling, mass-transport processes, landslides, Late Pleistocene — Holocene.

**Введение.** Байкал — самое древнее (более 25 млн лет) и самое глубокое озеро в мире (1637 м) [Атлас..., 1993]. В последнее десятилетие возобновилось активное изучение геологического строения Байкальской котловины и уточнение рельефа дна с использованием новых современных методов. В 2009 г. в ходе съемки дна многолучевым эхолотом сотрудниками ЛИН СО РАН в совместной экспедиции с бельгийскими учеными из универси-

тета г. Гент (Бельгия) получены батиметрические данные высокого разрешения. Эти новые данные, подкрепленные анализом материалов сейсмоакустических исследований, позволили обнаружить в средней котловине озера, на северо-западном склоне подводной возвышенности, носящей название Кукуйской Гривы, признаки современных масштабных субаквальных оползаний [Casier, 2010].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, студентка; *e-mail:* marina-sol@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, доцент; *e-mail:* starovoytov\_msu@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; *e-mail:* akhmanov@geol.msu.ru

<sup>4</sup> Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, лаборатория геологии оз. Байкал, и.о. заведующего лабораторией; *e-mail:* oleg@lin.irk.ru

<sup>5</sup> Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, лаборатория геологии оз. Байкал, вед. инженер; *e-mail:* shock@lin.irk.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ст. препод.; *e-mail:* tokarev@eage.ru

<sup>7</sup> Иркутский национальный исследовательский технический университет, отдел информационно-измерительных систем, инженер; *e-mail:* dimpson05@yandex.ru

<sup>8</sup> Экспедиционные работы проекта Class@Baikal финансировались за счет средств ООО «Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова», ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», корпорации «КонокоФиллипс Россия Инк.», ОАО «НК «Роснефть», гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-35-10038). Анализ данных частично выполнен в рамках тем гос. задания ЛИН СО РАН № 0345-2014-0009 и № 0345-20145-009. Батиметрические данные 2009 г. получены в рамках Программы Президиума РАН 17.8 (2009) и проекта FWO Flanders (1.5.198.09).

Кукуйская Грива представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении поднятие в пределах комплекса авандельты р. Селенга. Грива ограничивается с юго-востока хорошо выраженным глубоким каньоном и характеризуется относительно пологим северо-западным склоном. Возвышенность расположена на плоском участке авандельты р. Селенга, средняя глубина варьирует от 300 до 350 м. Минимальная глубина над Гривой составляет ~190 м.

В 2014 и 2015 г. детальные геолого-геофизические исследования на северо-западном склоне Кукуйской Гривы проведены в рамках двух совместных экспедиций МГУ имени М.В. Ломоносова, ЛИН СО РАН и ИрННТУ по проекту Class@Baikal. В соответствии с программой экспедиционных работ на склоне Гривы выполнены сейсмоакустические работы и донное опробование с целью изучения особенностей строения района и проявления склоновых процессов. Анализ сейсмоакустических данных, полученных в этих и более ранних экспедициях, позволил детально охарактеризовать оползневые образования на склоне Кукуйской Гривы, выполнить их типизацию и оценить территориальное распределение выделенных типов.

**Методика работ и аппаратура.** Работы проводились с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Г.Ю. Верещагин», принадлежащего ЛИН СО РАН.

Верхняя и средняя части северо-западного склона Кукуйской Гривы детально изучены во время Первой экспедиции Class@Baikal летом 2014 г. Сейсмоакустические работы выполнялись по методике непрерывного сейсмического профилирования. Источник сейсмических колебаний — одноэлектродный электроискровой источник («спаркер») в эластичном контейнере с подсоленной водой. Центральная частота возбуждаемого сигнала составляла 750 Гц при энергии 600 Дж, что обеспечило получение данных с разрешением по вертикали до 0,5 м. Интервал излучения составлял 1,5 с, что при скорости хода судна в 4 узла обеспечило шаг между пунктами выстрела, равный 3 м. Регистрация сигнала производилась одноканальной косой (20 м) из 10 пьезоприемников [Соловьева и др., 2014].

В сентябре 2014 г. дополнительно выполнена съемка склона с использованием профилографа и гидролокатора бокового обзора. Центральная частота профилографа составляла 6 кГц, что позволило изучить верхнюю часть разреза до глубины 50 м с вертикальным разрешением 15 см. Гидролокатор бокового обзора работал на частоте 30 кГц.

В 2015 г. во время второй экспедиции Class@Baikal выполнены детальные исследования подножия Кукуйской Гривы с использованием бортового профилографа «Knudsen Chirp 3260», который возбуждал сигнал с линейно-частотной

модуляцией (ЛЧМ): полоса частот — от 1 до 10 кГц. Применение ЛЧМ сигнала позволило достичь глубины проникновения до 50 м и разрешения до 0,1 м.

В дополнение к материалам указанных экспедиций в работе использованы материалы сейсмоакустических исследований 2005 г., выполненных в рамках российско-индийского проекта на Кукуйской Гриве методом непрерывного сейсмического профилирования с использованием «спаркера» в качестве источника упругих колебаний. В экспедиции 2005 г. полоса частот возбуждаемого сигнала варьировала от 250 до 500 Гц. Приемная коса длиной 15 м состояла из 15 гидрофонов, объединенных параллельно в один канал. Получены временные разрезы осадочных отложений мощностью до 300 м с разрешающей способностью до 1 м [Khlystov et al., 2007; Ramesh et al., 2013].

Обработка полученных и имеющихся в нашем распоряжении сейсмических данных выполнена в программном комплексе RadExPro, разработанном компанией ООО «Деко-геофизика СК». Всего обработано 33 профиля с общей длиной сейсмической записи 353 км (рис. 1).

Сейсмоакустические исследования позволили изучить самую верхнюю часть разреза осадочных отложений вершины и склонов Кукуйской Гривы, в то время как мощность отложений дельты р. Селенга составляет более 9 км [Scholz, Hutchinson, 2000]. Глубинность исследований в среднем составила 200 м (около 170 м), достигая на некоторых профилях 300 м (около 250 м). При пересчете в глубинный масштаб здесь и далее использовалась скорость акустических волн 1,7 км/с (средняя скорость продольных волн в отложениях верхней части разреза по результатам исследования керна бурения на Академическом хребте оз. Байкал [Позднекайнозойская..., 2000]).

**Рельеф дна района исследований.** Кукуйская Грива — удлиненная в плане возвышенность на периферии подводной части дельты Селенги. Возвышенность хорошо выражена в рельефе дна и простирается в северо-восточном направлении. По-видимому, Кукуйскую Гриву можно рассматривать в качестве подобия эрозионного останца. С юго-востока грива отделена от другой части авандельты глубоким каньоном, а ее северо-западный, более пологий склон во многих местах представляет собой стенки отрыва оползневых блоков различного размера. Глубина воды над высшей точкой гривы составляет около 190 м (согласно батиметрическим данным Проекта INTAS 99-1669 Team, 2002 [De Batist et al., 2002]) (рис. 1). В интервале глубины 300–350 м на юго-западной периферии грива переходит в плато с пологим дном. На отдельных участках северо-западного склона гривы между изобатами 350 и 400 м можно отметить резкий перегиб в рельефе дна, вплоть до довольно крутого обрыва высотой 30–80 м.

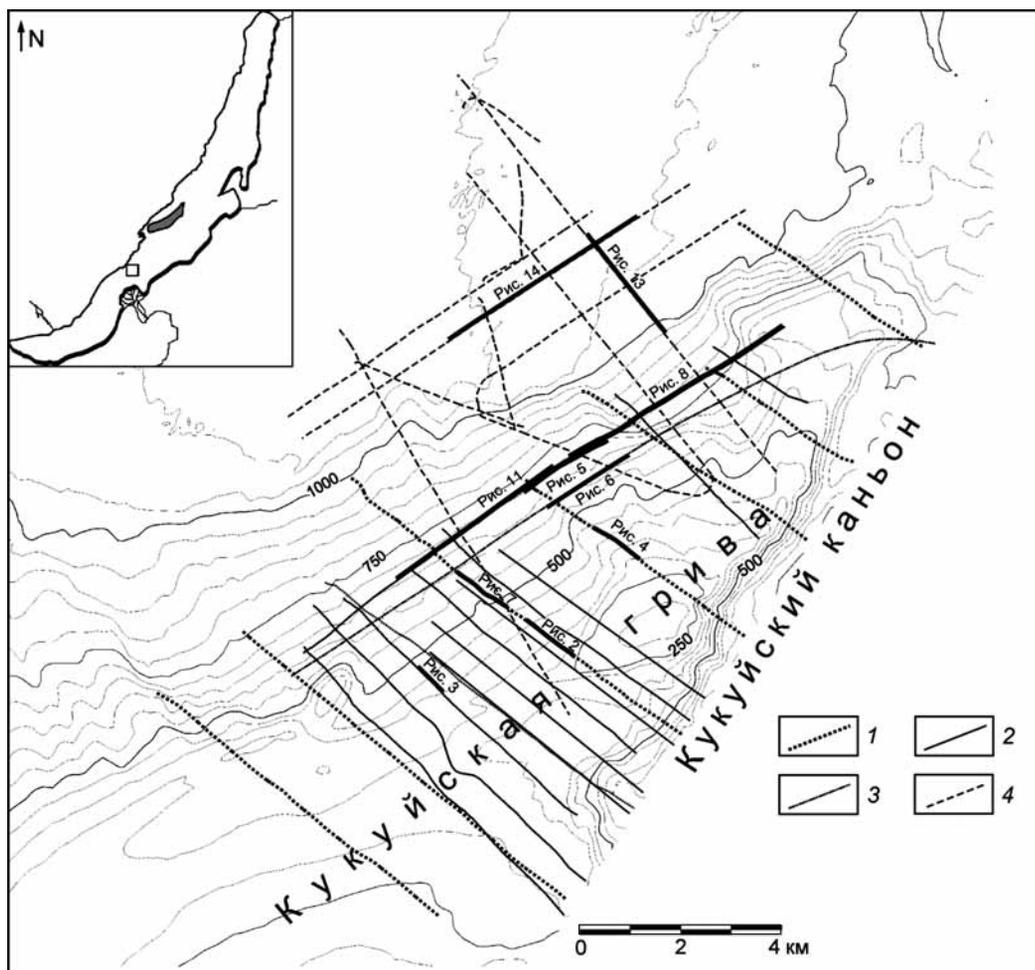


Рис. 1. Схема расположения сейсмоакустических профилей разных лет на полигоне Кукуйская Грива и фрагментов профилей, представленных на рис. 2–8, 11, 13, 14: 1 – сейсмические профили (2005 г., источник «спаркер»); 2 – сейсмические профили экспедиции Class@Baikal (2014 г., источник «спаркер»); 3 – профиль профилографа и гидролокатора бокового обзора (осень 2014 г.); 4 – профили профилографа экспедиции Class@Baikal (2015 г.). Сечение изобат 50 м. Положение изученного участка указано на врезке

Ниже обрыва склон выполаживается до 6–8°. В интервале глубины 1050–1100 м наблюдается переход от склона авандельты к выровненному, субгоризонтальному дну центральной части котловины озера.

Размеры изученного участка Кукуйской Гривы в плане достигают 6,7 км по падению склона и более 18 км по его простираию.

**Анализ данных сейсмоакустических исследований** на склоне Кукуйской Гривы состоял в выделении на профилях типичных сейсмофаций, слагающих осадочные комплексы, и оценке характера распространения выделенных сейсмофаций в вертикальных разрезах и по латерали. Впоследствии это позволило сделать ряд заключений об особенностях позднечетвертичного осадконакопления в изученном районе.

На сейсмопрофилях отчетливо выделяются два комплекса отложений, различающихся по характеру волновой картины и разделенных отчетливым высокоамплитудным рефлектором.

Осадочный **комплекс «Б»** (нижний) охарактеризован двумя сейсмофациями с разной степенью деформированности отложений. Кровля комплекса прослеживается на всех профилях в виде отчетливой прямолинейной оси синфазности с относительно повышенной амплитудой, параллельной более глубоким отражающим границам

и генеральному падению склона гривы. Подошва комплекса не прослеживается вследствие недостаточной глубины сейсмической записи. Комплекс распространен повсеместно и характеризуется наблюдаемой мощностью от 45 до 200 м и более. Комплекс слагают типичные гемипелагические отложения зоны подножия и дистальной части авандельты.

**Сейсмофация Б-1** широко распространена и представлена слоистыми, практически недеформированными отложениями (рис. 2–8). Кровля пачек сейсмофации Б-1 совпадает с кровлей комплекса и представлена прямолинейной границей.

Также в пределах нижнего осадочного комплекса «Б» можно охарактеризовать **сейсмофацию Б-2**. Это участки с волнообразной волновой картиной, с потерей корреляции осей синфазности вплоть до хаотичной сейсмической записи. Подошва пачек сейсмофации Б-2 регистрируется лишь на отдельных профилях, где она наблюдается в виде отчетливой прямолинейной оси синфазности. Кровля пачек сейсмофации Б-2 неровная, бугристая, облекается отложениями перекрывающей сейсмофации Б-1 (рис. 11). Сейсмофация Б-2 распространена локально и отделена от комплекса «А» пачками сейсмофации Б-1 мощностью от 45 до 130 м. Пачки, охарактеризованные сейсмофацией Б-2, представлены крупными линзовидными

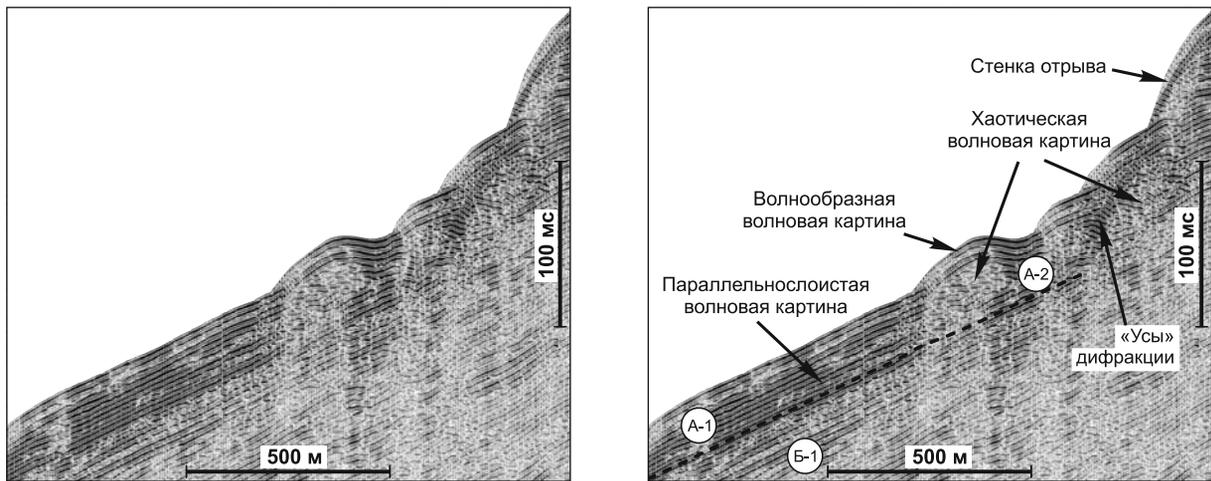


Рис. 2. Типы волновой картины комплекса «А». Фрагмент профиля VL05-04 (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

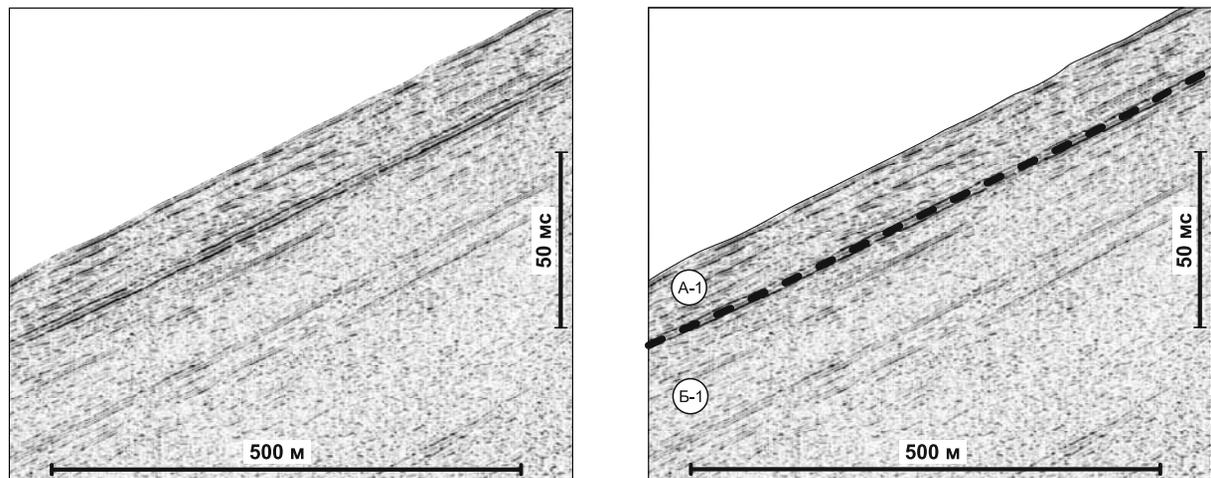


Рис. 3. Типы волновой картины сейсмофаций А-1 и Б-1. Фрагмент профиля VL14-16PS (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

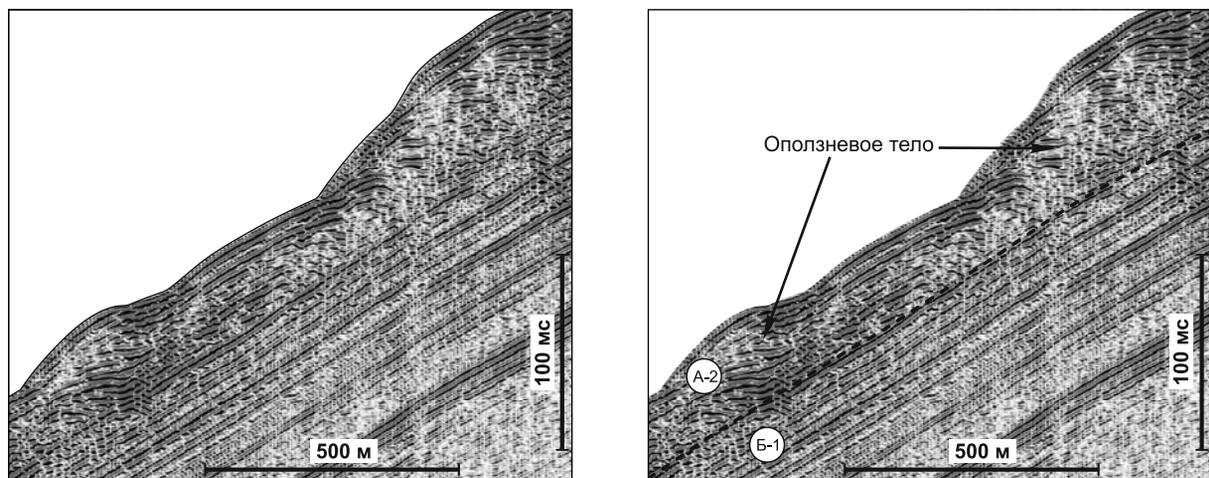


Рис. 4. Типы волновой картины сейсмофаций А-2 и Б-1. Фрагмент профиля VL05-05 (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

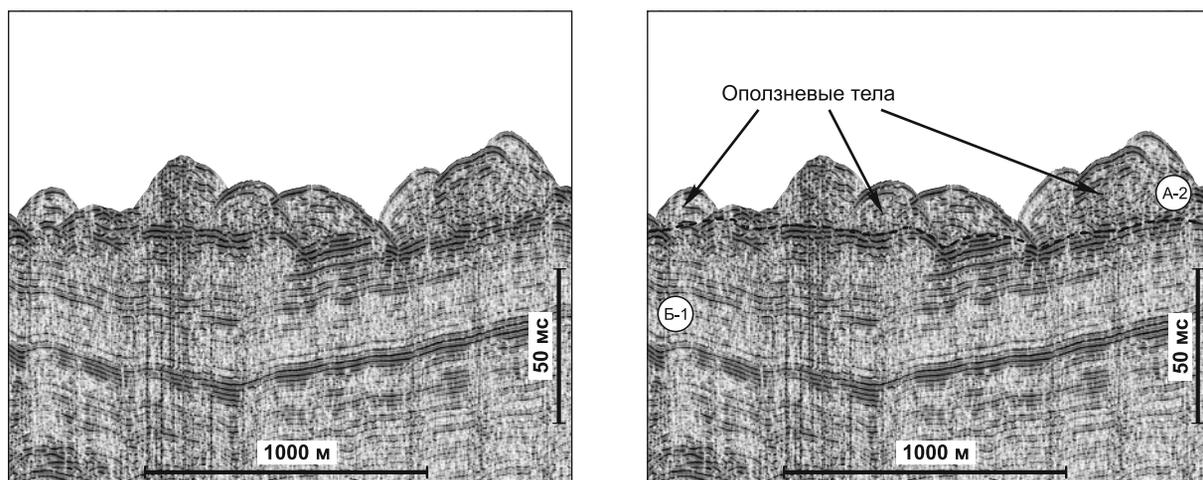


Рис. 5. Типы волновой картины оползневых тел, регистрируемых на сейсмических профилях съемки со «спаркером». Фрагмент профиля VL14-19PS (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

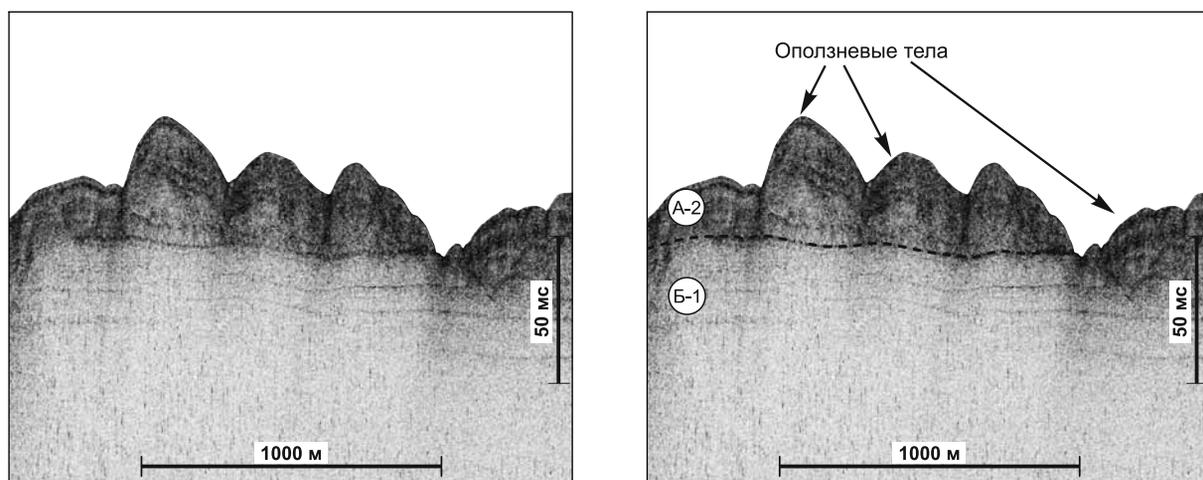


Рис. 6. Пример волновой картины оползневых тел, регистрируемых на профилях профилографа. Фрагмент профиля VL14-01SO (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

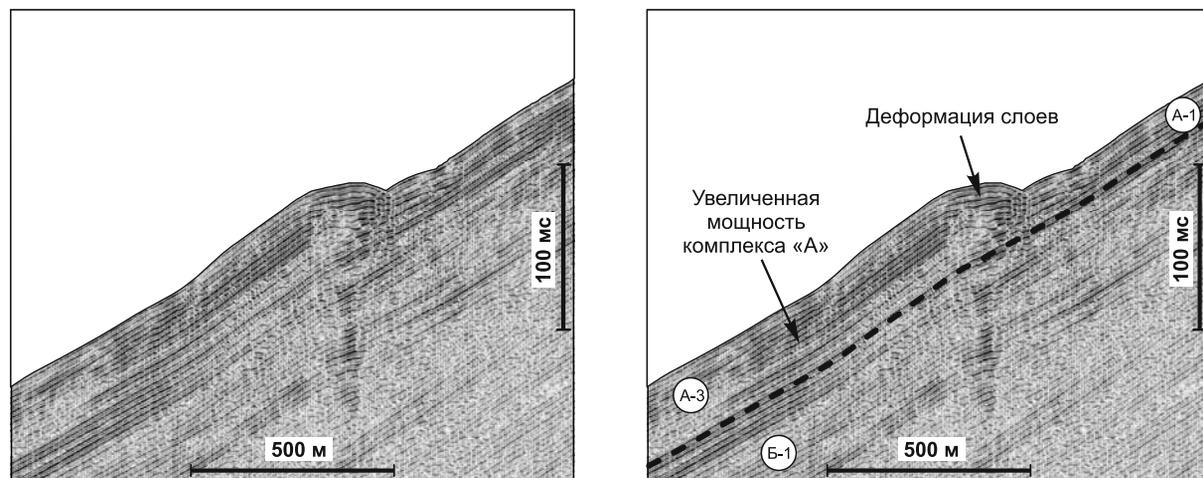


Рис. 7. Пример волновой картины сейсмofаций А-3, А-1 и Б-1. Фрагмент профиля VL05-04 (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

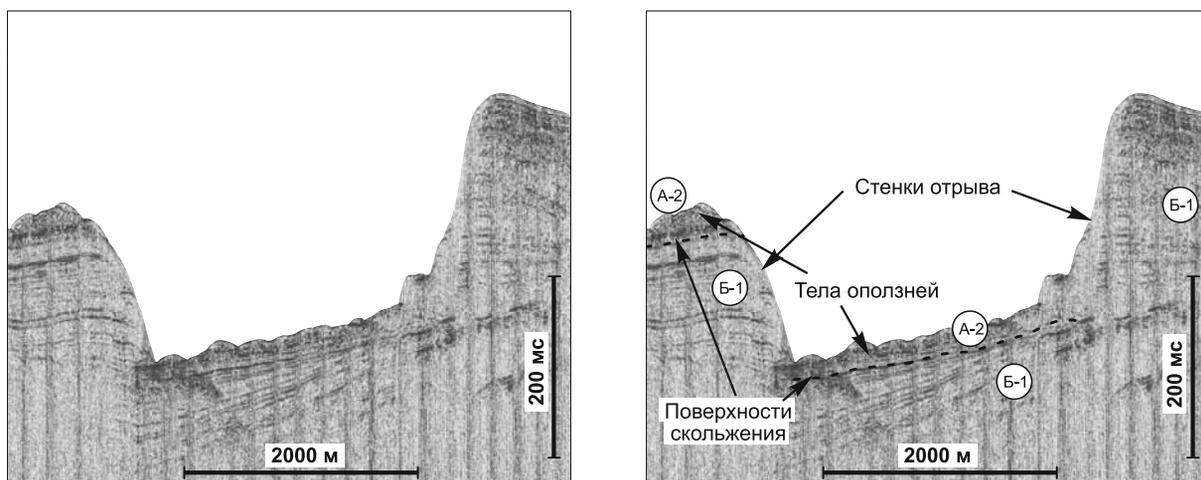


Рис. 8. Оползневой цирк. Фрагмент профиля BL14-19PS (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

телами, латерально выклинивающимися со смежной хаотичной волновой картины на параллельно-слоистую, без признаков деформации. Такие линзовидные тела отнесены к палеооползневым накоплениям. В изученном районе по результатам сейсмоакустических работ выделено 4 относительно небольших палеооползня (до 1 км в поперечнике) и один крупный (4,3 км). Кровли палеооползней фиксируются на глубине от 45 до 130 м от поверхности дна, а их мощность достигает 50 м. Стенки отрыва древних оползней не обнаружены. Приблизительные контуры погребенных оползневых тел показаны на рис. 12.

В пределах всего изучаемого района на отложениях комплекса «Б» залегают накопления, которые мы относим к осадочному комплексу «А» (рис. 9).

Наилучшим образом на сеймопрофилях охарактеризовано строение самого верхнего комплекса (комплекс «А»). Его кровлей всегда служит поверхность дна. Дно изученного участка преимущественно наклонное, ровное или бугристое. Подошва комплекса на сеймопрофилях выделяется по высокоамплитудной прямолинейной оси синфазности, отчетливо выделяющейся на всех профилях. Волновая картина в пределах комплекса довольно изменчива, может меняться на коротком расстоянии от хаотичной до волнообразной и параллельно-слоистой (рис. 2). Это позволяет выделить в строении комплекса несколько сейсмофаций.

**Сейсмофация А-1.** Наиболее распространены накопления, характеризующиеся параллельно-слоистой волновой картиной, без значительных признаков деформации (рис. 3). Угол падения слоев составляет около  $7^\circ$  и соотносится с углом наклона склона. Поверхность дна на участках распространения сейсмофации ровная, не осложненная перегибами и выступами. Отложения в основном выдержаны по мощности. Мощность

отчетливо регистрируемых самых верхних ненарушенных параллельно-слоистых накоплений составляет 18–20 м. Отложения, охарактеризованные этой сейсмофацией, несут признаки спокойной гемипелагической седиментации «частица за частицей», характерной для самых дистальных частей авандельты, где поступающий в значительном количестве тонкий терригенный материал смешивается с собственно озерным и медленно осаждается.

**Сейсмофация А-2.** В верхней части изученного склона Кукуйской Гривы отмечены накопления, характеризующиеся мощностью до 35–50 м, с признаками значительных деформаций. Рельеф дна здесь весьма неровный и бугристый. На сейсмических профилях деформации отражаются в появлении многочисленных дифракционных эффектов, изгибах и укорочении осей синфазности вплоть до формирования хаотической волновой картины (рис. 2, 4–6, 8, 11). Под такими накоплениями иногда четко определяется ровная прямолинейная граница-рефлектор, отделяющая сейсмофацию А-2 от нижележащего комплекса «Б». Ниже по падению склона гривы сейсмофация А-2 обычно сменяется сейсмофацией А-1. Область распространения деформированных слоев сейсмофации А-2 расположена в виде полосы (ширина от 0,5 до 2,5 км) под крутым обрывом высотой около 100 м, на северном окончании Кукуйской Гривы и под более пологим уступом высотой до 30 м, в центральной части изученного района (рис. 9, 10).

Сейсмофация А-2 характеризует современные оползневые накопления, а ровный высокоамплитудный рефлектор, отмечаемый в подошве некоторых оползневых тел, вероятно, представляет собой поверхность срыва и скольжения оползня (рис. 2–8). Очевидно, оползанию подвержены недавно накопившиеся и еще слабоуплотненные гемипелагические илы. Отмечается, что ополз-

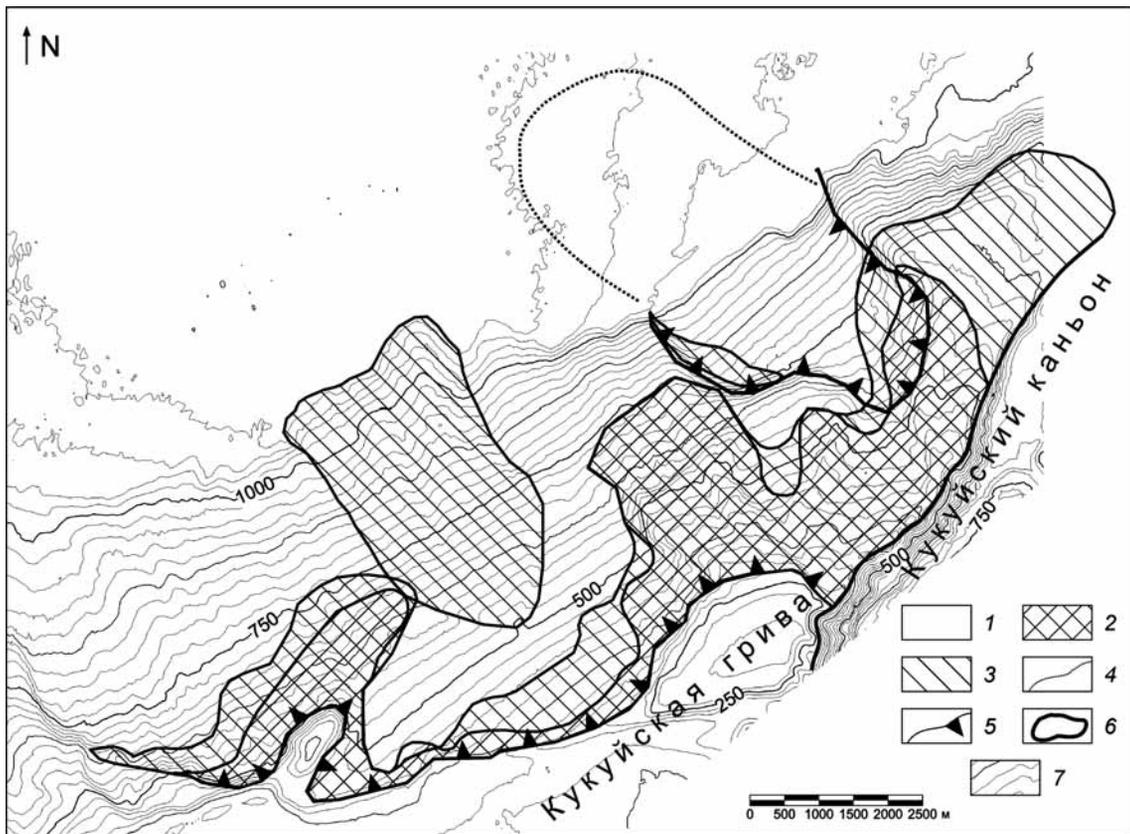


Рис. 9. Сейсмофациальная схема комплекса «А»: 1 — сейсмофация А-1; 2 — сейсмофация А-2; 3 — сейсмофация А-3; 4 — предположительные границы оползневой массы у подножия склона; 5 — стенка отрыва оползневых тел; 6 — границы сейсмофаций; 7 — изолинии рельефа дна (сечение изобат 25 м)

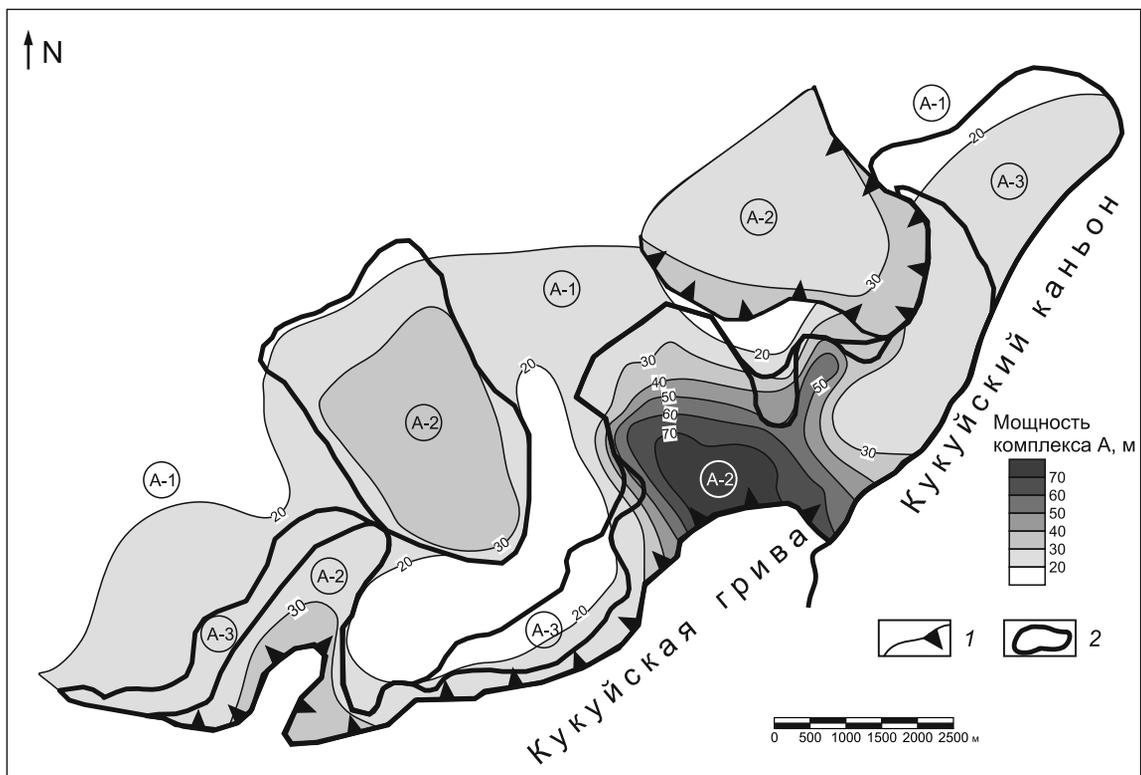


Рис. 10. Схема мощности комплекса «А»: 1 — стенка отрыва оползневых тел; 2 — границы сейсмофаций. В кружках — номера сейсмофаций

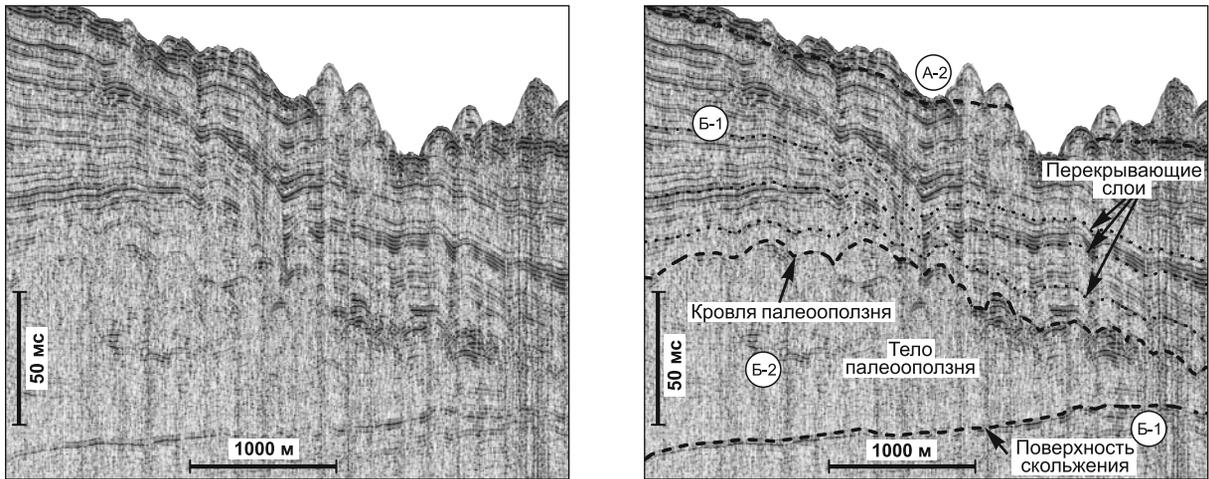


Рис. 11. Пример волновой картины сейсмофаций Б-2 (палеооползень), Б-1 и А-2. Фрагмент профиля ВЛ14-19PS (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

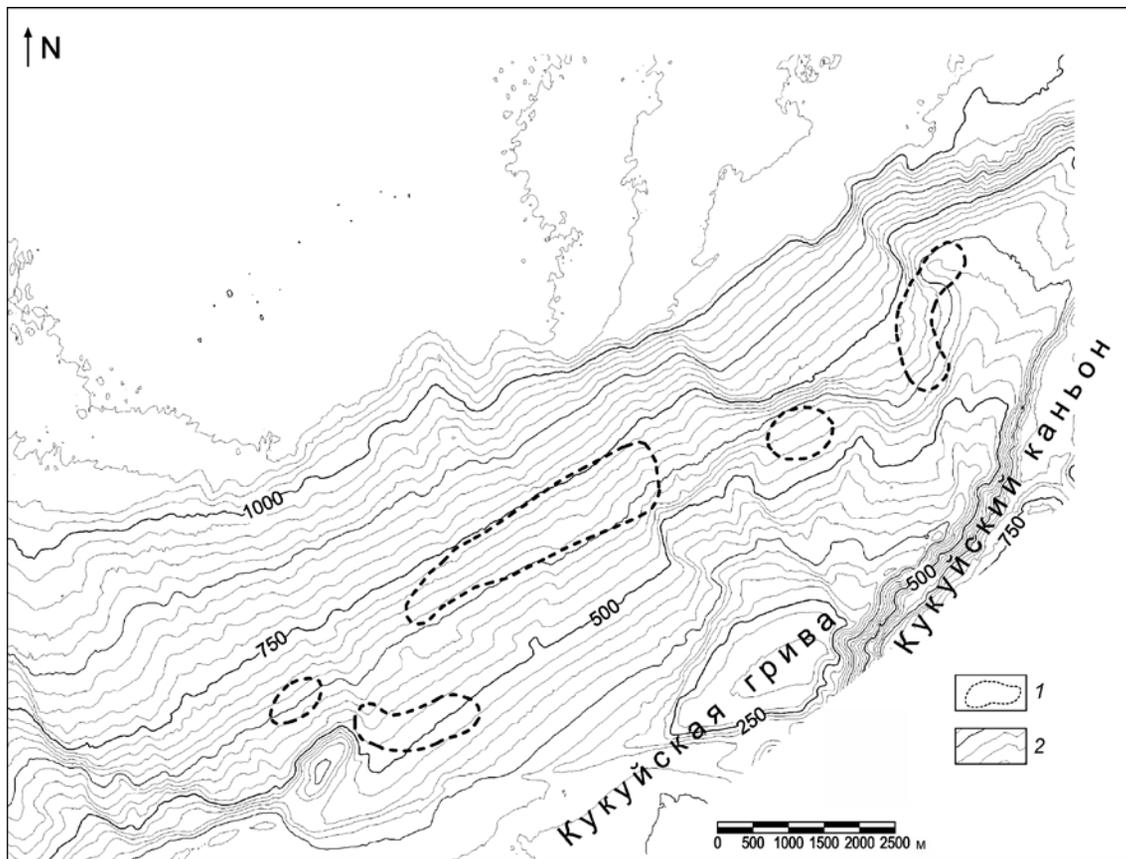


Рис. 12. Схема распространения палео-оползней (сейсмофации Б-2): 1 — предполагаемые границы погребенных оползней; 2 — изолинии рельефа дна (сечение изобат 25 м)

невые тела сейсмофации А-2 характеризуются главным образом относительно небольшими размерами. Фронтальная зона смятия в пределах таких оползневых тел неотделима от зоны тыловой деструкции, текстуры оползневых деформаций затрагивают весь объем перемещаемого материала. Вся верхняя часть изученного склона Кукуйской Гривы представляет собой район развития многочисленных отдельных оползней такого типа (рис. 9, 10), вероятно, связанных с различными

эпизодами тектонической активизации в районе. Оползневое перемещение осуществлялось в целом на небольшое расстояние. Описанные оползневые тела и поверхности скольжения наиболее отчетливо выделяются на профилях вдоль простирания склона.

*Сейсмофация А-3.* На некоторых участках на склоне Кукуйской Гривы распространены накопления, выделенные нами в отдельную сейсмофацию и характеризующиеся увеличенной мощностью

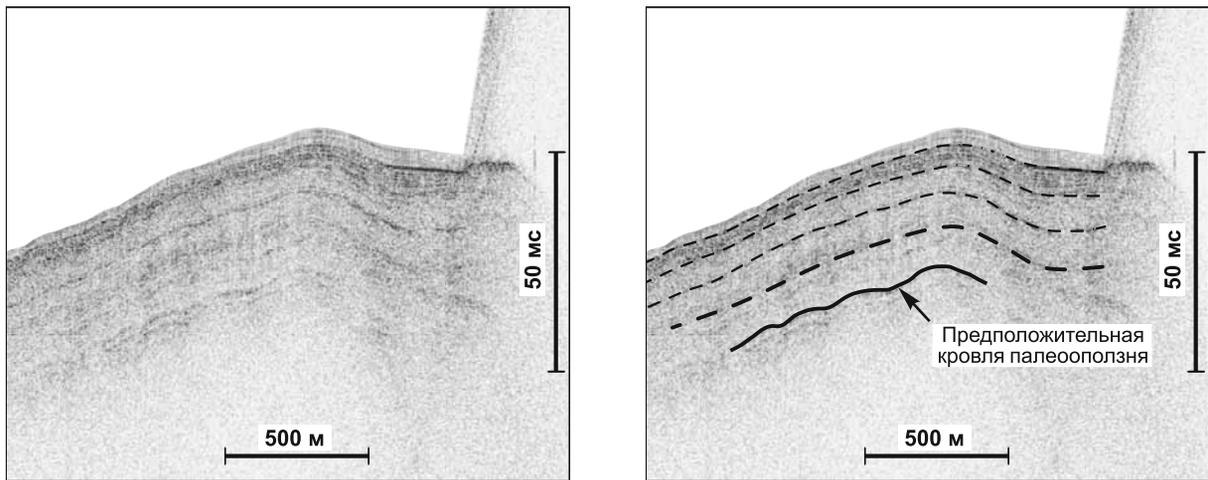


Рис. 13. Слоистые отложения у подножия склона Кукуйской Гривы в районе оползневого цирка и предположительная кровля палеооползня. Фрагмент профиля BL15-92PR (слева) и его интерпретация (справа). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

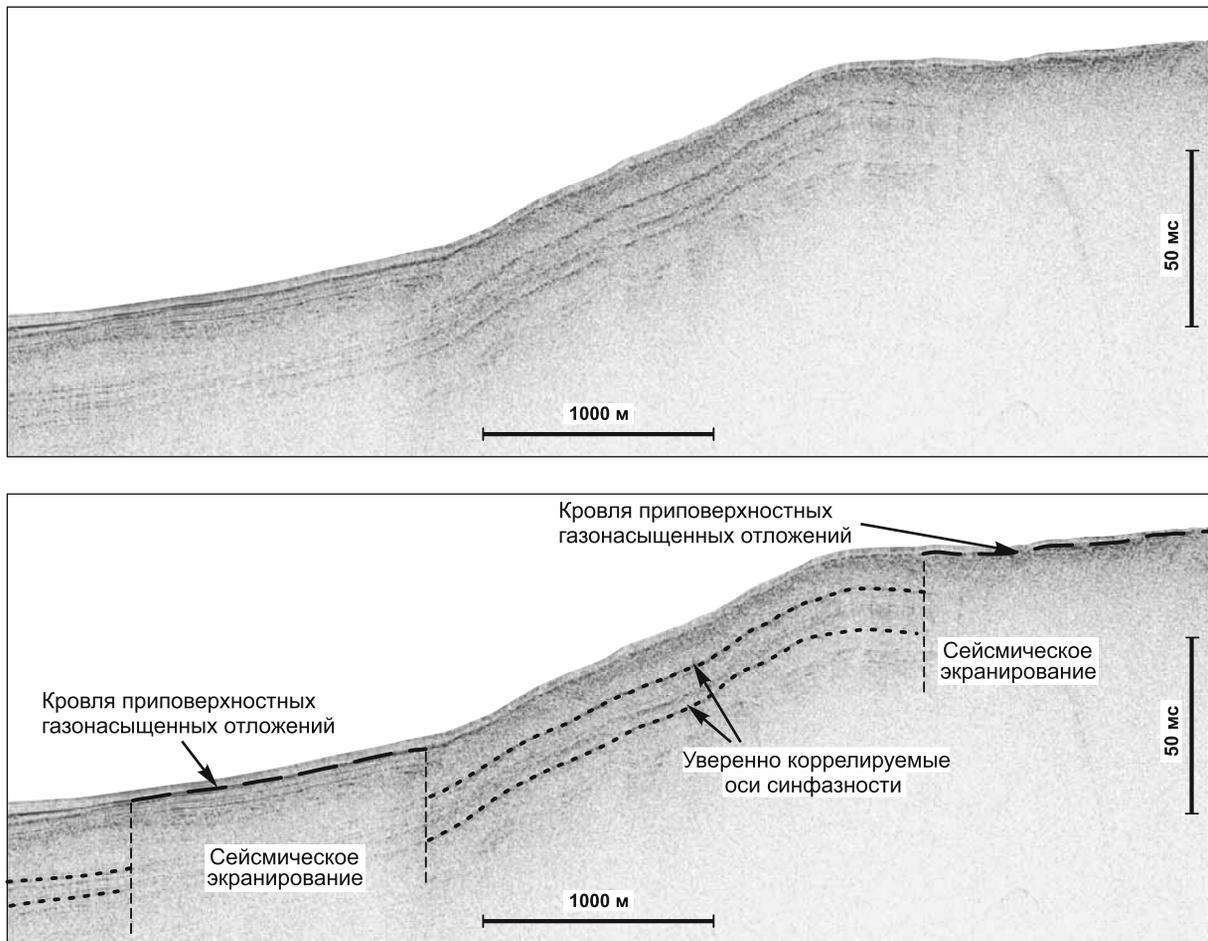


Рис. 14. Пример приповерхностных газонасыщенных отложений у подножия склона Кукуйской Гривы. Фрагмент профиля BL15-96PR (вверху) и его интерпретация (внизу). Положение фрагмента профиля см. на рис. 1

(до 25–40 м), но без ярко выраженных признаков внутренних деформаций (рис. 7). Поверхность дна на таких участках довольно ровная. Вниз по склону мощность таких накоплений плавно уменьшается, оси синфазности остаются параллельными. Вверх по склону признаки деформаций в пределах описываемых пачек становятся более отчетливыми,

оси синфазности резко изгибаются. По простиранию сеймофация А-3 может сменяться другими сеймофациями, выделяемыми в пределах комплекса «А». Области распространения накоплений, относимых к сеймофации А-3, протягиваются полосой (до 2 км шириной) в верхней части склона гривы, а также отмечаются на отдельных участках

в центральной части и вдоль всего склона (рис. 9, 10). Описанные отложения, вероятно, также имеют гравитационную природу. Они представляют собой более крупные оползневые тела, часто перемещенные на более значительное расстояние за счет скольжения и без существенного нарушения внутреннего строения. Верхняя кромка таких тел часто формирует типичную тыловую террасу оползня. Материал фронтальных частей оползня мог быть оторван и перемещен в глубоководные области в виде плотностных потоков разной реологии, что в целом весьма типично для склоновой седиментации.

Признаки самого обширного современного оползания обнаружены в северной части Кукуйской Гривы. Здесь по данным сейсмоакустических исследований фиксируется масштабный оползневой цирк (рис. 9, 10). Размеры цирка в плане 3,2×3,3 км. Высота стенки отрыва достигает 170 м. Оползание затронуло отложения комплекса «А» на всю мощность, а также верхнюю часть комплекса «Б» (рис. 11, 12). На дне цирка, у подножия стенки отрыва отмечаются современные оползневые и обвальные накопления, характеризующиеся на сейсмопрофилях волнообразным и хаотичным типом волновой картины, по характеристикам схожие с накоплениями сейсмофации А-2 (рис. 8). Мощность таких накоплений до 50 м.

Склон Кукуйской Гривы и его подножие под оползневым цирком дополнительно изучали при помощи набортного профилографа (рис. 1). Полученные высокоразрешающие данные верхних 40 м донных отложений подтвердили наличие границы между сейсмокомплексами, которая выделена ранее на сейсмограммах, полученных при использовании источника типа «спаркер».

При исследовании подножия склона под крупным оползневым цирком предполагалось изучить свойства материала, перемещенного склоновыми процессами. Прежде всего мы рассчитывали обнаружить крупное тело, генетически связанное с формированием самого оползневого цирка. Это позволило бы предположить время катастрофического, самого масштабного оползания в районе исследований и определить его причины. Однако данные профилирования с профилографом показали, что подножие Кукуйской Гривы по всей мощности толщи, «просвеченной» профилографом, сложено практически недеформированными слоистыми осадочными образованиями (рис. 13). На данных профилографа признаков тела крупного оползня не обнаружено. Лишь на одном профиле в нижней части наблюдается волнообразная ось синфазности, которая предположительно может представлять собой погребенную кровлю оползня (рис. 13).

По всей видимости, оползание, ставшее причиной образования крупного цирка на склоне Кукуйской Гривы, произошло относительно дав-

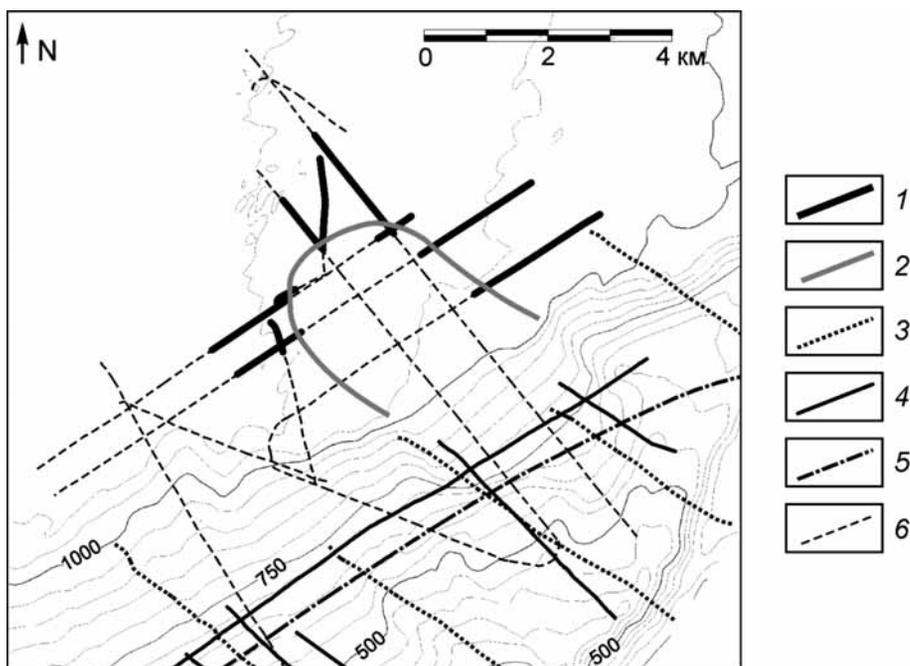
но. Тело оползня погребено под более молодыми отложениями, характеризующими спокойную гемипелагическую седиментацию последнего этапа геологического развития района. На наличие такого погребенного тела указывают косвенные признаки на записях профилографа. У подножия склона ниже цирка на сейсмограммах профилографа наблюдаются признаки газонасыщенности приповерхностных отложений. На этих участках на сейсмопрофилях происходит экранирование нижележащих отложений, амплитуда осей синфазности резко уменьшается, волновая картина по латерали переходит от параллельнослоистой к хаотической и акустически прозрачной. Кроме того, в некоторых случаях над «немыми» зонами наблюдается относительное повышение амплитуды придонных осей синфазности (рис. 14).

Зоны повышенного газонасыщения современных осадков в плане расположены широким полукругом, выпуклым в сторону котловины озера (рис. 15). Оконтуренный таким образом район распространения ненасыщенных газом илов в плане напоминает язык у подножия оползневого цирка, простирающийся в сторону глубоководья. На записях профилографа граница между илами с разной степенью газонасыщенности довольно резкая. Такая картина отражает резкую неоднородность в строении осадочного разреза ниже глубины акустической записи профилографа. Возможно, это указывает на наличие на небольшой глубине от поверхности ограниченного по площади и слабопроницаемого осадочного образования, экранирующего разгрузку газа. В таких случаях газовые потоки обычно устремляются к периферии непроницаемого тела, что приводит к формированию в этих областях зон с повышенной газонасыщенностью приповерхностных илов. Данные позволяют предположить, что роль погребенного слабопроницаемого образования у подножия склона может играть тело крупного оползня. На основе этой гипотезы на рис. 15 определены предполагаемые границы погребенного палеооползневого тела у подножия крупного оползневого цирка на склоне Кукуйской Гривы.

**Осадконакопление на северо-западном фланге Кукуйской Гривы**, как следует из анализа данных батиметрической съемки и сейсмоакустического профилирования, во многом определялось гравитационным перемещением материала по склону. Оползневые деформации приповерхностных осадков и обнаруженные погребенные тела оползней свидетельствуют о нескольких эпизодах активизации склоновых процессов, разделенных во времени.

Слоистые отложения нормального залегания в основании сейсмического разреза, относимые к нижнему комплексу, локально затронуты оползанием. Формирование тел палеооползней, выделяемых на сейсмопрофилях, фиксирует, ве-

Рис. 15. Положение погребенного крупного оползневого тела у подножия склона в районе оползневого цирка, установленное по косвенным признакам: 1 — участки профилей, на которых выделены приповерхностные газонасыщенные осадки; 2 — предположительные границы погребенного оползневого тела у подножия склона; 3 — сейсмические профили (2005 г., источник «спаркер»); 4 — сейсмические профили экспедиции Class@Baikal (2014 г., источник «спаркер»); 5 — профиль профилографа и гидролокатора бокового обзора (осень 2014 г.); 6 — профили профилографа экспедиции Class@Baikal (2015 г.). Изолинии рельефа дна проведены через 50 м



роятно, ранний этап такой активизации. За ним следовал период спокойного осадконакопления на всей площади изученного района. Признаки склоновых гравитационных процессов в пределах верхней части нижнего комплекса не обнаружены. Отложения представлены моноклинально залегающими слоями с углами падения  $\sim 7^\circ$  на северо-запад, в сторону глубоководной котловины озера. Накопление осадков, относимых к верхнему комплексу, напротив, по-видимому, весьма регулярно сопровождалось оползанием разного масштаба. Накопления, сформированные в этот период активизации склоновых процессов в районе, весьма разнообразны, что и отражается на данных сейсмоакустических исследований.

Современное оползание наиболее активно в верхней части склона. Здесь отмечены стенки отрыва и многочисленные небольшие тела оползней. Нижняя часть склона гривы существенно меньше затронута современными оползневыми процессами, что отражается в ненарушенной структуре придонных отложений на большей части площади исследований. К современному этапу также относится самое крупное из фиксируемых в изученном районе оползневое событие. Масштабное оползание в северной части Кукуйской Гривы затронуло не только отложения верхнего осадочного комплекса, но и нижележащие слои. В результате на склоне гривы образовался крупный цирк. Перемещенный этим событием материал не обнаружен на сейсмопрофилях, выполненных в районе исследований. Тем не менее строго вниз по склону от образовавшегося цирка, у подножия Кукуйской Гривы, на данных, полученных с помощью батиметрической съемки, отчетливо выражена веерообразная в плане и небольшая по амплитуде возвышенность. Наиболее вероятно, что

она представляет собой аккумулятивное тело, происхождение которого связано с оползнем, сформировавшим цирк на склоне гривы. Кроме того, результаты исследований профилографом подножия склона гривы позволяют говорить о косвенных признаках крупного погребенного оползневого тела в этой части района исследований.

Различия в характере и интенсивности гравитационных процессов в поздне-четвертичное время, а также их периодичность в районе Кукуйской Гривы связаны с особенностями седиментации и типом поставляемого материала в авандельту Селенги и отражают периоды тектонической активизации в районе. В позднем плейстоцене (150 тыс. лет назад—ныне) происходили крупные поднятия плечей Байкальского рифта и одновременно с этим значительные опускания дна Байкальской впадины [Мац и др., 2001]. Перестройка потребовала выработки нового профиля эрозии в долинах рек, впадающих в озеро, и на их продолжениях на склонах Байкала. Это также отразилось в количестве и типе терригенного материала, поступающего в озеро с речным стоком. В целом усиление процессов подводной эрозии на одних участках авандельты должно было сопровождаться интенсивным накоплением новых осадочных наносов на других участках. Такой ландшафтный контраст наиболее благоприятен для активизации подводных гравитационных процессов, особенно на фоне продолжающихся неотектонических подвижек.

В 70 км на юго-запад от Кукуйской Гривы в районе Посольской банки — подводного поднятия на авандельте Селенги — проведены сейсмоакустические работы методом непрерывного сейсмического профилирования [Colman et al., 1996]. На сейсмических разрезах строение По-

сольской банки аналогично строению Кукуйской Гривы, а на глубине около 30 м под дном также наблюдается отчетливая прямолинейная ось синфазности, параллельная склону возвышенности. Согласно результатам исследования керна глубоководного бурения на склоне Посольской банки возраст границы — 150 тыс. лет, что соответствует середине тазовского оледенения [Высокоразрешающая..., 2004]. Возвышенности Кукуйской Гривы и Посольской банки формировались, как участки авандельты р. Селенги, впоследствии обособленные от основного комплекса авандельты различными эрозионными формами [Хлыстов и др., 2016]. Единая история аккумуляции и схожее строение верхней части осадочного разреза на обоих участках позволяют уверенно коррелировать вышеописанную границу на Посольской банке и границу, разделяющую два главных комплекса отложений, выделяемых на Кукуйской Гриве, согласно этому возраст последней также оценивается в 150 тыс. лет.

Таким образом, формирование осадочного комплекса «Б» можно отнести к среднему плейстоцену. Комплекс «А» накапливался в позднем плейстоцене и голоцене.

**Заключение.** Сейсмоакустические исследования северо-западного склона Кукуйской Гривы показали, что развитые здесь гравитационные процессы разнообразны по времени и характеру проявлений. Анализ данных сейсмоакустического профилирования позволил впервые выделить в строении верхней части осадочного чехла два основных сейсмокомплекса и охарактеризовать сейсмофации, слагающие их.

Нижний, более древний сейсмокомплекс «Б» характеризуется практически недеформированными отложениями (сейсмофация Б-1) с локальными зонами деструкций (сейсмофация Б-2), отвечающими древним погребенным оползневым телам. Верхний сейсмокомплекс «А» характеризуется различными типами волновой картины. В его строении выделяются три сейсмофации. Широко распространенная в нижней и средней частях склона сейсмофация А-1 представляет практически

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Байкала / Гл. редактор Г.И. Галазий. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России. М., 1993. 160 с.

Высокоразрешающая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 2. С. 163–193.

Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках Байкала (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 4, № 1. С. 3–32.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: ГЕО, 2001. 252 с.

недеформированные отложения. В верхней части склона вдоль стенки отрыва выделена сейсмофация А-2, характеризующаяся хаотической волновой картиной. Выделяемая на некоторых участках сейсмофация А-3 характеризуется увеличенной мощностью и слаборазрушенной параллельнослоистой волновой картиной. Слагающие ее отложения представляют собой крупные оползневые тела, часто перемещенные на значительное расстояние без существенного нарушения внутреннего строения.

Обнаружение современных и древних проявлений оползневых процессов свидетельствует о нескольких эпизодах активизации склоновых процессов, разделенных во времени. Корреляция сейсмических профилей на Кукуйской Гриве и Посольской банке — аналогичной возвышенности на авандельте р. Селенги — позволила датировать границу между выделенными сейсмокомплексами в 150 тыс. лет назад.

Фациальные схемы, впервые составленные для этого района, позволяют оценить различия в характере и интенсивности гравитационных процессов на протяжении плейстоцен-голоценового времени.

**Благодарности.** Проект Class@Baikal и его научно-образовательные экспедиции под девизом «Обучение-через-исследования» немислимы без помощи и поддержки большого числа бескорыстных людей и организаций. Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике, кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых и кафедры сейсмологии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также декану факультета, академику Д.Ю. Пушаровскому.

Авторы признательны дирекции Всероссийского фестиваля науки и персонально Л.В. Гусеву за постоянную поддержку, оказываемую проекту Class@Baikal, капитанам М.В. Черных и Р.А. Битюцкому и всей команде НИС «Г.Ю. Верещагин» за их высокий профессионализм и радушную атмосферу во время экспедиций.

Соловьева М.А., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю. и др. Методика проведения и предварительные результаты сейсмоакустических работ на озере Байкал (экспедиция TTR-Class@Baikal-2014) // Электр. сб. тез. III Междунар. молодежной науч.-практич. конф. «Морские исследования и образование», 2014. С. 108–110. URL: <http://www.maresedu.com/materials> (дата обращения: 27.02.2016).

Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В. и др. Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской Гривы озера Байкал // Геология и геофизика, 2016 (в печати).

Casier R., Naudts L., Cuylaerts M. et al. Reassessment of gas hydrate occurrences in Lake Baikal based on the analysis of BSRs on 180 seismic reflection profiles and on the identification of submarine landslides // Book of abstracts of the

10th Intern. Conf. on Gas in Marine Sediments. Иркутск: Аспирант, 2010. P. 95–96.

*Colman S.M., Foster D.S., Hatton J.* High-Resolution seismic-reflection surveys of Lake Baikal, Siberia 1990–1992. 1996. USGS Open-file Rep. Vol. 96–274. P. 1–21.

*De Batist M., Canals M., Sherstyankin P., Alekseev S.* A new bathymetric map of Lake Baikal. URL: <http://www.lin.irk.ru/intas> (дата обращения: 10.01.2016).

*Khlystov O.M., Nishio S., Hitoshi H.* et al. Results of gas hydrate search on Lake Baikal in 2005–2007 and further

prospects // Abst. Intern. Conf. on Gas Hydrate Studies. 2007. P. 33.

*Ramesh S., Rao D.V., Rao B.R.* et al. Gas hydrate exploration and sampling in Kukuya canyon, north of Selenga delta, Lake Baikal, Russia // Earth Res. and Environ., Res. Publ. Singapore, 2013. P. 132–140.

*Scholz C.A., Hutchinson D.R.* Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation Zone, Lake Baikal Rift, Siberia // Int. J. Earth Sci. 2000. Vol. 89. P. 212–228.

Поступила в редакцию  
03.03.2016

УДК 553.983, 553.982.23

А.Г. Калмыков<sup>1</sup>, Е.А. Мануилова<sup>2</sup>, Г.А. Калмыков<sup>3</sup>, В.С. Белохин<sup>4</sup>,  
Н.И. Коробова<sup>5</sup>, О.М. Макарова<sup>6</sup>, Е.В. Козлова<sup>7</sup>, Р.А. Хамидуллин<sup>8</sup>,  
В.А. Шишков<sup>9</sup>, А.Г. Иванова<sup>10</sup>

## ФОСФАТСОДЕРЖАЩИЕ ПРОСЛОИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ КАК ВОЗМОЖНЫЙ КОЛЛЕКТОР<sup>11</sup>

Описан возможный тип коллекторов баженовской свиты, приуроченных к интервалам с повышенным содержанием фосфатов (разные модификации апатита). Показано, что фосфатные образования обладают высокоразвитым поровым пространством, их пористость может достигать 14%. При этом такие породы имеют повышенные геохимические характеристики нефтяных пород-коллекторов по сравнению с близлежащими в разрезе породами. В частности, значения индексов продуктивности и нефтенасыщенности превышают фоновые значения в 2 раза. Состав таких пород несколько варьирует, в минералах может присутствовать фтор, при этом в породе всегда сохраняется повышенное содержание органического вещества (>8 масс.%).

*Ключевые слова:* баженовская свита, фосфоритовый коллектор, нефтенасыщенная порода.

Possible reservoir type of Bazhenov formation relative to the intervals with increased content of phosphate is described in the resent work. It is shown that phosphate formations have highly connected pore space, porosity may achieve values up to 14%. These rocks also have explicit geochemical characteristics of oil reservoir rocks in comparison with other rock samples in the well. For example, the productivity index and oil saturation index for phosphates is twice higher. The composition of such species may slightly vary, fluorine may present in phosphate minerals, meanwhile rocks are always maintain high content of organic matter (more than 8 wt%).

*Key words:* Bazhenov formation, phosphate reservoir, oil-saturated rocks.

**Введение.** Баженовская свита (Западная Сибирь, Россия) вызывает повышенный интерес у исследователей и нефтедобывающих компаний, поскольку относится к нефтематеринским породам и содержит как большое количество органического вещества, находящегося преимущественно на ранних стадиях катагенетической преобразования, так и уже сформировавшиеся нефтяные запасы [Афанасьев и др., 2010]. Несмотря на то что проводятся эксперименты по разработке методов преобразования потенциала керогена в нефть и

даже достигнуты некоторые успехи, описанные, например, в работе [Бычков и др., 2015], на данный момент не существует промышленной технологии добычи нефти таким способом, применимой к баженовской свите. Поэтому нефтяные компании в первую очередь занимаются поиском коллекторов, находящихся в баженовской свите и обеспечивающих существенные притоки без дополнительного воздействия на пласт.

Баженовская свита имеет неоднородный литологический состав, для которого нет четкой

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; *e-mail:* a.g.kalmykov@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, магистрант; *e-mail:* manuilovaekaterina139@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент, вед. науч. с.; *e-mail:* gera64@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail:* lordbvc@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; *e-mail:* ok-hrust@ya.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* ok-hrust@ya.ru

<sup>7</sup> Сколковский институт науки и технологии, Центр добычи углеводородов, ст. науч. с.; *e-mail:* miliyakozlova@mail.ru

<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail:* ruslan\_msu@mail.ru

<sup>9</sup> Институт географии РАН, мл. науч. с.; *e-mail:* shishkov@igras.ru

<sup>10</sup> Институт кристаллографии имени А.В. Шубникова РАН, инженер; *e-mail:* ani@ns.crys.ras.ru

<sup>11</sup> Часть работ, связанных с исследованием одной из скважин на Красноленинском своде, выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации по проекту № 14.581.21.0008 от 03.10.2014 г. (уникальный идентификатор RFMEFI58114X0008).

закономерности распространения по латерали [Балушкина и др., 2013]. При этом можно выделить наиболее часто встречающиеся породы, к которым в первую очередь относятся глинисто-керогеново-кремнистые, керогеново-кремнистые и карбонатно-глинисто-керогеново-кремнистые. Из-за сложного строения пористость пород баженновской свиты часто не зависит от литологического типа пород и варьирует от нескольких долей процента до 10% и более [Хамидуллин и др., 2013].

Несмотря на изменение значений пористости внутри пластов с одинаковым литологическим составом, исследования интервалов, имеющих высокую пористость и отнесенных к коллекторским интервалам, показали, что повышенная пористость может быть приурочена к силицитам и карбонатизированным силицитам [Балушкина и др., 2014; 2015]. Состав таких пород-коллекторов определяется соотношением биогенного кремнезема, кальцита и/или доломита и в меньшей степени керогена и глинистых минералов. Мощность этих пород не превышает 2 м. Источником биогенного кремнезема силицитов служили радиолярии, остатки скелетов которых хорошо диагностируются в шлифах. Радиоляриевая структура сохраняется и в карбонатизированных силицитах. Пористость таких пластов может достигать 15% [Балушкина и др., 2014].

Другой тип коллекторов нефтяных сланцев в целом и баженновской свиты в частности — пласты, содержащие сильнозрелое органическое вещество, в котором в результате катагенетического преобразования образовались поры. Наличие органической пористости относительно недавно обнаружено зарубежными исследователями [Loucks et al., 2009; Modica et al., 2012]. Позднее аналогичная пористость была обнаружена и в баженновской свите [Балушкина и др., 2015; Васильев и др., 2015]. Пористость таких образцов составляет 4–7%.

До настоящего времени считалось, что перечисленные выше два признака основные характерные черты коллекторов баженновской свиты. В то же время М.Ю. Зубков показал, что органическое вещество баженновской свиты часто приурочено к фосфоритовым минералам [Зубков, 2015].

Рассмотрены результаты наших исследований интервалов разрезов баженновской свиты скважин Красноленинского свода, содержащих повышенное количество фосфатов (апатиты, фторапатиты) и обладающих высокими пористыми характеристиками. Работа посвящена детальному изучению обнаруженных интервалов, их состава и структуры порового пространства.

**Материалы и методы исследований.** Объект исследований — керновый материал пород баженновской свиты Красноленинского свода (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн).

Определение пористости и проницаемости по газу (азот) проводилось при помощи автоматизированной системы измерения «AP-608» («Coretest Systems», США) на стандартных цилиндрических образцах (30×30 мм) и цилиндрических образцах нестандартного размера (10×30 мм). Пиролитические исследования выполнены на аппаратно-методическом комплексе HAWK («Resource Workstation», США). Измерения рентгенограмм при определении основных минеральных фаз методом рентгенофазового анализа проводили на дифрактометре «Rigaku MiniFlex600». Обработка дифрактограмм и фазовый анализ выполнены в программе HighScore Pro (PANalytical, Нидерланды). Пористую структуру образцов кернового материала исследовали с помощью растрового электронного микроскопа «JEOL 6610 LV», сопряженного с системой энергодисперсионного рентген-спектрометрического анализа «Oxford Instruments INCAxact». Для специфической подготовки образца перед микроскопированием применялась система холодно-плазменной металлизации «JEOL JFC1600», материал напыления — платина. Обработку результатов проводили при помощи программного обеспечения SEM Control User Interface, версия 7.11 («Jeol Technics LTD»).

**Результаты исследований.** Изучение разреза скважины на Красноленинском своде показало наличие интервала мощностью 2 м с часто повторяющимися включениями линз рыжеватого цвета, которые предположительно отнесены к фосфатным породам, приблизительно в этом интервале можно выделить несколько литологических типов, примерно одинаково обогащенных предположительно фосфатными линзами. Для более ясного представления о структуре породы ниже приведено литологическое описание одного из литотипов.

В интервале установлено горизонтально-линзовидное чередование через 1 см рыжеватых линз, темно-серовато-коричневых глинисто-кремнистых прослоев и миллиметровых пиритовых прослоев. Рыжие линзы нефтенасыщены. Видимая длина пиритовых осерненных линз достигает 8 см. Видна линза черного цвета размером 1,5×3,5 см с неровными контурами. Линза состоит из черных обломков (интракластов) дресвяно-гравийной размерности (до 3 мм) и заполнителя, представленного рыжеватого-коричневым зернистым веществом, выше — желтовато-коричневые линзы с размерами 1,5×4,0; 2,0×8,0; 1,0×2,5 см с зернистой структурой. Текстура пород косолинзовидная (турбидный вид). В кровле слоя угол наклона 15°. В верхней части основная масса становится карбонатно-глинисто-кремнистой. Здесь присутствуют обломки карбонатного состава размером 0,3×0,8 см. Фото кернового материала, включая описанный материал, приведены на рис. 1.

Поскольку повышенный интерес вызывали нефтенасыщенные линзы рыжего цвета, из них

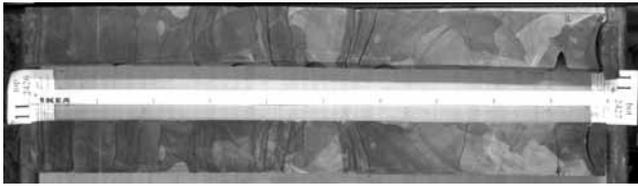


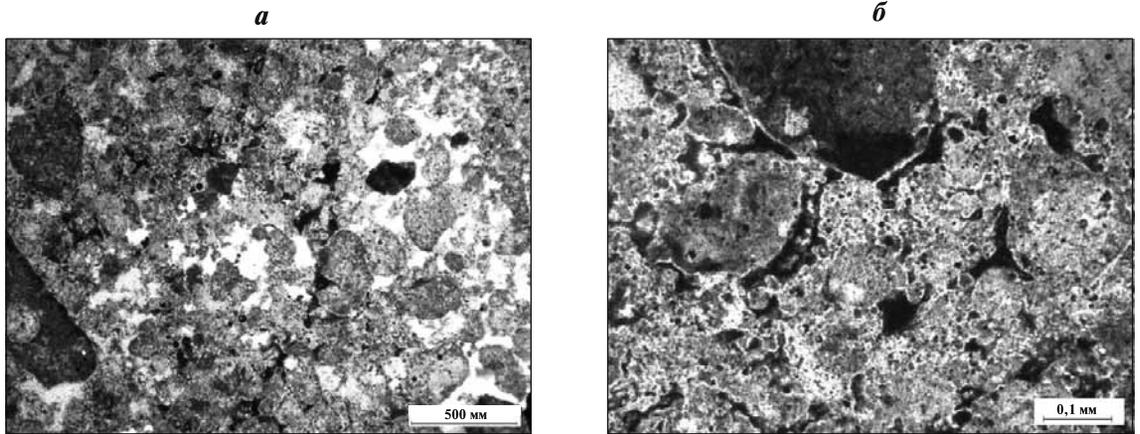
Рис. 1. Интервал ядерного материала, содержащего повышенное количество фосфатного материала. Фото В.С. Белохина

изготовлены петрографические шлифы (рис. 2). На основании анализа шлифов установлено, что линзы представлены фосфатной породой с карбонатным и кергеново-карбонатным цементом. Структура ооидно-сгустковая, размер ооидов 0,15–0,40 мм (преобладает 0,3–0,4 мм), их количество в породе составляет 80–85%. Цемент порового типа имеет кергеново-карбонатный и кергеново-кремнисто-карбонатный состав.

Породы трещиноватые, трещины открытые, по периферии трещин отмечено наличие черного остаточного битуминозного вещества. К трещинам часто приурочены вторичные пустоты и участки выщелачивания диаметром 0,5–1,0 мм. Встречаются жилы неправильной формы, выполненные кальцитом, центральные части жил содержат каверны диаметром 1,0–1,5 мм, соединенные тонкими открытыми трещинами. Нередко на периферийных частях каверн присутствует темно-коричневое остаточное битуминозное вещество. На основании исследования шлифов построена литологическая колонка исследованного интервала, представленная на рис. 3.

Для проверки предположения о фосфатном составе линз и определения точного состава пород в рассматриваемом интервале проведен рентгенофазовый анализ образцов. Его результаты показав-

Рис. 2. Шлифы пород с повышенным содержанием апатитов: а – общий план структуры апатита; б – укрупнённый фрагмент. Фото О.М. Макаровой и Н.И. Коробовой



Номер пачки	Номер слоя	Мощность слоя	Шкала глубины	Литологическая колонка	Текстура	Включения	Процессы и деструкции
VI (1,64 м)	9	0,49	2426	[Diagrammatic representation of lithological column for layers 1-9]	30°	Oil	#
	8	0,12					
	7	0,1					
	6	0,24					
	5	0,15					
	4	0,11					
	3	0,24					
	2	0,05					
	1	0,14					

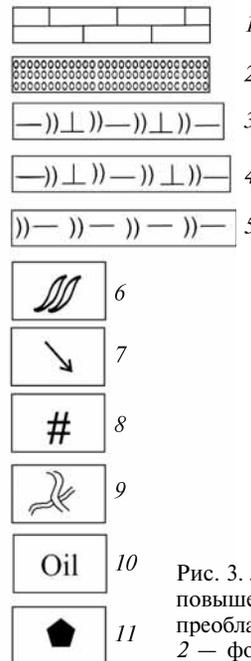


Рис. 3. Литологическая колонка интервала с повышенным содержанием фосфатов: 1–5 – преобладающие типы пород: 1 – известняки, 2 – фосфатные, 3 – глинисто-кремнисто-карбонатные, 4 – карбонатно-глинисто-кремнистые, 5 – глинисто-кремнистые; 6–7 – текстура: 6 – косолиновидная, 7 – оползания; 8 – трещины; 9 – жилы; 10–11 – включения: 10 – нефтенасыщение, 11 – обломки пород

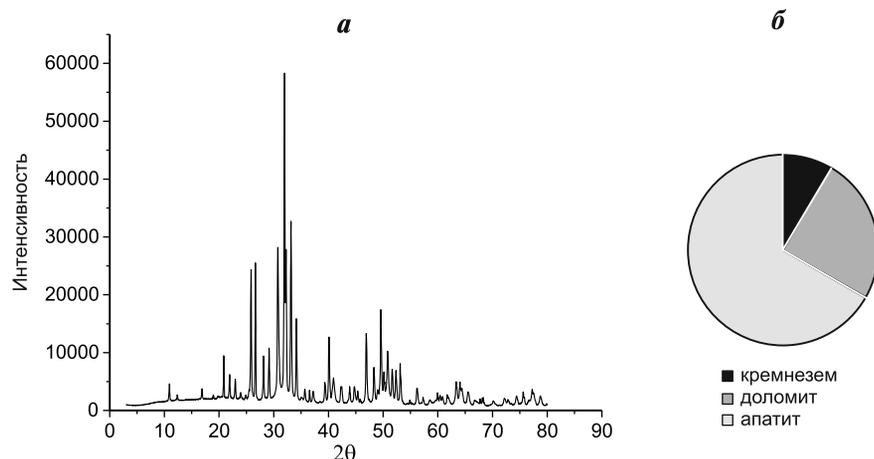


Рис. 4. Рентгенограмма образца баженоской свиты скважины Краснотеннинского свода, содержащего рыхлые линзы (а), и круговая диаграмма состава его породы (%) (б)

ли, что в породах содержится апатит, количество которого может достигать 70 масс.%. В породах также присутствуют кремнезем и доломит, суммарное количество которых в образцах не превышает 50 масс.%. Пример рентгенограммы и круговой диаграммы состава образца с апатитовыми линзами приведен на рис. 4.

Большое количество нефтенасыщенных апатитовых линз позволило сделать предположение о высоком содержании подвижной нефти в образцах и возможных коллекторских свойствах исследуемого интервала в целом, а особенно в линзах. Исследования фильтрационно-емкостных свойств образцов цилиндрической формы размером 30×30 мм, содержащих апатитовые линзы, показали повышенные значения пористости по азоту, достигающей 7%. В то же время абсолютная проницаемость образцов с поправкой Клинкенберга оказалась достаточно низкой и не превышала 0,005 мД. Поскольку проницаемость <0,004 мД позволяет отнести породы к флюидоупорам, то в целом эти образцы можно отнести к потенциальным коллекторам, для разработки которых необходимо проведение гидроразрыва пласта (ГРП). Однако поскольку проницаемость определяется неоднородностью состава и строения всего цилиндра образца, такие низкие значения можно объяснить непроницаемой частью конкретного образца, представленной преимущественно доломитом и кремнеземом.

Для определения пористых характеристик непосредственно апатитовых линз выбран участок, из крупных линз которого выбурили цилиндрические образцы размером 10×30 мм. Для них изучены фильтрационно-емкостные свойства, которые показали, что пористость по азоту апатитовых линз может достигать 12–14%, при этом образцы имеют высокую абсолютную проницаемость.

Исследование структуры порового пространства и взаиморасположения различных минералов в образцах проводили с помощью сканирующей электронной микроскопии. На рис. 5 приведены микрофотографии общего вида поверхности куска образца, содержащего большое количество апатита, и крупный план для апатита с развитым поровым пространством. В образце встречаются отдельные крупные кристаллы доломита, размер которых достигает 100 мкм, а также крупные частицы кремнезема размером 10–100 мкм, находящиеся во вмещающей породе мелкозернистого апатита. Развитая структура порового пространства, хорошо заметная на крупном плане, сформирована между кристаллами фторапатита, что подтверждает анализ элементного состава (рис. 6, табл. 1). Частицы апатита в основном мелкозернистые, размер большинства частиц составляет 0,5–1,0 мкм, однако встречаются и более крупные частицы, размер которых достигает 10 мкм. Размер пор варьирует от нескольких десятых долей микрометра до нескольких микрометров.

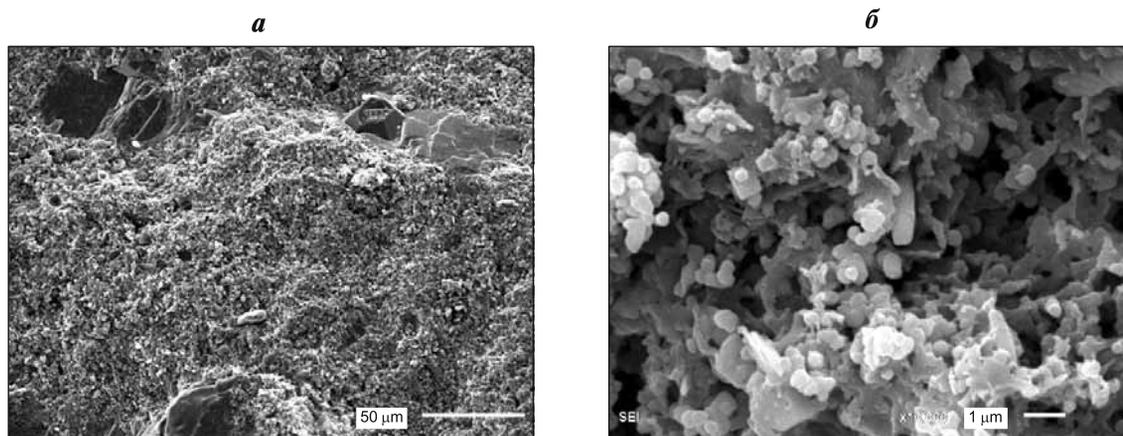


Рис. 5. Микрофотографии структуры апатитовой линзы: а — общий вид; б — крупный план центральной зоны общего вида

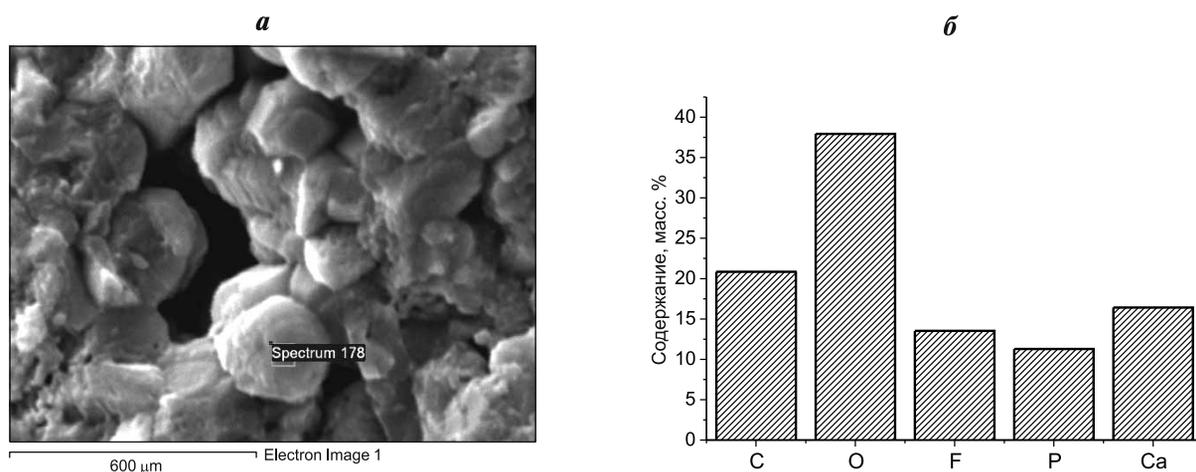


Рис. 6. Анализ элементного состава апатитовой линзы: *a* — фото участка, для которого исследовался элементный состав; *б* — гистограмма распределения элементов по массовому содержанию

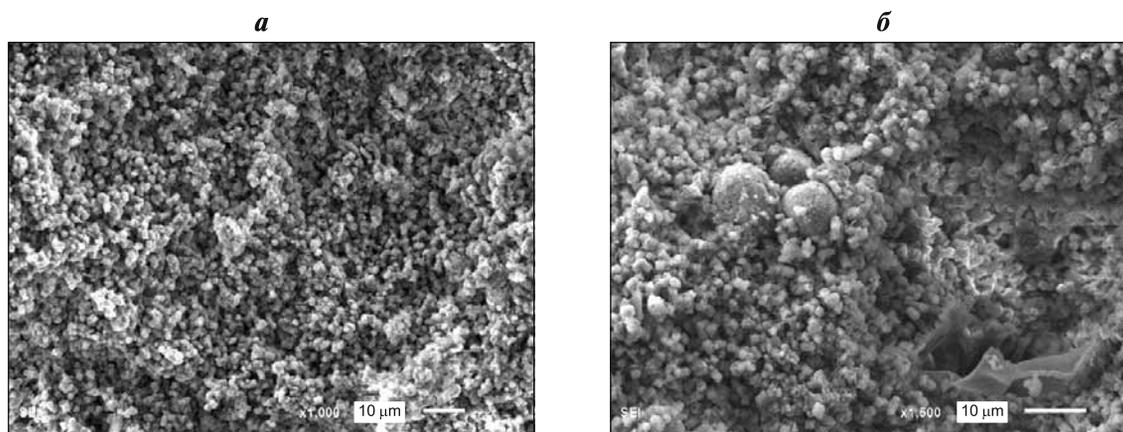


Рис. 7. Микрофотографии структуры фосфатного включения: *a* — общий вид; *б* — общий вид с включениями органического вещества

Таблица 1

Элементный состав образца, содержащего фторапатит

Элемент	Массовый %	Атомный %
C	20,84	31,03
O	37,93	42,40
F	13,53	12,73
P	11,28	6,51
Ca	16,42	7,32

В другой близлежащей скважине на Краснотенском своде также обнаружены фосфатсодержащие породы, однако в них наблюдаются некоторые отличия. Так, анализ микрофотографий показал отсутствие доломитов в породе, но при этом в ней присутствуют кероген и фрамбоиды пирита (рис. 7). Анализ элементного состава мелких частиц выявил отсутствие фтора и существенно большее содержание углерода, это свидетельствует о несколько иных условиях формирования и процессах, протекавших в рассматриваемых породах (рис. 8, табл. 2). Наличие углерода, количество которого превышает 50 ат.%, показывает высокое содержание органического

вещества. В то же время структура порового пространства рассматриваемых апатитовых участков одинакова, их пористые характеристики практически не отличаются, несмотря на различия элементного состава.

Помимо пористых характеристик нефтяные коллекторы должны содержать непосредственно нефть. Для проверки геохимических критериев, позволяющих выделить нефтенасыщенные интервалы, проведены пиролизические исследования. В качестве примера в табл. 3 приведены результаты пиролиза образца, для которого ранее были представлены рентгенограмма и микрофотографии (рис. 4–6). Установлено, что образцы с повышенным содержанием фторапатита обогащены органическим веществом (ТОС 10 масс.%), параметр S1 варьирует от 5 до 8 мг УВ/г породы, а параметр S2 — 40–50 мг УВ/г породы. В соответствии с этими значениями апатитовые линзы обладают высокими значениями индексов продуктивности и нефтенасыщенности (>0,11 и >60 соответственно). Такие высокие значения индексов позволяют по геохимическим признакам отнести исследованные образцы к нефтяным коллекторам.

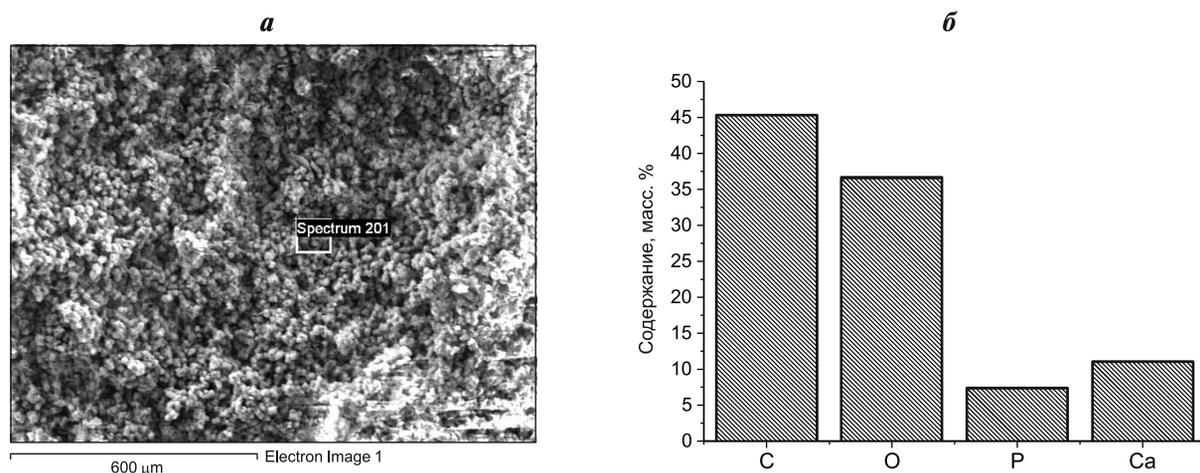


Рис. 8. Анализ элементного состава фосфатного включения: *а* — фото участка, для которого исследовался элементный состав; *б* — гистограмма распределения элементов по массовому содержанию

Таблица 2

Элементный состав образца, содержащего апатит

Элемент	Массовый %	Атомный %
C	45,29	57,49
O	36,47	34,75
P	7,30	3,59
Ca	10,95	4,17

Исследование геохимических характеристик образцов выше и ниже по разрезу показало, что образец с повышенным содержанием апатита можно выделить на основании значений индексов продуктивности и нефтенасыщенности, которые

почти в 2 раза превышают таковые для остальных образцов (рис. 9; образец с повышенным содержанием апатита находится на глубине 11,4 м, рис. 3.). По геохимическим показателям образцы с апатитовыми линзами выделяются на общем фоне породы аналогично коллекторам, приуроченным к прослоям радиоларитов, также имеющим высокие значения индексов продуктивности и нефтенасыщенности [Балушкина и др., 2015].

**Закключение.** Полученные нами результаты позволяют сделать вывод, что в баженовской свите встречаются интервалы, содержащие большое количество углеводородов и, вероятно, способные отдавать их даже при бурении стандартных гори-

Таблица 3

Пиролитические характеристики фосфоритового коллектора

S0	S1	S2	S3	TOC	T <sub>max</sub>	HI	PI	OSI
мг УВ/г породы	мг УВ/г породы	мг УВ/г породы	мг CO <sub>2</sub> /г породы	масс. %	°C	мг УВ/г TOC	S1/(S1+S2)	S1/TOC×100
1,95	6,05	47,03	0,53	9,05	440	520	0,11	66,88

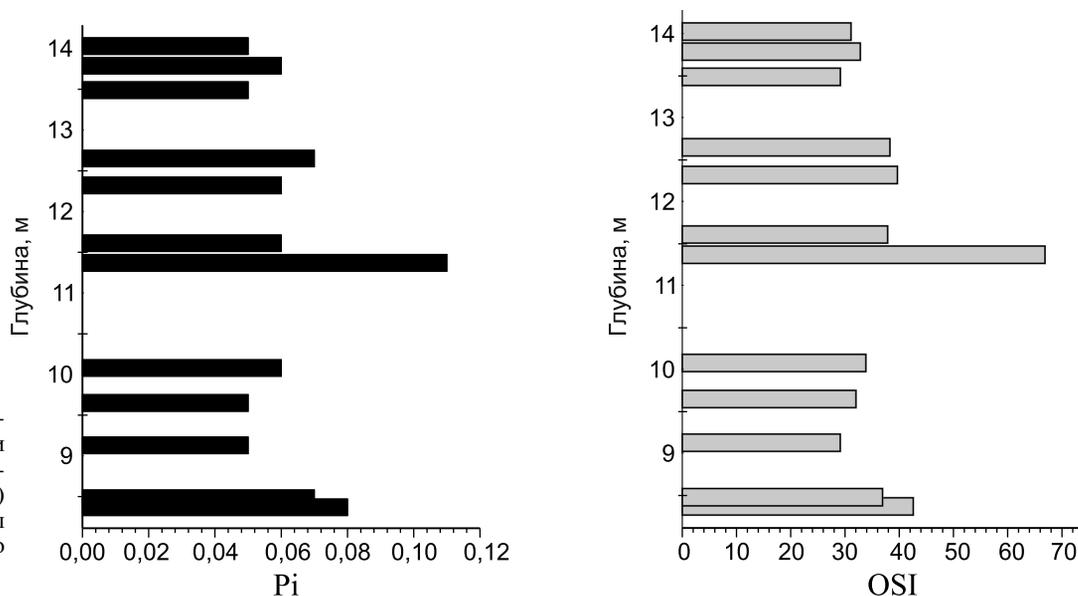


Рис. 9. Изменение индекса продуктивности (Pi) и индекса нефтенасыщенности (OSI) по разрезу скважины Красноленинского свода

зонтальных скважин. Интервалы приурочены не только к кремнистым радиоляритовым породам и породам с керогеновой пористостью, но и к породам, содержащим большое количество апатитов в виде линз или даже отдельных прослоев. Непосредственно апатитовые линзы обладают высокими емкостными (пористость до 12–14%,

высокая проницаемость) и геохимическими характеристиками, позволяющими отнести их к коллекторам. При этом надо учитывать, что линзы могут быть включениями, поэтому проницаемость пласта может быть очень низкой, и для получения существенного притока потребуется проведение ГРП.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Афанасьев И.С., Гаврилова Е.В., Бирун Е.М.* и др. Баженовская свита. Общий обзор, нерешенные проблемы // Научн.-техн. вестн. ОАО «НК Роснефть». 2010. № 4. С. 20–25.

*Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С.* и др. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта средне-назымского месторождения и структура их пустотного // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 35–43.

*Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А.* и др. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти из них // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 48–60.

*Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Шарданова Т.А.* Структура пустотного пространства нефтенасыщенных пород баженовской и абалакской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 69–77.

*Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А.* и др. Экспериментальные исследования получения углево-

дордных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.

*Васильев А.Л., Пичкур Е.Б., Михуткин А.А.* и др. Исследования морфологии пустотного пространства керогена баженовской свиты // Нефтяное хозяйство. 2015. № 10. С. 28–31.

*Зубков М.Ю.* Особенности распределения урана в битуминозных отложениях баженовской свиты (Западная Сибирь) // Каротажник. 2015. № 5 (251). С. 3–32.

*Хамидуллин Р.А., Калмыков Г.А., Корост Д.В.* и др. Фильтрационно-емкостные свойства пород баженовской свиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 5. С. 57–64.

*Loucks R.G., Reed R.M., Ruppel S.C., Jarvie D.M.* Morphology, genesis, and distribution of nanometer-scale pores in siliceous mudstones of the Mississippian Barnett Shale // JSR. 2009. Vol. 79/12. P. 848–861.

*Modica C.J., Lapierre S.G.* Estimation of kerogen porosity in source rocks as a function of thermal transformation; example from the Mowry Shale in the Powder River basin of Wyoming // AAPG Bull. 2012. Vol. 96/1. P. 87–108.

Поступила в редакцию  
06.04.2016

УДК 537.533.35; 621.382

Н.Н. Михайлов<sup>1</sup>, В.А. Кузьмин<sup>2</sup>, К.А. Моторова<sup>3</sup>, Л.С. Сечина<sup>4</sup>

## ВЛИЯНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА НА ГИДРОФОБИЗАЦИЮ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния микроструктуры порового пространства на гидрофобизацию коллекторов нефти и газа. Описан возможный механизм образования микроструктурной смачиваемости, показывающий, что гидрофобизация внутривыводного пространства при смешанной смачиваемости может быть связана как с большим, так и с малым размером пор. Экспериментально доказано, что процесс адсорбции углеводородов зависит от формы, размера и распределения пор, минералогического состава (состав и размер частиц, присутствие глины), а также от времени контакта углеводородов с внутривыводной поверхностью. Утверждение о гидрофильности породы до миграции в нее нефти можно считать верным. Однако, как показали эксперименты, нефть может присутствовать и в порах малого размера (до 10 мкм), особенно это актуально для карбонатных коллекторов.

*Ключевые слова:* микроструктура, смачиваемость, коллектор, нефть, газ, поровое пространство, гидрофобизация.

The article presents experimental and theoretical study of the influence of the microstructure of the pore space on the hydrophobization oil and gas reservoirs. A possible mechanism of formation of microstructural wettability are described. The adsorption of the hydrocarbons can be both in small and large size pores. It was experimentally proved that hydrocarbon's adsorption depends on the form, size and distribution of pores, type of the mineral surface, how long oil was in contact with the mineral surface.

*Key words:* microstructure, wettability, reservoir, oil, gas, porous media, hydrofobisation, oilwet, waterwet.

**Введение.** Считается, что изначально породы-коллекторы всех нефтяных месторождений до миграции в них нефти были гидрофильными. Это утверждение основано на двух факторах: во-первых, практически все очищенные осадочные породы сильно гидрофильные; во-вторых, коллекторы формировались в водной среде, в которые позже мигрировала нефть. Предполагалось, что реликтовая вода предотвращает контактирование нефти с поверхностью породы [Anderson, 1986].

Формирование залежей углеводородов обусловило появление гидрофобных и гидрофильных участков на поверхности поровых каналов, связанных с процессом адсорбции полярных компонентов нефти. Распределение гидрофобных участков, их число и чередование определяются природой породообразующих минералов, физико-химическими свойствами насыщающих жидкостей и содержанием в коллекторе погребенной (реликтовой) воды. Смачиваемость определяется как тенденция к самопроизвольному покрытию поверхности твердого тела одной жидкостью или пары жидкостей. Смоченные водой внутривыводные поверхности характеризуются превышением моле-

кулярных сил взаимодействия между скелетом и водой над силами взаимодействия между нефтью и скелетом породы. В гидрофильных породах нефть стремится занять крупные поры, центральную часть пор и каналов, а вода будет заполнять мелкие поры и контактировать с поверхностью. В случае гидрофобной породы вода будет занимать центральную часть пор и каналов, а нефть заполнять мелкие поры и контактировать с поверхностью [Михайлов, 1992]. Если нет предпочтительного взаимодействия породы с нефтью и водой, то такую смачиваемость называют нейтральной.

Внутренняя поверхность пор состоит из минералов с разным составом и адсорбционными свойствами, что и определяет гетерогенную смачиваемость. При этом следует отличать гетерогенную смачиваемость от промежуточной, когда отсутствует предрасположенность к смачиванию каким-либо флюидом [Brown, Fatt, 1956]. В 1973 г. в работе [Salathiel, 1973] введено новое понятие «смешанная смачиваемость» для специального типа гетерогенной смачиваемости, при которой гидрофобные поверхности образуют сквозные пути по крупным порам, а мелкие поры остаются

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра теоретических основ разработки месторождений нефти и газа, профессор, докт. техн. н.; *e-mail:* folko200@mail.ru

<sup>2</sup> Институт проблем нефти и газа РАН, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* kuzminva@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра теоретических основ разработки месторождений нефти и газа, вед. специалист; *e-mail:* motorova.ks@mail.ru

<sup>4</sup> Институт проблем нефти и газа РАН, науч. с.; *e-mail:* lara49@bk.ru

смоченными водой. Смешанную смачиваемость связывали с процессами миграции нефти в залежь. При этом самые маленькие поры всегда оставались гидрофильными, так как возникающее в них капиллярное давление всегда превышало напор вод с мигрирующими углеводородами.

В 1990 г. Н.Н. Михайлов с соавторами [Михайлов и др., 1990] исследовали возможность существования связи между размерами пор и смачиваемостью во всем диапазоне изменения размеров пор от минимального до максимального. Эту взаимосвязь некоторое время считали гипотетической. В 1997 г. М. Робин с соавторами [Robin et al., 1997] провели опыты по исследованию смачиваемости образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа. Анализировались искусственно приготовленные образцы с гидрофильным или гидрофобным характером смачивания, а также естественные образцы песчаников и карбонатных пород со смешанной смачиваемостью. Методика исследований позволяла визуально наблюдать капиллярный подъем флюида в образцах породы. Показано, что в карбонатных породах со смешанной смачиваемостью нефть появлялась сначала в самых крупных порах, а для образцов песчаника с вкраплениями каолинита гидрофобность не была связана с порами определенного размера. Соответственно, в естественных условиях гидрофобность смешанных по смачиваемости кернов могла быть связана как с большими, так и с малыми порами, что противоречило гипотезе о смешанной смачиваемости.

В реальных пористых средах распределение гидрофобных и гидрофильных участков может иметь более сложный и неоднородный вид в масштабе пор. Как показали исследования на образцах разнообразных пород с помощью электронной микроскопии [Al-Yousef et al., 1995; Mitchell et al., 1990; Radke et al., 1992; Robin et al., 1995], сложность строения порового пространства и неопределенность степени насыщения настолько велики (особенно у карбонатных пород), что традиционная упрощенная схема распределения нефтяной и водной фазы не учитывает в полной мере изменение смачиваемости на микроуровне. Очевидно, что породы обладают разной способностью к гидрофобизации в масштабах отдельных пор. Поэтому в реальных условиях большинство коллекторов находится в частично гидрофобизированном состоянии, однако степень и характер гидрофобизации на микроструктурном уровне могут существенно различаться.

**Возможные механизмы образования микроструктурной смачиваемости.** Уменьшение количества свободных пор, изменение конфигурации порового пространства и формирование пленочной, менисковой и контактной формы нефтенасыщения в процессе гидрофобизации приводят к необходимости детально изучать физику этого процесса

на микроуровне. Гидрофобизация на уровне пор и каналов формирует микроструктурную смачиваемость, так как поры разного размера и формы по-разному гидрофобизированы и, следовательно, имеют разную смачиваемость.

Возникновение микроструктурной смачиваемости определяется стадиями формирования и изменения залежей углеводородов. Можно выделить следующие этапы: первичное замещение воды нефтью (первичный дренаж); адсорбционное взаимодействие нефти с минералами, слагающими внутривыводную поверхность; периодическое заполнение ловушки водой (спонтанная пропитка); изменение пластового давления (вынужденная пропитка; последующее внедрение нефти (вторичный дренаж). Все эти этапы формируют структуру природного нефтенасыщения коллектора [Сахибгареев, 1989].

Рассмотрим модель поры в виде симметричной звезды (рис. 1), когда четыре стержня или песчинки, соприкасаясь между собой, образуют сечение, в центр которого можно вписать окружность, причем гравитационными и концевыми силами пренебрегаем.

Капиллярное давление  $P_c$  на уровне отдельной поры в соответствии с уравнением Юнга–Лапласа зависит от главных радиусов кривизны  $r_1$  и  $r_2$  и поверхностного натяжения ( $\sigma$ ). Однако в процессе формирования залежи нефть замещает воду не полностью, и в некоторых частях поры остается вода, образуя на внутривыводной поверхности смачивающую пленку толщиной  $h$ , которая генерирует расклинивающее давление  $\Pi(h)$ , обусловленное силами Дерягина. Его необходимо учитывать в капиллярном давлении. Соответственно, расширенное уравнение Юнга–Лапласа для капиллярного давления будет следующим:

$$P_c = \sigma \left( \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) + \Pi(h). \quad (1)$$

Расклинивающее давление  $\Pi(h)$  зависит от толщины смачивающей пленки  $h$ . Для тонких пленок ( $\sim 100$  нм) величина  $\Pi(h)$  велика по сравнению с другими членами уравнения (1). Для плоских участков пленки равновесное капиллярное давление равно расклинивающему давлению —  $P_c = \Pi(h)$ .

Расклинивающее давление контролирует и локальный угол смачивания ( $\theta$ ) [Wong et al., 1992]:

$$\cos \theta - 1 = \frac{1}{\sigma} \left[ \int_h^{h_p} \Pi(\xi) d\xi - (h_p - h) \Pi(h) \right], \quad (2)$$

где  $h$ ,  $h_p$  — равновесная и базовая толщина пленки расклинивающего давления соответственно;  $\xi$  — фиктивная переменная интегрирования. В уравнении (2)  $h_p/a_m \ll 1$  ( $a_m$  — средний радиус окружности, вписанной в пору). Для толстых пленок  $\theta = 0$ , для тонких  $0 < \theta < 90$ .

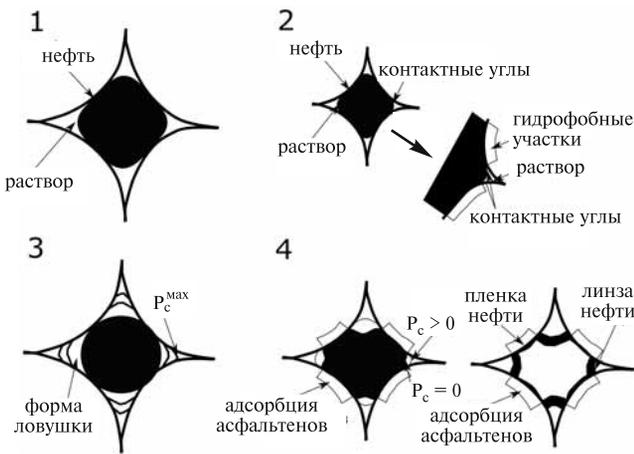


Рис. 1. Схема процесса образования микроструктурной смачиваемости: 1 — гидрофильная пора после проникновения нефти, 2 — пора со смешанной смачиваемостью, 3 — самопроизвольная пропитка, 4 — вынужденная пропитка, по [Radke et al., 1992]

Из соотношения (2) следует, что локальный угол смачивания ( $\theta$ ) зависит от конфигурации кривизны внутриводяного пространства и параметров пленки при замещении воды нефтью. Рассмотрим различные этапы формирования залежи.

**Первичный дренаж и адсорбция асфальтенов.**

В природный полностью водонасыщенный коллектор (все поверхности и углы пор заполнены водой) начинает поступать нефть. Нефть занимает центральную часть поры, в углах остается вода. При этом капиллярное давление увеличивается, пленки воды истончаются, расклинивающее давление увеличивается. У каждой поры свое капиллярное давление на входе, которое задается уравнением (3):

$$\frac{a(P_c)^e}{\sigma} = 1,84. \tag{3}$$

Каждая размерная пора также имеет свое критическое капиллярное давление, которое задается уравнением (4). Достигнув его, пленка воды становится нестабильной и подверженной истончению и разрыву [Wong et al., 1992]:

$$P_c = P^{\max} - (\sqrt{2} - 1)/a, \tag{4}$$

где  $a$  — радиус вписанной в звездообразную пору окружности,  $(P_c)^e$  — капиллярное давление на входе,  $\sigma$  — поверхностное напряжение,  $P^{\max}$  — критическое расклинивающее давление,  $P_c$  — капиллярное давление.

В самых крупных порах капиллярное давление высокое, в них не происходит адсорбция асфальтенов на начальном этапе дренажа, поскольку они защищены толстыми пленками воды, через которые асфальтены не могут проникнуть. Нефть поступает в поры среднего размера, при этом пленки воды истончаются до молекулярных, а углы пор остаются водонасыщенными. Самые малень-

кие поры, которые не заполнились нефтью, стали полностью заполнены водой (рис. 1,1).

Таким образом, мы получили смешанную смачиваемость на уровне отдельной поры (рис. 1,2).

**Спонтанная пропитка.** При изменении условий формирования залежи или ее частичном разрушении капиллярное давление уменьшается, и вода начинает впитываться самопроизвольно. По мере уменьшения капиллярного давления мениски в порах образуют вписанную окружность (рис. 1,3а), которая нестабильна, и нефть начинает разделяться на цилиндры с полусферическими основаниями, последние распределяются вдоль пор, насыщенных водой. Эти цилиндры уже не зависят от капиллярного давления и попадают в ловушки. В случае смешанно-смачиваемых пор спонтанная пропитка выражена слабо (рис. 1,3б). В этом случае средние поры в центре содержат нефть, а в углах — раствор.

**Вынужденная пропитка.** Во время проникновения воды в породу самые маленькие поры заполнены раствором, а самые большие — нефтью, попавшей в ловушки на стадии самопроизвольной пропитки (которые раньше были насыщены водой). В этом случае давление водной фазы превышает давление нефтяной фазы и, следовательно, капиллярное давление становится отрицательным. В этом случае нефть будет находиться в углах пор, а раствор — занимать центральную часть стенки пор (рис. 1,4). Считается, что эта пленка стабильна, а расклинивающее давление нефти отталкивающее. Поэтому внутриводявая твердая поверхность полностью насыщена нефтью. По мере уменьшения капиллярного давления в отрицательную область нефть стекает с линзы, и когда линза почти не содержит нефть, две поверхности — вода и нефть — встречаются. Далее возможны два варианта поведения нефтяной линзы: 1) линза становится нестабильной и рвется, небольшое количество нефти из линзы проходит через непрерывную нефтенасыщенную поверхность к ближайшим порам и распределяется поровну между остальными линзами нефти; 2) пленка, как водонефтяная эмульсия, создает мостик, который соединяет углы пор. Эта пленка стабильна при заданном капиллярном давлении. Если пленка не стабильна в заданном диапазоне капиллярного давления, то процесс происходит по первому варианту. В любом случае нефтенасыщенность будет уменьшаться до остаточной. Насыщенность фазами в зависимости от размера пор при смешанной смачиваемости будет выглядеть следующим образом: мельчайшие поры остаются заполнены раствором, в них не смогла пройти нефть, поры среднего размера (смешанно-насыщенные) полностью заполнены водой, кроме небольшого количества нефти в виде тонких нефтяных пленок вдоль твердой поверхности поры или в виде тонких водонефтяных эмульсионных пленок, которые охватывают каждый уголок поры,

а самые большие поры полностью насыщены водой.

**Вторичный дренаж.** Вторичный дренаж для нефтяной линзы будет протекать по-разному. В микроструктурно-смачиваемых порах в случае неустойчивой нефтяной линзы нефтяные пленки сгущаются (рис. 2,1). По мере увеличения капиллярного давления нефть продолжает внедряться вдоль стенок пор. Водный раствор (который находится в центре поры) перестраивается в цилиндрические капли с полусферическим основанием, которые охватывают сечение пор. В результате раствор больше не имеет сплошную структуру, становится прерывистым в центре пор, а нефть сохраняет свое местоположение (как нефть в ловушках).

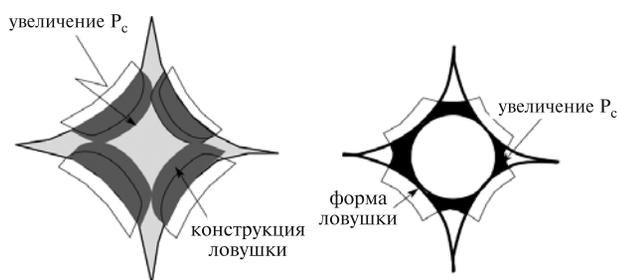


Рис. 2. Схема вторичного дренажа в микроструктурно-смачиваемой поре слева — стабильная водо-эмульсионная пленка, справа — нестабильная линза

В микроструктурно-смачиваемых порах нефть также проникает в большие, насыщенные водой поры (как и в случае самопроизвольной пропитки). Эта нефть присоединяется к остаточной нефти, которая находится в ловушках. Описанный процесс длится до момента достижения максимального капиллярного давления.

В случае стабильных водонефтяных эмульсионных пленок нефть находится в углах пор (рис. 2,2). Достигнув неустойчивого положения в центре поры, раздробленная нефть вытекает, а вода также теряет сплошную структуру и образует форму цилиндра с полусферическими основаниями, как и в первом случае.

Насыщенность фазами в зависимости от размера пор выглядит так: в микроструктурно-смачиваемых порах (средние поры) в углах пор будет находиться раствор, в центре поры раствор прерывается, а также присутствуют непрерывные нефтяные пленки. В крупных порах нефть будет находиться в центре поры, а в углах пор — раствор с пленкой воды на стенках.

Рассмотренная модель микроструктурной смачиваемости имеет пять важных параметров, которые можно определить в реальных условиях: максимальное капиллярное давление на входе, минимальное капиллярное давление на входе, максимальное расклинивающее давление, форма пор и распределение пор по размерам.

### Максимальное капиллярное давление на входе.

При первичном дренаже с увеличением максимального приложенного капиллярного давления толстые пленки воды разрываются до молекулярных, и поверхность пор становится нефтенасыщенной. Это согласуется с результатами работы [Salathiel, 1973].

**Форма пор** также значительно влияет на распределение насыщающих фаз. Например, в вогнутых формах пор (форма глаза, рис. 3,а) тонкие пленки раствора выравнивают стенки самых крупных пор, поэтому крупные поры становятся смешанно-смачиваемыми. В выпуклой форме пор (симметричная звезда, рис. 1) тонкие пленки раствора также находятся в самых крупных порах. Форма пор в виде неравностороннего треугольника (рис. 3,б) нарушает целостность пленок воды и все поры становятся нефтенасыщенными. В таких порах остаточная нефтенасыщенность будет меньше, чем в порах в виде симметричной звезды и глаза. В порах в виде асимметричной звезды (рис. 3,в) будет меньшая адсорбция нефти и более высокая нефтедобыча. У пор в форме симметричной звезды со скругленными углами (рис. 3,г) (минералы расположены между зернами) все стенки пор будут нефтенасыщенными, поскольку из-за скругленной формы углов раствор не будет задерживаться в них даже при высоком капиллярном давлении.

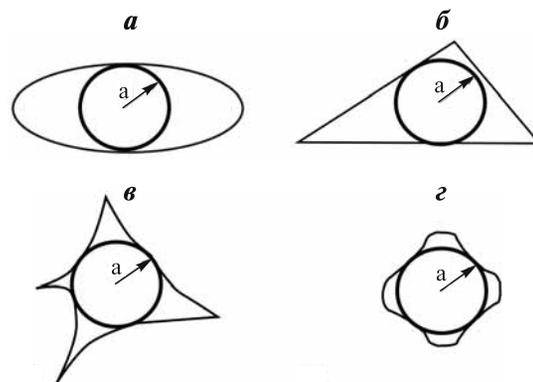


Рис. 3. Альтернативные формы поперечного сечения: а — форма глаза, б — неправильный треугольник, в — асимметричная звезда, г — форма звезды с минеральными отложениями в углах

**Распределение пор по размерам.** При уменьшении соотношения большого размера пор к малому количество остаточной нефти уменьшается, чем больше пор среднего размера (смешанно-смачиваемых), тем больше извлекаемой нефти.

С помощью изотерм расклинивающего давления можно моделировать системы с разной смачиваемостью, в том числе когда одна часть поверхности водонасыщена, а другая — нефтенасыщена.

Выводы, полученные из анализа механизмов микроструктурной гидрофобизации, согласуются с результатами работ [Михайлов и др., 2009; Anderson, 1986; Al-Yousef et al., 1995; Mitchell et

al., 1990; Radke et al., 1992; Robin et al., 1995], где также детально изучена смешанная смачиваемость на поровом уровне с помощью криосканирующего микроскопа. Указанные авторы также исследовали влияние минералогического состава внутриводной поверхности (состав и размер частиц, присутствие глин) на адсорбцию водной и нефтяной фаз. В частности, присутствие каолинита в выдержанных в нефти терригенных образцах способствовало адсорбции нефти на этих частицах, причем адсорбция происходила селективно, а иллит взаимодействовал только с соленым раствором. Для карбонатных образцов на формирование смешанной смачиваемости существенно влияют размер пор и их распределение. Изучая карбонатные породы месторождения Саудовской Аравии, авторы работы [Al-Yousef et al., 1995] показали, что нефть не попадает в поры малого размера не только из-за недостаточных капиллярного давления и времени состаривания, но и потому, что размер поровых каналов меньше, чем частицы асфальтенов, вследствие чего большие поры и каналы смочены нефтью, а маленькие — водой. Процесс состаривания образцов приводит к тому, что нефть свободнее проникает в поровое пространство и распределяется по стенкам пор. При таком состоянии нефть может проникнуть в микропоры размером 1–10 мкм.

Авторы работы [Mitchell et al., 1990] показали, что уровень карбонатности и наличие глинистых минералов влияет на смачивающие характеристики исследованных образцов. Например, образцы с высокой степенью карбонатности ( $\geq 30\%$ ) более гидрофобны. В образцах со средним уровнем карбонатности тип смачивания может быть смешанным или промежуточным. Микроструктурная смачиваемость в этом случае будет проявляться, когда вся поровая поверхность покрыта тонким слоем органического вещества или когда некоторые области поверхности будут покрыты углеродом и быть гидрофобными, а остальные — иметь низкий уровень карбонатности и быть гидрофильными.

Рассмотренная теоретическая схема механизмов образования микроструктурной смачиваемости дополнена результатами экспериментов по изучению взаимосвязи гидрофобизации с характеристиками порового пространства.

**Методика эксперимента.** Наиболее информативный метод исследования микроструктуры порового пространства — наблюдение нефтенасыщенных пород с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ). Исследования показали, что если для консервации образцов ядра, насыщенного высоковязкой нефтью, применять одноразовые керноприемные трубы, то начальное микроструктурное распределение нефти на поверхности образца сохраняется.

Изучение нефтенасыщенных пород проводилось по двум направлениям — на основе стати-

стических порометрических данных, анализа цифровых изображений пор, полученных с помощью электронного микроскопа, а также путем морфологических микроструктурных исследований нефтенасыщенных образцов в электронном микроскопе (прямые наблюдения). Количественная оценка содержания растворимых углеводородов в поровом пространстве определялась на основе изучения порового пространства пород в РЭМ в режиме катодолюминесценции [Кузьмин, 1984, 2007]. Для исследования от каждого ядра отпиливали по два образца. Один образец исследовали в нефтенасыщенном состоянии, а другой — экстрагировали от нефти. Экстракцию проводили горячим способом спирто-бензольной смесью. Подсчет количественных параметров порового пространства по растровым электронно-микроскопическим изображениям (РЭМ-изображениям) осуществлялся с помощью программы анализа изображений «Коллектор».

При анализе порометрических данных с помощью компьютерной программы алгоритм расчетов основан на модельном пространственном представлении пустотного пространства как системы пор и каналов. При этом поры и каналы принципиально различаются, т.е. поры рассматриваются как включенные объемы с сопоставимыми эквивалентными размерами по трем координатам, а каналы — как протяженные капилляры, соединяющие поры. Программа на основе реальных размеров позволяет проводить по катодолюминесцентным электронно-микроскопическим изображениям раздельную порометрию как для пор, так и для каналов.

Затем сопоставлялись порометрические данные насыщенных нефтью и отмытых от нефти образцов пород. Это позволило количественно оценить изменения микроструктурных параметров. Проводя экстракцию образцов породы от углеводородов и сопоставляя порометрические характеристики до и после экстракции, можно узнать состояние пористой среды до и после миграции нефти. В результате длительной экстракции адсорбированные углеводороды удаляются из внутриводной поверхности и поверхность гидрофилизуется, таким образом моделируется природное состояние поровой поверхности.

Цель экспериментов — выявление качественных и количественных изменений микроструктуры порового пространства на уровне отдельных пор и каналов в результате гидрофобизации.

**Характеристика объекта и методика исследований.** Исследования выполнены на карбонатном образце из пермско-каменноугольных отложений Усинского месторождения в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Продуктивные отложения нефтяной залежи представлены сложнопостроенными карбонатными коллекторами с резкой неоднородностью фильтрационных свойств

(газопроницаемость от 0,01 мД до 4 Д и более), пористость коллекторов до 30%, насыщенными нефтью с вязкостью в среднем 700 сПз в пластовых условиях. Коллекторы сложены трещиноватыми и кавернозными доломитизированными органогенными известняками, редко доломитами. Нефть основной залежи — пермокарбонной — очень вязкая, практически с вязкостью гудрона.

Для сохранения микроструктурного распределения нефтенасыщения порового пространства при бурении для консервации образцов применяли одноразовые керноприемные трубы. На рис. 4 показаны фото пластин, отпиленных от нефтенасыщенных кернов. Коллекторские свойства экстрагированного образца № 172-391-09, исследованного в РЭМ: интервал отбора 1367,5–1367,6 м, пористость 15,82%, газопроницаемость  $68,83 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.



Рис. 4. Фото пластины, выпиленной от образца керна № 172-391-09

**Литологическая характеристика образца № 172-391-09.** Описание в шлифах: доломит микрозернистый слабоизвестковистый и слабоглинистый, с выщелоченными отпечатками биокластов, с наличием кремнистого материала (<1–3%), нефтенасыщенный, пористо-кавернозный (15–20%). Текстура пористо-кавернозная. Структура кристаллически-зернистая, тонко-микрозернистая, реликтовая биокластовая. Порода сложена кристаллами доломита (размер <0,01 мм, гораздо реже до 0,02–0,04 мм) с ромбоэдрической непра-

вильной и изометричной формой зерен. Присутствуют отпечатки биокластов (преимущественно спиккулы губок, редко криноидеи, брахиоподы, трудноопределимые реликты), по которым, как правило, развиваются пустоты выщелачивания. Наблюдается детрит (до 5%) кремнистых спиккул губок, сложенный халцедоном, опалом, пигментированным биоорганическим веществом и агрегатным кварцем, присутствует единичный детрит фосфатного состава. Терригенная примесь алевритовой размерности представлена зернами кварца и чешуйками мусковита, ее крайне мало. Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона и анатаза. Аутигенные минералы — кальцит (единично) в биокластах (частично заполняет поры); пирит (до 1%) присутствует в виде тонкорассеянных зерен.

Для оценки распределения пор по размерам приготовленные образцы исследованы в РЭМ в режиме катодолюминесценции. Полученные изображения порового пространства, представляющие собой белые поры на черном фоне (рис. 5), были обработаны методом компьютерного анализа изображений, затем по ним рассчитаны статистические структурные параметры порового пространства (табл. 1), а также построены гистограммы распределения пор и каналов по размерам (рис. 6–8).

**Результаты экспериментов и их обсуждение.** Значимые структуры порового пространства продемонстрировали изменение микроструктуры в результате гидрофобизации. На гистограмме распределения пор по размерам (рис. 6) видно увеличение «видимой» пористости после экстракции.

Можно констатировать, что в результате экстракции высоковязкой нефти из образцов пород увеличилось количество свободных пор, которые ранее были полностью заполнены нефтью. Увеличение пористости в разных размерных группах пор после экстракции связано как с освобождением от нефти мелких пор, так и с некоторым увеличением

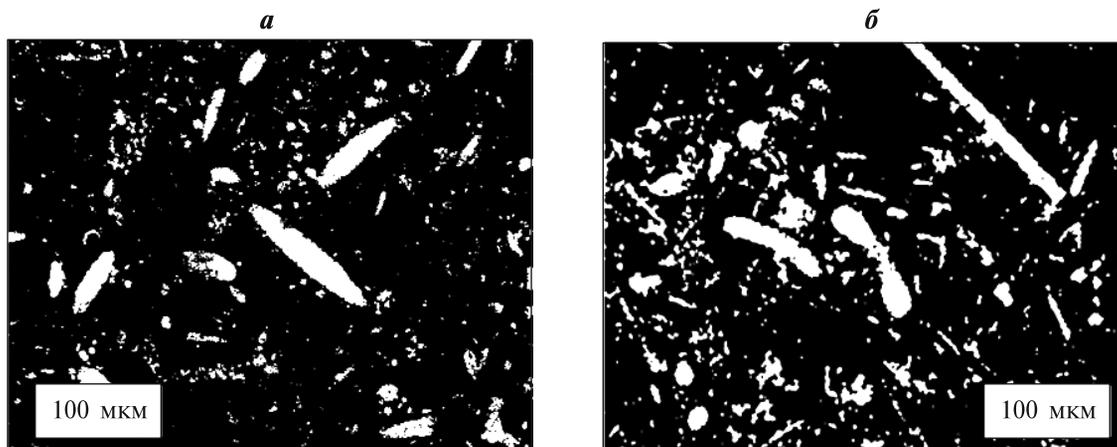


Рис. 5. Изменения порового пространства в результате экстракции нефти из образца № 172-391-09 (катодолюминесценция в электронном микроскопе, белое — поры): а — нефтенасыщенный, б — отмытый от нефти

Таблица 1

**Лабораторные и структурные параметры порового пространства нефтенасыщенного образца керна № 172-391-09 до и после экстракции**

Показатель	До экстракции	После экстракции
<i>Лабораторные параметры</i>		
Коэффициент пористости, доли единицы	0,070	0,016
Коэффициент проницаемости, мкм <sup>2</sup>	0,0065	0,0650
<i>Структурные параметры порового пространства</i>		
Пористость по РЭМ, доли единицы	0,060	0,205
Суммарный периметр пор и каналов, мкм	74 779,46	284 461,98
Суммарная площадь пор и каналов, мкм <sup>2</sup>	403 086,81	1 378 417,3
Средняя площадь пор и каналов, мкм <sup>2</sup>	302,16	486,90
Средний эквивалентный диаметр пор и каналов, мкм	19,62	24,90
Средний периметр пор и каналов, мкм	56,06	100,48
Максимальный диаметр каналов, мкм	10,00	16,66
Расчетная эффективная пористость	0,050	0,164
Остаточная водонасыщенность, $K_{во}$	17,23	19,82
Газонефтенасыщенность, $K_{нг}$	82,77	80,18
Проницаемость, $K_{пр}$ , мкм <sup>2</sup>	0,0051	0,0643
Проницаемость каналов, мкм <sup>2</sup>	0,0046	0,0602
Проницаемость пор, мкм <sup>2</sup>	0,0005	0,0041
Координационное число	3,82	4,00

размеров частично заполненных нефтью более крупных пор за счет удаления из них высоковязкой нефти из углов пор (менисковой), пленочной.

После экстракции, за счет освобождения порового пространства от нефти, количество открытых пор и каналов возросло (рис. 6), а средний диаметр увеличился с 19,62 до 24,90 мкм, при этом площадь открытых пор и каналов увеличилась с 302,16 до 486,90 мкм<sup>2</sup>. Средний периметр пор увеличился почти в 2 раза (рис. 8), что объясняется значительным усложнением поверхности пор за счет удаления пленки нефти, сглаживающей конфигурацию пор.

**Изменение порометрической характеристики от формы пор до и после экстракции.** Для оценки изменения формы сечений пор и каналов в процессе отмывки нефтенасыщенного образца использовали такие параметры, как  $K_f$  — коэффициент формы, который характеризует вытянутость поры. Коэффициент формы рассчитывается, как отношение осей эллипса, вписанного в фигуру поры. Для круга  $K_f=1$ , для вытянутой поры — доли единицы. На гистограммах показаны распределе-

ния значений коэффициента формы от частоты встречаемости  $N_i/N$  (ось  $y$ ) до и после экстракции (рис. 9, 10).

После отмывки нефтенасыщенного образца добавились более округлые формы пор, что привело к среднему увеличению округлости до 0,5020 (табл. 2). Количество пор в единице объема после отмывки возросло в 2,91 раза. В то же время на фото видно (рис. 10), что форма пор изменилась очень существенно — появились зигзагообразные поровые каналы с острыми углами периметра, резко увеличилась поверхность, количественно это показано, как увеличение периметров пор.

Таблица 2

**Значения коэффициента формы сечения пор и каналов до и после экстракции образца керна № 172-391-09**

Коэффициент формы, $K_f$ , доли ед.	Нефтенасыщенный	После экстракции
Минимальный коэффициент формы, $K_{f_{min}}$	0, 1753	0,1425
Максимальный коэффициент формы, $K_{f_{max}}$	0, 7142	0, 8478
Средний коэффициент формы, $K_{f_{mid}}$	0, 4464	0,5020

Анализ структуры порового пространства нефтенасыщенного образца показал, что после того, как он был отмыт спирто-бензольной смесью, структура порового пространства изменилась:

– увеличилось количество свободных пор, которые ранее были полностью заполнены нефтью. Увеличение пористости в разных размерных группах пор после экстракции связано как с освобождением от нефти мелких пор, так и с некоторым увеличением размеров частично заполненных нефтью более крупных пор за счет удаления из них высоковязкой нефти из углов пор (менисковой), пленочной;

– средний периметр пор увеличился почти в 2 раза, что объясняется значительным усложнением поверхности пор за счет удаления пленки нефти, сглаживающей конфигурацию пор, т.е. резко увеличилась поверхность;

– добавились более округлые формы пор, что привело к среднему увеличению округлости.

**Закключение.** Гидрофобность смешанных по смачиваемости кернов связана как с большими, так и с малыми порами. Экспериментально доказано, что процесс адсорбции углеводородов зависит от формы, размера и распределения пор, минералогического состава (состав и размер частиц, присутствие глин), а также от времени контакта углеводородов с внутривыводной поверхностью.

Утверждение о гидрофильности породы до миграции в нее нефти можно считать верным. Однако, как показали эксперименты, нефть может присутствовать и в порах малого размера (до 10 мкм), особенно это актуально для карбонатных

Рис. 6. Долевой объем пор и каналов в образце керна № 172-391-09 до и после экстракции

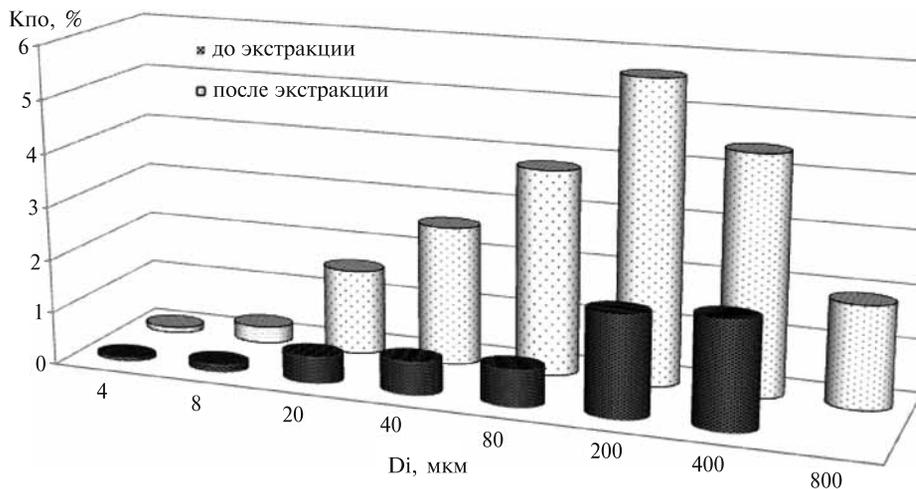


Рис. 7. Распределение пор и каналов по размерам в образце керна № 172-391-09 до и после экстракции

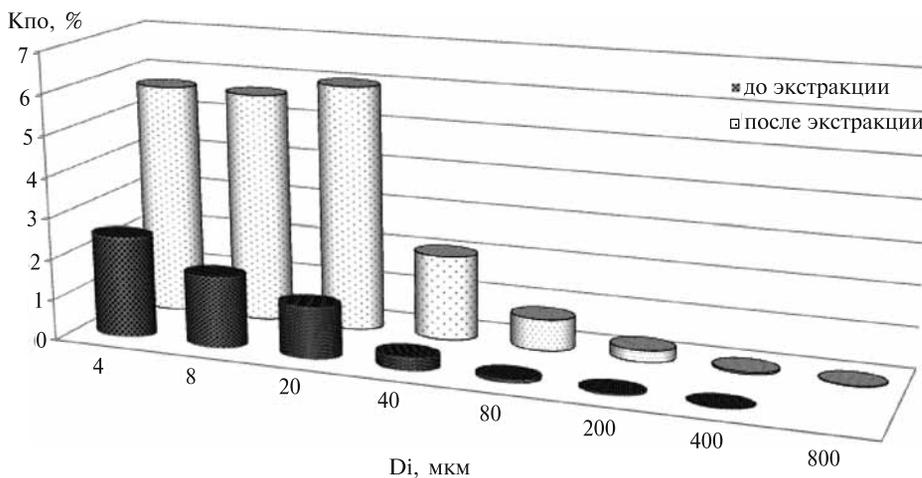


Рис. 8. Распределение пор и каналов по периметрам в образце керна № 172-391-0 до и после экстракции

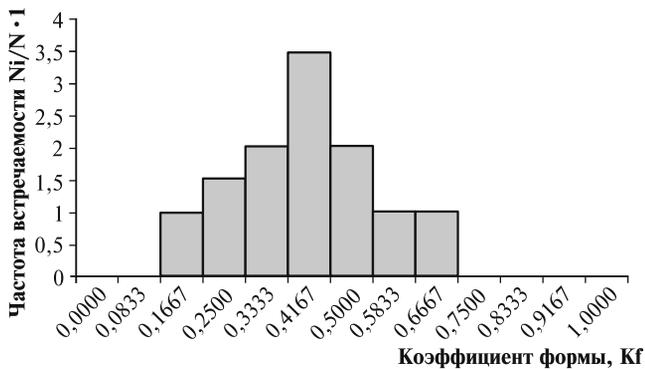
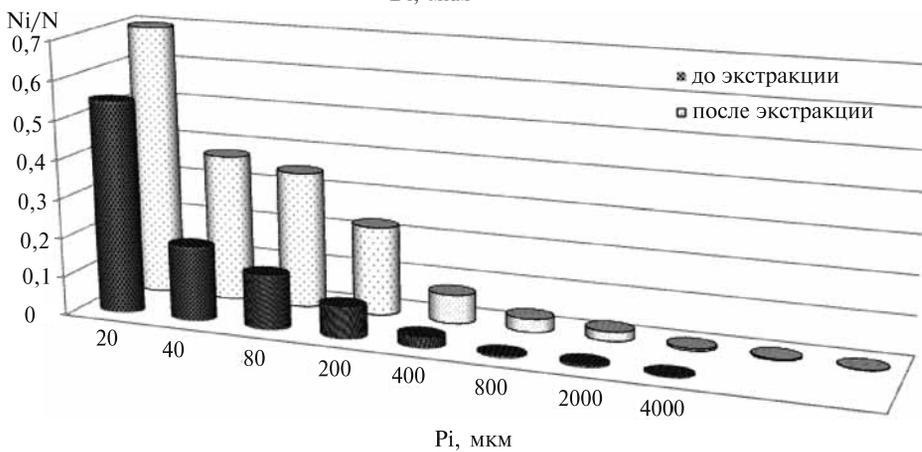


Рис. 9. Распределение коэффициента формы нефтенасыщенного образца от частоты встречаемости № 172-391-09 (K<sub>f\_min</sub>=0,1753, K<sub>f\_max</sub>=0,7142, K<sub>f\_mid</sub>=0,4464)

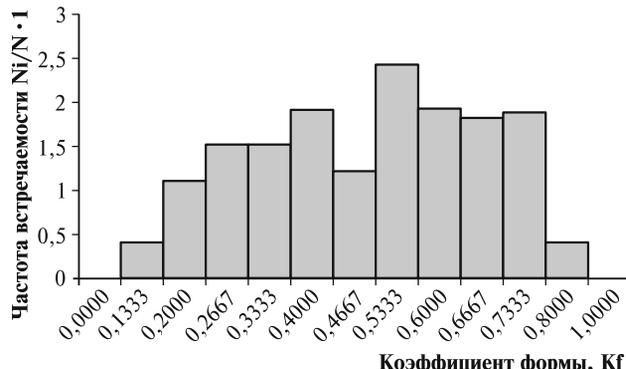


Рис. 10. Распределение коэффициента формы образца № 172-391-09 после экстракции от частоты встречаемости (K<sub>f\_min</sub>=0,1425, K<sub>f\_max</sub>=0,8478, K<sub>f\_mid</sub>=0,520)

коллекторов, что может быть связана как с катагенетическим преобразованием органического вещества, т.е. коллектор является нефтематеринским, так и с длительным контактированием нефти с поверхностью породы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Кузьмин В.А.* Методика изучения пустотного пространства пород-коллекторов в растровом электронном микроскопе // Тез. докл. IV Всесоюз. конф. «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах». М.: МИНГ, 1987. С. 196–197.

*Михайлов Н.Н.* Остаточное нефтенасыщение разрабатываемых пластов. М.: Недра, 1992. 270 с.

*Михайлов Н.Н., Джемесюк А.В., Кольчицкая Т.Н., Семенова Н.А.* Изучение остаточного нефтенасыщения разрабатываемых пластов. М.: ВНИИОЭНГ, 1990. 59 с.

*Михайлов Н.Н., Моторова К.А., Сечина Л.С., Гурбатова И.П.* Факторы, влияющие на микроструктурную смачиваемость пород-коллекторов нефтяных и газовых месторождений // Мат-лы III Междунар. науч. симп. «Теория и практика применения методов увеличения нефтеотдачи пластов»: В 2 т. Т. 2. М.: ОАО «ВНИИнефть», 2011. С. 108–113.

*Михайлов Н.Н., Семенова Н.А., Сечина Л.С.* Микроструктурная смачиваемость и ее влияние на фильтрационно-емкостные свойства продуктивных пластов. М.: Нефтегаз International, 2009. Вып. 1. С. 8 — 11; вып. 2. С. 5.

*Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

*Семенова Н.А., Сечина Л.С.* Роль микроструктурной смачиваемости в изменении фильтрационных свойств продуктивных пластов // Вестн. ЦКР Роснедра. 2008. № 2. С. 44–49.

*Anderson W.G.* Wettability Literature Survey. Part 1. Rock/Oil/Brine interactions and the effects of core handling on wettability // JPT. 1986. October. P. 1125–1144.

Таким образом, подтвержден микроструктурный характер гидрофобизации, который следует учитывать при моделировании процессов в нефтегазовых коллекторах для разработки и добычи углеводородов.

*Al-Yousef H.Y., Lichaa P.M., Al-Kaabi A.U., Alпустun H.* Wettability evaluation of a carbonate reservoir rock from core to pore level // SPE. 1995. Pap. 29885. P. 461–476.

*Brown R.J.S., Fatt I.* Measurements of fractional wettability of oilfield rocks by the nuclear magnetic relaxation method // Transactions. 1956. AIME 207. P. 262–264.

*Kuzmin V.A.* Cathodoluminescence technique for studying the pore space of rocks using scanning electron microscopy // J. Surface Investigation. X-ray, Synchrotron and Neutron Techniques. 2007. Vol. 1, N 6. P. 687–690.

*Mitchell A.G., Hazell L.B., Webb K.J.* Wettability determination: pore surface analysis. Proceedings of the SPE annual technical conference and exhibition, New Orleans, La, USA, 1990. September. P. 351–360.

*Radke C.J., Kovscek A.R., Wong H.* A pore-level scenario for the development of mixed wettability in oil reservoirs. American institute of chemical engineers J. Vol. 39 (6), 1072–1085 1992. October. P. 163–177.

*Robin M., Combes R., Degreve F., Cuiec L.* Wettability of porous media from environmental scanning electron microscopy from model to reservoir rocks // SPE. 1997. N 337 235. P. 251–256.

*Robin M., Rosenberg E., Omar Fassi-Fihri.* Wettability studies at the pore level: a new approach by use of cryo-SEM Michel // SPE Formation Evaluation. 1995. March. P. 11–19.

*Salathiel R.A.* Oil recovery by surface film drainage in mixed wettability rocks // J. Petroleum Technology. 1973. Vol. 25, N 10. P. 1216–1224.

*Wong H., Morris S., Radke C.J.* Three-dimensional menisci in polygonal capillaries // Jo. Colloid and Interface Science. 1992. February. Vol. 148, Iss. 2. P. 317–336.

Поступила в редакцию  
01.09.2016

УДК 552.14:551.82

К.Ю. Васильева<sup>1</sup>, Е.А. Бакай<sup>2</sup>, Е.Б. Ершова<sup>3</sup>, Р.Р. Хуснитдинов<sup>4</sup>,  
А.К. Худoley<sup>5</sup>, Е.В. Козлова<sup>6</sup>, С.А. Соловьева<sup>7</sup>

## ИССЛЕДОВАНИЯ ПОГРУЖЕНИЯ И ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Предпринята попытка оценить уровень погружения и эрозии рифейских отложений на участке Байкинской антеклизы по данным пиролиза RockEval 6. На основе степени катагенетической преобразованности органического вещества представлена модель, согласно которой максимального уровня катагенеза органического вещества достигло еще до начала вендского осадконакопления. Полученные данные показывают, что градация катагенеза для аргиллитов рифейской мадринской толщи Байкинской антеклизы определяется как МК<sub>3</sub> — МК<sub>4</sub>. Приведенные расчеты свидетельствуют, что для достижения такой степени катагенетической преобразованности органического вещества исследованные породы должны были погрузиться на глубину около 7 км или более, поэтому мощность эродированной части рифейской последовательности Байкинской антеклизы в исследованных скважинах можно оценить в 5–7 км.

*Ключевые слова:* рифейские отложения, Байкинская антеклиза, RockEval, термическая история бассейна.

Riphean rocks of Baikite anteclyse are examined using pyrolysis RockEval 6 to evaluate subsidence history and level of erosion. Investigated Riphean rocks show МК<sub>3</sub>–МК<sub>4</sub> catagenesis rate. Based on catagenesis of organic matter we propose a model of maximum burial before the beginning of Vendian stratum sedimentation. Supplied calculations of subsidence and erosion shown that estimated catagenesis rate could be reached at 7 km depth; erosion level was about 5 to 7 km.

*Key words:* Riphean sediments, Baikite anteclyse, RockEval, thermal history of sedimentary basin.

**Введение.** Исследования истории погружений и воздыманий — важная задача при изучении бассейнов осадконакопления [Allen, Allen, 2013]. Погружения и воздымания контролируют начало и протекание фаз катагенеза, нефтеобразования, формирования и разрушения залежей углеводородов. Особенно сложна эта задача при подобных исследованиях в древних осадочных толщах, подвергшихся неоднократным постседиментационным преобразованиям. Авторы предприняли попытку воссоздать термическую историю участка Байкинской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы) — Курумбинской группы месторождений (рис. 1).

На исследуемой территории архей-нижнепротерозойский фундамент перекрывают породы рифея и венда-палеозоя [Стратиграфия..., 2005;

Харахинов, Шленкин, 2011]. Рифейский комплекс преимущественно карбонатного состава мощностью около 4 км образует нижний структурный этаж, породы которого разбиты многочисленными трещинами и разломами и смяты в складки [Хабаров, Вараксина, 2011]. Складчатость и эрозия происходили после осадконакопления рифейских пород, и на дневную поверхность были выведены породы разных стратиграфических уровней рифея [Конторович и др., 1996]. Верхний структурный этаж (венд-палеозойский мощностью около 2,5–2,6 км) залегает на рифейских породах с угловым несогласием. Основные запасы углеводородов, разрабатываемых в пределах Курумбинского месторождения, сосредоточены в пределах трещинно-кавернового резервуара в верхней части рифейского разреза. Флюидоупоры известны в

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, инженер; *e-mail:* k.vasilyeva@spbu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* bakay@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра региональной геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* v.ershova@spbu.ru

<sup>4</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», главный специалист; *e-mail:* Khusnitdinov.RR@gazpromneft-ntc.ru

<sup>5</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра региональной геологии, профессор, доктор геол.-минерал. н.; *e-mail:* a.khudoley@spbu.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии полезных ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* miliyakozlova@mail.ru

<sup>7</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», отдел сейсмогеологического моделирования, специалист; *e-mail:* Soloveva.SA@gazpromneft-ntc.ru

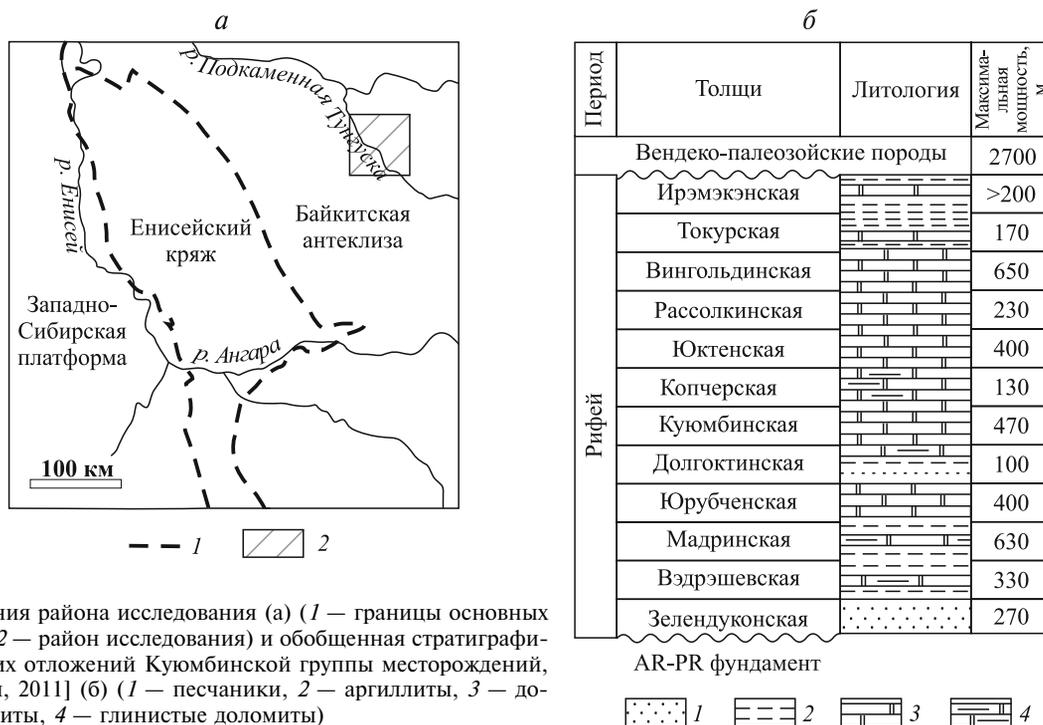


Рис. 1. Схема расположения района исследования (а) (1 — границы основных тектонических структур, 2 — район исследования) и обобщенная стратиграфическая колонка рифейских отложений Куюмбинской группы месторождений, по [Харахинов, Шленкин, 2011] (б) (1 — песчаники, 2 — аргиллиты, 3 — доломиты, 4 — глинистые доломиты)

отложениях венда-кембрия, тогда как отложения вэдрэшевской, мадринской и ирэмэкэнской толщ рассматриваются в качестве нефтематеринских [Филипцов и др., 1999; Frolov et al., 2015].

Рифейский разрез Куюмбинского месторождения представлен в основном карбонатными и глинистыми породами, в которых стадии катагенеза

установить традиционными петрографическими методами сложно [Япаскурт, 2008]. Существует несколько подходов к оценке глубины погружения осадочных комплексов, а следовательно, и степени их катагенетической преобразованности [Allen, Allen, 2013; Аммосов и др., 1980; Юдович, Кетрис, 2011]. Для богатых органическим веще-

Результаты исследований пород из двух скважин методом RockEval

Таблица 1

Номер образца	Глубина отбора, м	Толща*	Литологический состав	S1, мг НС/г	S2, мг НС/г	S3, мг НС/г	ТОС, масс. %	T <sub>max</sub> , °С	Н1, мг НС/г ТОС	О1, мг CO <sub>2</sub> /г ТОС	Градации катагенеза ОВ
n1	2307,5	dlg	песчаный доломит	0,1	0,29	0,31	0,37		78	84	
n1	2381,9	jrb	вторичный песчаный доломит	0,28	0,59	0,28	1,44		41	19	
n1	2394,96	jrb	то же	0,38	0,64	0,2	1,38		46	14	
n1	2513,82	mdr	аргиллит	0,2	0,62	0,14	1,29		47	11	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n1	2514,44	mdr	то же	0,16	0,49	0,17	2,26		21	7	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n1	2514,59	mdr	то же	0,14	0,6	0,16	1,75		34	9	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n1	2515,02	mdr	то же	0,17	0,7	0,14	2,23		31	6	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n1	2515,91	mdr	то же	0,21	0,88	0,19	2,5		35	7	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n1	2527,31	mdr	то же	0,18	0,51	0,27	0,93		54	29	не ниже МК <sub>3-4</sub>
n2	3556,71	mdr	то же	0,09	0,46	0,19	0,59	464	77	32	МК <sub>3-4</sub>
n2	3556,77	mdr	то же	0,12	0,68	0,12	1	462	67	11	МК <sub>3-4</sub>

\* Толщи рифея: dlg — долгоктинская, jrb — юрубченская, mdr — мадринская.

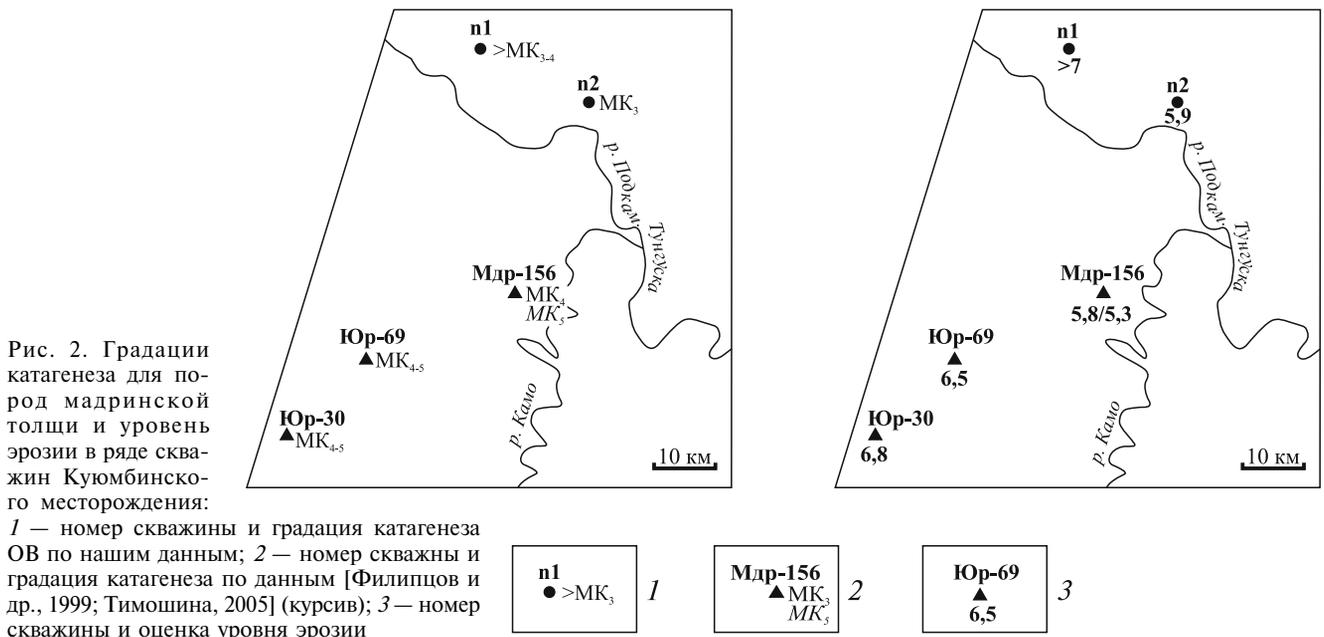


Рис. 2. Градации катагенеза для пород мадринской толщи и уровень эрозии в ряде скважин Куюмбинского месторождения:

1 — номер скважины и градация катагенеза ОВ по нашим данным; 2 — номер скважины и градация катагенеза по данным [Филиппов и др., 1999; Тимошина, 2005] (курсив); 3 — номер скважины и оценка уровня эрозии

ством аргиллитов на сегодняшний день основным методом, который (с некоторыми оговорками), можно использовать для оценки степени катагенетической преобразованности исследуемых отложений — пиролиз органического вещества методом RockEval.

**Методика и материалы исследования.** Характеристика нефтематеринских толщ осуществлялась по результатам пиролиза (RockEval 6), выполненного для 9 образцов аргиллитов мадринской толщи на кафедре геологии и геохимии горючих полезных ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова. Методика пиролиза на аппаратуре RockEval разработана во Французском институте нефти и подробно описана в ряде работ, например, в [Espitalie, Vordenave, 1993]. Дополнительным материалом для оценки погружения и эрозии послужили данные, опубликованные в работах Ю.А. Филиппова с соавторами [1999] и И.Д. Тимошиной [2005].

**Результаты исследований и оценка погружения и эрозии рифейских пород.** Полученные нами данные (табл. 1) показали, что лишь в двух образцах присутствует пиролизуемое органическое вещество, градация катагенеза определяется как конец стадии  $MK_3$  — начало стадии  $MK_4$ , это соответствует прогреву примерно в  $200\text{--}210^\circ\text{C}$  (согласно расчетам [Аммосов и др., 1980]). Породы, для которых невозможно установить  $T_{\max}$  (в скважине n1), исчерпали свой нефтематеринский потенциал, т.е. были преобразованы на стадии выше  $MK_3$ . Содержание органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) довольно высокое для рифейских пород и достигает 2,50 масс.% при среднем значении в рифейских породах 0,24 масс.% в глинистых породах [Справочник..., 1998; Неручев, Рогозина, 2010]. Замеренные значения общего содержания углерода (ТОС) — остаточные, они значительно ниже исходных вследствие расхода органического

вещества (ОВ) на образование углеводородов (УВ). Генерационный потенциал практически нацело израсходован —  $S_2 < 1$  мг УВ/г породы. Остаточны также значения водородного индекса ( $HI < 100$  мг УВ/г ТОС). Параметры находятся в соответствии между собой и отвечают практически полной выработанности керогена.

Обобщенные результаты степени катагенеза ОВ мадринской толщи показаны в табл. 2 и на рис. 2. Степень катагенеза ОВ в целом близка по площади и колеблется от  $MK_3$  до  $MK_5$ .

Известно, что степени катагенеза соответствует определенный диапазон температуры [Аммосов и др., 1980], которая в свою очередь (при отсутствии дополнительных источников тепла, например, прогрева при внедрении интрузий) определяется глубиной залегания пород. На основе уровня катагенеза исследуемых образцов мы рассчитали палеоглубину, на которой находились изучаемые породы. При этом исследования проводились для образцов, отобранных из скважин с известной современной глубиной их залегания. Степень катагенеза ОВ рассматриваемых рифейских отложений при этом была достигнута на большей глубине, чем современная, это позволило нам рассчитать, на какую глубину были погружены отложения. Значение теплового потока в рифее было, по оценкам специалистов [Watson, 1978; Beardsmore & Cull, 2001], близко к современному. Результаты подсчетов представлены в табл. 2 и на рис. 2.

Приведенные расчеты показывают, что для достижения катагенетической преобразованности органического вещества рифейские породы должны были погрузиться на глубину около 7 км или более. Достигнуть такого уровня катагенеза ОВ могло при погружении во время накопления либо рифейских, либо венд-палеозойских пород. Венд-палеозойский комплекс в настоящее вре-

Таблица 2

Оценка палеоглубин залегания мадринской толщи и уровней эрозионного среза

Номер образца или скважины	Современная глубина отбора образца, м	Глубина отбора образца от границы с вендом, м	Степень катагенеза	Температура катагенеза по Амосову, °С	Палеоглубина, км	Соответствующий эрозионный срез, км
Данные авторов						
n1-28	2514	214	не ниже МК <sub>3-4</sub>	>200	> 7	> 7 (?)
n1-30	2515	215	не ниже МК <sub>3-4</sub>	>200	> 7	> 7 (?)
n1-33	2515	215	не ниже МК <sub>3-4</sub>	>200	> 7	> 7 (?)
n1-34	2527	227	не ниже МК <sub>3-4</sub>	>200	> 7	> 7 (?)
n2-51	3556	1142	МК <sub>3-4</sub>	200–215	7	5,9
n2-52	3556	1142	МК <sub>3-4</sub>	200–215	7	5,9
Данные работы [Филипцов и др., 1999]						
Мдр-156	3940–3948	1720	МК <sub>4</sub>	210–220	7	5,8
Бдш-1, Юр-30, Юр-45	2479–2487	200	МК <sub>4-5</sub>	210–220	7	6,8
Юр-69	2681–2874	321–514	МК <sub>4-5</sub>	210–220	7	6,5
Данные работы [Тимошина, 2005]						
Мдр-156	3941–4003	1721	МК <sub>5</sub>	210–220	7	5,3

мя не достигает столь значительной мощности, кроме того, в работе [Филипцов и др., 1999] зафиксировано катагенетическое несогласие между рифейским и венд-палеозойским структурными этапами. Однако исследованные образцы залегают на глубине несколько сотен, редко тысячи метров от поверхности предвендского несогласия и не более чем в 4 км от дневной поверхности. Это позволяет считать, что катагенетическую зрелость породы рифея достигли еще до начала формирования венд-палеозойского чехла.

Таким образом, можно предположить, что значительная по мощности часть рифейских отложений была эродирована в предвендское время; тогда же на отдельных участках наибольшего прогибания породы мадринской толщи полностью выработали свой нефтегазоносный потенциал. Наши расчеты показали, что мощность эродированных пород варьирует в пределах исследуемого района и составляет 5,3–7 км (рис. 2, табл. 2). В пределах изучаемой территории наиболее молодая сохранившаяся толща рифея — ирэмэкэнская, но не во всех скважинах сохранилась полная стратиграфическая последовательность, известная в пределах Байкитской антеклизы. Если для каждой скважины, данные о которых приведены в табл. 2, достроить разрез, включая все известные рифейские толщи, и оценить мощность комплексов, эродированных выше ирэмэкэнской толщи — наиболее молодой из сохранившихся в пределах Байкитской антеклизы, то оказывается, что для всех скважин эта величина будет варьировать от 4 до 4,7 км.

Следовательно, полная реализация нефтегазового потенциала мадринской толщи связана с

тем, что в довендское время ирэмэкэнскую толщу перекрывал мощный осадочный комплекс, эродированный позднее. Существует несколько стратиграфических схем, по-разному оценивающие возрастной диапазон рифейских комплексов Байкитской антеклизы, например [Краевский и др., 1997; Стратиграфия..., 2005; Хабаров, Вараксина 2011]. Но в последние годы в результате изотопных и изотопно-геохимических исследований установлено, что, вероятно, возраст всей последовательности рифейских отложений Байкитской антеклизы лежит в диапазоне 1,5–1,1 млрд лет [Хабаров и др., 2002, Хабаров, Вараксина 2011], в то время как на соседнем Енисейском кряже разрез нижнерифейских отложений надстроен многокилометровой толщей среднего-верхнего рифея [там же]. Приведенные нами здесь значения степени катагенетической зрелости ОБ подтверждают предположение [Хабаров, Вараксина, 2011; Frolov et al., 2011] о значительной эрозии, уничтожившей верхнерифейские отложения в пределах Байкитской антеклизы.

**Заключение.** Полученные нами данные с учетом данных предшественников [Филипцов и др., 1999; Тимошина, 2005; Frolov et al., 2011] показали, что степень катагенеза ОБ мадринской свиты в пределах Байкитской антеклизы в целом близка и колеблется от МК<sub>3</sub> до МК<sub>5</sub>. Генерационный потенциал практически нацело израсходован — S<sub>2</sub><1 мг УВ/г породы. Остаточными являются также значения водородного индекса (HI<100 мг УВ/г ТОС). Наши расчеты, основанные на результатах пиролиза ОБ, показали, что для достижения такой высокой катагенетической

зрелости породы мадринской толщи должны были быть погружены на глубину 7 км и более. При этом в настоящее время глубина залегания исследуемых пород не превышает 4 км. Учитывая катагенетическую несогласие, установленное между рифейским и венд-палеозойским комплексами Байкитской антеклизы, мы показали, что в исследованных скважинах было эродировано от 5,3–7 км рифейских отложений. При этом, учитывая мощность всей последовательности

рифейских отложений Байкитской антеклизы и рассчитанную мощность эродированных комплексов, мы предполагаем, что некогда породы самой молодой ирэмэкэнской толщи были перекрыты средне-верхнерифейскими отложениями мощностью 4–4,7 км, их стратиграфические аналоги в настоящее время известны в пределах Енисейского кряжа. Причина и интенсивность деформаций, повлекших столь значительную эрозию, остаются дискуссионными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П.* Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М.: Наука, 1980. 112 с.

*Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А.* и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 166–195.

*Краевский Б.Г., Пустельников А.М., Краевская М.К.* О рифогенной докембрийской формации центральной части Байкитской антеклизы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1620–1624.

*Неручев С.Г., Рогозина Е.А.* Геохимические основы прогноза нефтегазоносности. СПб.: ВНИГРИ, 2010. 280 с.

Справочник по геохимии нефти и газа. СПб.: Недра, 1998. 576 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. Н.В. Мельникова. Новосибирск: ГЕО, 2005. 428 с.

*Тимошина И.Д.* Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2005. 166 с.

*Филипцов Ю.А., Петришина Ю.В., Богородская Л.И.* и др. Оценка катагенеза и нефтегазогенерационных свойств органического вещества отложений рифея и венда Байкитской и Катангской нефтегазоносных областей // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1362–1374.

*Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных

карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1173–1198.

*Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П.* и др. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 211–239.

*Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011. 420 с.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Литологические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

*Янаскурт О.В.* Литология: Учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Академия, 2008. 336 с.

*Allen Ph.A., Allen J.R.* Basin Analysis. Principles and Applications. Third ed. Blackwell Publishing, 2013. 619 p.

*Beardsmore G.R., Cull J.P.* Crustal Heat Flow. A Guide to Measurement and Modelling. Cambridge University Press, 2001. 334 p.

*Espitalie J., Bordenave M.L.* RockEval pyrolysis // Applied Petroleum Geochemistry. Paris, 1993.

*Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A. et al.* Meso-Neoproterozoic petroleum systems of the Eastern Siberian sedimentary basins // Precamb. Res. 2015. Vol. 259. P. 95–113.

*Frolov S.V., Akhmanov G.G., Kozlova E.V. et al.* Riphean basins of the central and western Siberian platform // Marine and Petroleum geol. 2011. Vol. 28, N 4. P. 1–15.

*Watson J.V.* Precambrian thermal régimes // Philosoph. Transactions of the Royal Soc. of London. Ser. A. Mathematical and Physical Sci. 1978. Vol. 288, N 1355. P. 431–440.

Поступила в редакцию  
09.12.2015

УДК 551

Ван Илин<sup>1</sup>

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СВИТЫ МОДЯГОУ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТАБАМЯО (БАССЕЙН ОРДОС, КНР)

Во впадине Ордос сосредоточены богатые залежи природного газа, угля и нефти, поэтому в настоящее время она является важной минерально-сырьевой и энергетической базой Китая. Среди газовых месторождений, открытых в последние годы в районе моноклинали Йимен, наиболее известны Сулигэ и Табамяо, где залежи газа заключены в карбонатных породах нижнего ордовика. Автором выделено 5 типов коллекторов, приуроченных к древней коре выветривания в ордовикских отложениях.

*Ключевые слова:* бассейн Ордос, карбонатные породы, нижнеордовикские коллекторы для залежей газа.

Ordos Basin is concentrated rich areas of coal, natural gas and oil. In last years it is becoming an important mineral resource and energy base of China. To the most well-known and good studied gas fields belong Sulige and Tabamiao, where natural gas takes place in carbonate rocks of Early Ordovician time. As the result of an investigation that made by author, there is a definition of five types of reservoirs which lay in the core of weathering of Ordovician carbonate deposits.

*Key words:* Ordos basin, carbonate rocks of Early Ordovician age, reservoirs of natural gas.

**Введение.** Ордосский бассейн, расположенный в центральной части Северного Китая, представляет собой огромную асимметричную синклиналию впадину с пологим северным и крутыми южным и западным бортами. На площади около 250 000 км<sup>2</sup> выделено несколько крупных структурно-тектонических зон. Среди них поднятия Йимэн и Вэйбей, моноклинали Ишань, впадина Тяньхуань, а также разломно-складчатая зона Джинси и надвиговый пояс Сиюань. Мощность осадочного чехла, образованного породами палеозойского и мезозойского возраста, варьирует от 4 до 6 км. Лишь в западной периферийной части бассейна она превышает 10 км (рис. 1). На протяжении палеозоя бассейн находился в составе южной окраины Центрально-Азиатского океана. В мезозое здесь находился предгорный прогиб.

Геолого-разведочные работы на нефть и газ, начавшиеся в бассейне Ордос более 100 лет назад, привели к открытию в 1907 г. первого месторождения нефти. К концу XX в. здесь эксплуатировались около 20 мелких нефтяных месторождений. Лишь относительно недавно в районе моноклинали Йимен выявлена протяженная зона газонакопления, приуроченная к породам ордовикского возраста. Площадь одного из газовых месторождений Сулигэ (Цзинбянь), расположенного в северо-восточной части моноклинали, достигает 2000 км<sup>2</sup>, а его запасы оцениваются в 12 тсф газа. На северо-востоке от Сулигэ открыто более мелкое газовое месторождение Табамяо, строение которого

было исследовано автором (рис. 2). Залежи газа приурочены к ловушкам стратиграфического и литологического типов.

**Состав палеозойских отложений в центральных районах бассейна Ордос.** В основании осадочного чехла бассейна Ордос залегает кембрийский карбонатный комплекс, сложенный оолитовыми и микритовыми известняками и доломитами мощностью от 300 до 600 м. Они перекрыты породами нижнего ордовика. В западных районах бассейна разрез сложен карбонатными и терригенными обломочными образованиями, тогда как в восточных — карбонатными и глинистыми осадками, которые накапливались в Северо-Китайском эпиконтинентальном морском бассейне. Граница раздела между двумя зонами, отмеченная выклиниванием пластов терригенных кластических пород и сокращением мощности карбонатных образований, проходит вдоль 107° в.д.

Мощность палеокарста в восточных районах бассейна Ордос достигает 30 м. В центральном его секторе общая мощность нижнеордовикских пород меняется от 100 до 900 м, а верхняя часть пачки 5 сложена доломитами. Изучение изотопного состава газа показало, что его основным источником были нижнепермские терригенные глины и угли, широко распространенные во впадинах бассейна Ордос [Jinxing Dai et al., 2005]. В районе месторождения Сулигэ нижнеордовикские отложения представлены доломитами и доломитовыми глинами свиты Чжили и доломитами и глинистыми до-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: yilin.wang2013@gmail.com



Рис. 1. Широтный профиль через центральную часть бассейна Ордос, по [Yongtai Yang et al., 2005]: 1–8 — отложения: 1 — кембрийские, 2 — кембрийско-ордовикские, 3 — ордовикские, 4 — верхне-каменноугольно-пермские, 5 — триасовые, 6 — юрские, 7 — меловые, 8 — третичные; 9, 10 — месторождения: 9 — нефтяные, 10 — газовые.

ломитами с пропластками кремней Лянжиашань, а коллекторские свойства продуктивного горизонта определяются строением и составом брекчии, заполняющей карстовые воронки в верхней части свиты Модягоу, венчающей разрез нижнего ордовика. Брекчия образована обломками известняков и доломитов разного размера (1–30 см), на многих из них присутствуют следы растворения. Матрикс представлен карбонатными зернами гравийной, песчаной и алевритовой размерности. В поровом пространстве коллектора преобладают каверны и межкристаллические поры. При этом значения пористости колеблются от 0,5 до 8%.

В составе свиты Модягоу, основного продуктивного комплекса в регионе, мощность которого в пределах моноклинали Йимен варьирует от 330 до 426 м, выделяются две толщи. Нижняя толща сформировалась в течение одного трансгрессивно-регрессивного цикла, поэтому она включает породы-коллекторы для залежей углеводородов, перекрытые соленосными породами, которые играют роль флюидоупора [Конюхов, 2013]. Отложения верхней толщи накапливались на протяжении двух полных трансгрессивно-регрессивных циклов. Регрессия, охватившая Ордосский бассейн в конце раннеордовикской эпохи, привела к замещению биокластовых карбонатных осадков микрозернистыми седиментационными доломитами,

которые распространены на площади 15 000 км<sup>2</sup>. Доломиты содержат гипсовые конкреции, обломки кристаллов галита и гипса.

С конца раннего ордовика и до начала каменноугольного периода аккумуляция осадков в бассейне Ордос не происходила. Этому интервалу здесь отвечает крупное региональное несогласие, поверх которого залегают терригенные отложения карбона и перми. Обломочный материал в центральные районы бассейна Ордос поступал из горноскладчатых сооружений Йен и поднятия Йимен. Многочисленные пласты угля, заключенные в толще верхнепалеозойских отложений, свидетельствуют о их преимущественно континентальном генезисе. Изотопный состав газа, заключенного в коллекторах нижнего ордовика, позволяет считать, что основным его источником были глины и угли раннепермского возраста, широко развитые во впадинах Ордосского бассейна.

Природный резервуар, в котором заключены основные залежи газа, приурочен к верхней части разреза пачке свиты 5 Модягоу (m<sub>5</sub>). Он сложен тонкокристаллическими доломитами, известняками и брекчированными породами, которые перекрыты массивными верхнеордовикскими известняками (свита Фенфен). На севере, в районе месторождения Сулигэ они размыты, и на породах свиты Модягоу с несогласием залегают каменноугольные отложения свиты Бенси. В нижней части разреза этой свиты они представлены каолиновыми глинами и бокситами, которые являются фрагментами реликтовой латеритной коры вы-

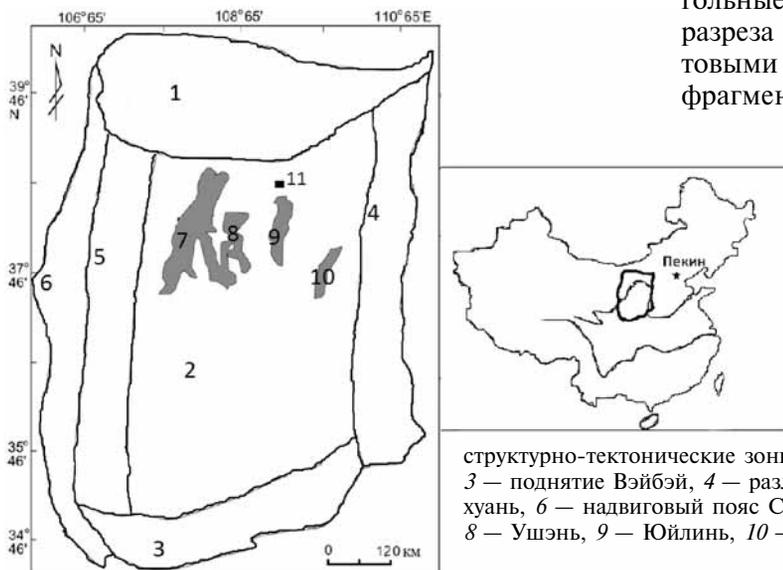


Рис. 2. Основные месторождения в бассейне Ордос, по [Jinxing Dai et al., 2005]: 1–6 — структурно-тектонические зоны: 1 — поднятие Йимен, 2 — моноклинали Ишань, 3 — поднятие Вэйбэй, 4 — разломно-складчатая зона Джинси, 5 — впадина Тяньхуань, 6 — надвиговый пояс Сиюань; 7–11 — месторождения газа: 7 — Сулигэ, 8 — Ушэнь, 9 — Юйлинь, 10 — Мичжи, 11 — Табамяо. Справа — месторождения бассейна Ордос

ветривания, сформировавшейся в процессе выветривания ордовикских карбонатов.

Согласно данным [Wang Baoging, Al-Aasm, 2002], в конце среднего ордовика отложения свиты Модягоу были выведены к поверхности, где в результате эрозии, которая продолжалась в течение силура и девона, в них образовалось большое количество карстовых воронок и пещер, которые после обрушения кровли были завалены ее обломками. Помимо хаотичной и мозаичной брекчии в продуктивном горизонте встречается много разбитых трещинами блоков, а в породах видны следы растворения.

**Особенности строения реликтовой коры выветривания в районе Табамяо.** На месторождении Табамяо, где отложения свит Чжили и Лянжияшань отсутствуют, нижнеордовикский разрез представлен известняками, доломитами и эвапоритами свиты Модягоу, которую китайские геологи выделяют в качестве яруса. В основании толщи — подъяруса 5 — залегает горизонт  $m_5^6$ , сложенный ангидритовыми микрокристаллическими доломитами и глинистыми доломитами, в кровле которого развиты прослой строматолитовых доломитизированных известняков толщиной 1–1,5 м. В разрезе скважины Да-32 они перекрывают крупнокристаллический доломит, обогащенный гравийным материалом, в разрезе скважины Да-29 — залегают на голубовато-серых аргиллитах.

Выше выделяется пачка  $m_5^5$  микрокристаллических тонкослоистых известняков и доломитов с прослоями глинистого известняка. В нижней и средней частях разреза преобладают известняки темно-серого и черного цвета. Они содержат прослой глинистого известняка, нередко с игольчатыми кристаллами ангидрита. В некоторых прослоях присутствует много зерен гравийной размерности, обломков водорослевых стяжений и фауны. Мощность этой пачки, которая повсеместно развита в районе месторождения Табамяо, варьирует от 25 до 30 м. Максимальной толщины (32,25 м) карбонатные породы достигают в северной части региона (скважина Да-2), минимальной (25,75 м) — на юге, в разрезе скважины Шэнь-1.

На кривых геофизических исследований скважин (ГИС) фиксируются аномально высокие значения электрического сопротивления и резкое снижение гамма-излучения. Первичный карбонатный микрозернистый ил накапливался в сублитеральных условиях открытого моря. Согласно материалам недавних исследований эта пачка отвечает подошве древней коры выветривания.

На слабоэродированной поверхности черных и серых известняков залегает пачка эвапоритов ( $m_5^4$ ). Они представлены доломитами, глинистыми и ангидритовыми доломитами, а также доломитовыми аргиллитами, содержащими линзовидные пропластки вулканического туфа. В северных и центральных районах Ордосской впадины при-

сутствуют прослой и линзы ангидрита. В породах часто встречаются кристаллы гипса и каменной соли, вследствие чего эта пачка названа верхним гипсовым подъярусом.

Согласно данным бурения толщина отдельных пластов возрастает в западном направлении. Максимальная мощность пачки, в целом выдержанная на площади (24–30 м), составляет 34 м, минимальная — 20 м. Кривые ГИС нижнего и среднего горизонтов характеризуются низкими значениями гамма-излучения и высокими — электрического сопротивления. Для верхнего горизонта ( $m_5^4$ ) типично частое чередование низких и высоких значений указанных показателей, что обусловлено переслаиванием чистых доломитов с глинистыми разновидностями этих пород.

Вышележащая пачка  $m_5^3$  сложена светло-серыми и серыми слоистыми доломитами, которые содержат прослой глинистых и брекчированных доломитов, а также доломитовых аргиллитов. На месторождении Табамяо в породах постоянно присутствует небольшое количество кристаллов гипса и/или ангидрита. Несколькими скважинами в средней части этой пачки вскрыт массивный пласт доломита, который можно рассматривать в качестве потенциального резервуара для скоплений природного газа. Мощность пачки не превышает 14–20 м. В северном секторе района исследований породы подверглись денудации, поэтому их мощность сокращена до 6 м.

В подошвенной части разреза пачки  $m_5^2$  наблюдается переслаивание глинистых доломитов с доломитовыми аргиллитами, которые перекрыты мощным пластом микрокристаллических доломитов с глыбовой структурой, ярко выраженной в ее кровле. По простиранию он сменяется каменной солью, что указывает на аккумуляцию осадков в осолоненной лагуне. Доломитовый пласт с глыбовой структурой прослеживается на значительное расстояние и рассматривается в качестве одного из лучших коллекторских горизонтов в северной части Ордосской впадины, в том числе на месторождении Табамяо. Свидетельство принадлежности пород к древней коре выветривания — наличие брекчированного доломита, который вскрыт бурением на ряде участков.

Верхняя пачка в составе подъяруса 5 свиты Модягоу претерпела наиболее серьезные трансформации в процессе денудации. Она сложена брекчированными микрокристаллическими доломитами и глинистыми доломитами с включениями ангидрита. Они содержат прослой и линзы доломитового ангидрита и доломитовых аргиллитов. Кроме того, здесь присутствуют обломочные и глинистые карбонатные породы, образованные зернами и обломками водорослевых известняков преимущественно гравийной размерности. Встречаются также линзовидные пропластки микрокристаллического анкерита и вулканиче-

ского туфа, часто доломитизированного. В разрезе пачки, мощность которой не превышает 12–15 м, выделяются 4 в разной степени эродированных пласта. Верхний пласт на большей части территории полностью размыт, остальные в полном объеме присутствуют в северных, центральных и юго-западных районах.

Судя по смене в разрезе нижних пачек свиты Модягоу аргиллитов и известняков последовательно доломитами, ангидритами и каменной солью, эти осадочные образования аккумулировались в регрессивную фазу очередного трансгрессивно-регрессивного цикла в морском заливе, который постепенно трансформировался в осолоненную лагуну, где в течение длительных засушливых сезонов испарялась морская вода. Позднее, в эпоху формирования верхних подразделений свиты, эта последовательность событий повторялась дважды. Очередной цикл начинался отложением карбонатных илов и доломитизированных известковых осадков, которые выше по разрезу сменялись известковыми доломитами и доломитизированными известняками с маломощными прослоями гипса и ангидрита. В северном направлении (район Отог) сульфаты исчезают, и разрез верхних пачек нацело сложен доломитами.

Вследствие воздымания, охватившего Ордоский бассейн в конце раннего ордовика, отложения Модягоу оказались на поверхности. В процессе длительной экспозиции верхний горизонт был частично размыт, а сохранившиеся породы брекчированы и закарстованы. Инфильтрация пресных поверхностных вод в более глубокие горизонты сопровождалась гидролизом и выщелачиванием карбонатов, что привело к формированию коры выветривания. Процессы эрозии практически не затронули нижние пачки подъяруса 5 (пачки  $m_5^5$  и  $m_5^4$ ). В более верхних пачках в том или ином виде присутствуют следы гидролиза и частичного разложения карбонатного субстрата. В наибольшей степени пострадала верхняя пачка, реликты которой сохранились лишь в пределах некоторых участков. Толщина ордовикской коры выветривания в северных районах моноклинали Йишан варьирует от 60 до 100 м (см. рис. 2). Изогипсы 80–100 м оконтуривают зоны распространения наиболее развитой и сохранившейся коры выветривания.

Породы в составе свиты  $m_5$  характеризуются хорошо развитым пустотным пространством и обилием трещин, многие из которых унаследованы от стадии диагенеза. При исследовании шлифов выявлено три типа трещин, в большом количестве рассеянных в породах, которые образуют древнюю кору выветривания. Это стилолитовые, усадочные, коррозионные, а также микротрещины. Стилолитовые или усадочные трещины распространены повсеместно и нередко образуют разветвленную сеть. Коррозионные трещины развиты в пределах

коры выветривания в конкретных пластах или горизонтах. Это вертикальные трещины, возникшие при проникновении пресной воды в породы, которые были частично разрушены в процессе гидролиза и выщелачивания. Трещины этого типа обычно заполнены кальцитом или глинистым материалом.

Особо важную роль в превращении карбонатных пород в природные резервуары играют микротрещины. Они формируются не только в горизонтах коры выветривания, но и в подстилающих пластах. Изучение их распространения в керне, отобранном при бурении контрольной скважины, показало, что существует два вида микротрещин — заполненные и незаполненные вторичным материалом. На стенках вокруг микротрещин часто видны следы коррозии в форме пор и мелких каверн (рис. 3). Развитие микротрещин, очевидно, было вызвано тектонической активизацией, охватившей регион уже после формирования коры выветривания.

Газоносность отдельных горизонтов и пачек в разрезе свиты  $m_5$  определяется их пористостью и проницаемостью. Как показано на рис. 4, наиболее высоким средним показателем пористости (>5%) характеризуются породы в составе нижней пачки  $m_5^5$  коры выветривания. Максимальных значений достигает в них и коэффициент проницаемости. В образцах, где помимо пор, развиты микротрещины, проницаемость часто превышает 1 мД, что значительно выше, чем в образцах из пластов в составе пачек  $m_5^2$  и  $m_5^1$ .

**Результаты исследований.** Сравнительный анализ петрографического состава, структуры пустотного пространства, а также значений пористости и проницаемости позволил выделить в составе коры выветривания, развитой на месторождении Табамяо, 5 типов пород-коллекторов [Ван Илин, 2015].

Тип I представлен мелкокристаллическим порошкообразным доломитом и известковым доломитом с кавернами, пустотами растворения и микротрещинами, которые наиболее широко распространены в горизонтах  $m_5^{1-3}$ ,  $m_5^5$ ,  $m_5^{2-1}$ ,  $m_5^{2-2}$ . Здесь выделяются два вида коллектора — поровый

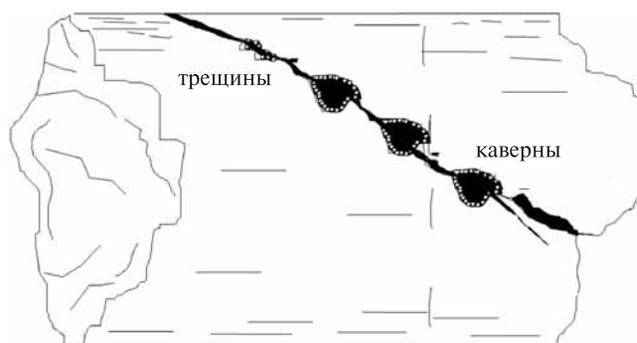


Рис. 3. Каверны выщелачивания по трещинам в доломитах Модягоу (пачка  $m_5^4$ )

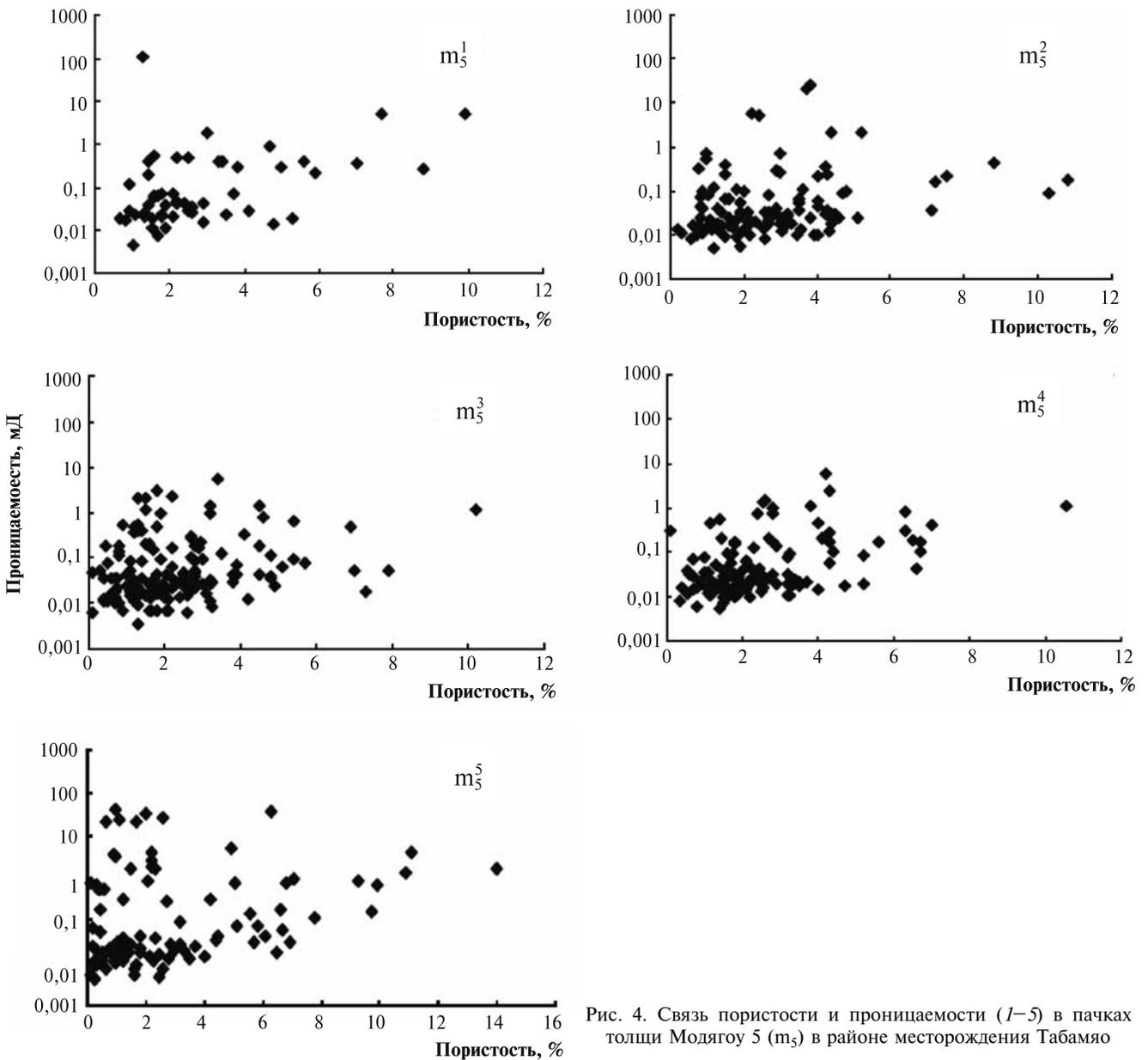


Рис. 4. Связь пористости и проницаемости (1–5) в пачках толщи Модрягоу 5 ( $m_5$ ) в районе месторождения Табамяо

и порово-трещинный. Максимальный показатель пористости в породах-коллекторах типа I достигает 5%. В разностях, которые можно отнести к поровому коллектору, коэффициент проницаемости варьирует в пределах 0,1–1 мД; в разностях с порово-трещинной средой проницаемость гораздо выше — от 1 до 10 мД, иногда более 10 мД. Сравнительно большой радиус пор определяет низкие значения давления замещения, а также низкий средний показатель давления. К этому типу на месторождении Табамяо относятся природные резервуары с наиболее высокими коллекторскими свойствами.

К типу II относятся мелкозернистые порошковидные доломиты, известковые доломиты и доломитизированные известняки. В этих породах пустотное пространство обеспечивается присутствием пор растворения, микропор и микротрещин. Это позволяет отнести их к порово-трещинному типу коллектора, который

распространен в пластах  $m_5^{1-3}$ ,  $m_5^5$ ,  $m_5^{2-1}$ ,  $m_5^{2-2}$ . Максимальные значения пористости не превышают 2,5% при коэффициенте проницаемости от 0,1 до 1 мД (редко до 1–10 мД).

Тип III представлен породами со средними коллекторскими свойствами, в основном мелкозернистыми порошкообразными доломитами и доломитизированными известняками с порами растворения и микропорами, которые развиты во всех горизонтах. При значениях пористости, колеблющихся в диапазоне 2,5–5%, коэффициент проницаемости в породах не превышает 0,03–0,2.

К типу IV отнесены породы с весьма посредственными коллекторскими свойствами, которые распространены во всех выделяемых горизонтах. Их пустотное пространство определяется микропорами и микротрещинами, что позволяет отнести их к коллекторам порово-трещинного типа. Максимальные значения пористости не превышают 2,5% при значениях коэффициента проницаемо-

сти от 0,03 до 0,1 мД, в отдельных случаях более 1 мД. При малом размере пор средние значения давления достигают высоких значений.

В типе V выделены породы, которые встречаются во всех пачках и пластах, но не являются коллекторами нефти и газа. Их пустотное пространство определяется развитием микропор. Максимальные значения пористости в рассматриваемых породах иногда достигают 2,5%, однако коэффициент проницаемости не превышает 0,03 мД, что предопределяет затрудненность перемещения флюидов по этим образованиям.

**Заключение.** Газоносность горизонтов в коре выветривания, развитой в толще  $m_5$  серии Мозягоу, определяется главным образом шириной распространения коллекторов I типа. Особенно важную роль играют микротрещины, присутствие которых значительно повышает проницаемость пород, даже тех, которые подверглись воздействию пресных

вод, приведшему к интенсивной доломитизации карбонатных осадков. Большое количество микротрещин, которые фиксируются в резервуарах II и III типов, делает их перспективными в отношении формирования залежей природного газа. Невысокая плотность микротрещин в коллекторах IV типа предопределила их слабую перспективность. Однако в сочетании с резервуарами более высокого класса они становятся довольно интересным объектом для поисков новых газовых скоплений в районе месторождения Табамяо.

Сложный палеорельеф в зоне денудации нижнеордовикских карбонатных пород затрудняет прогноз развития палеокарста в северных районах Ордосского бассейна. Однако результаты исследований позволяют надеяться на повышение эффективности дальнейших поисков скоплений газа в отложениях этого возраста.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Ван Илин.* Особенности строения и процессы формирования природных резервуаров в составе коры выветривания ордовикских карбонатных пород в Ордосском бассейне (КНР) // Тез. доклад. науч. конф. «Новые идеи в геологии нефти и газа». М.: МГУ, 2015. С. 266–267.

*Конюхов А.И.* Нефтегазоносные бассейны на окраинах материков в палеоморях палеозоя. Сообщение 2. Нефтегазоносные бассейны на окраинах материков в Рейнском, Уральском и Центрально-Азиатском палеоморях // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 5. С. 461–485.

*Jian Li, Wenzheng Zhang, Xia Luo et al.* Paleokarst reservoir and gas accumulation in the Jingbian field, Ordos basin // Marine and Petroleum Geology. 2008. Vol. 25. P. 401–415.

*Jinxing Dai, Jian Li, Xia Luo et al.* Stable carbon isotope composition and source rock geochemistry of the giant gas accumulation in the Ordos basin // Organic Geochemistry. 2005. Vol. 36. P. 1617–1635.

*Wang Baoging, I. Al-Aasm.* Karst-controlled diagenesis and reservoir development: examples from the Ordovician main-reservoir carbonate rocks on the eastern margin of the Ordos basin // Bull. AAPG. 2002. Vol. 86, N 9. P. 1639–1658.

*Yongtai Yang, Wei Li, Long Ma.* Tectonic and stratigraphic controls of hydrocarbon systems in the Ordos basin: a multi cycle cratonic basin in central China // Bull. AAPG. 2005. Vol. 89, N 2. P. 255–269.

Поступила в редакцию  
12.01.2016

УДК 55; 624.131

**В.Т. Трофимов<sup>1</sup>****ОБ ИТОГАХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ  
МАССИВОВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ**

Сформулированы итоги изучения морфологических, ретроспективных и прогнозных инженерно-геологических задач в отношении массивов лёссовых пород. Показано, что максимальные значения относительной просадочности достигают 0,17–0,21, мощности просадочной толщи при природной нагрузке — 55 м; максимальное количество циклов лёссовых пород, сложенных просадочными грунтами, достигает 10; чаще всего количество просадочных погребенных почв в одном разрезе лёссовой толщи не превышает 4–5.

Главный итог решения ретроспективных инженерно-геологических задач — выдвижение 8 гипотез и механизмов образования просадочности лёссовых пород, на базе которых сформулированы общая теория ее формирования и 4 частных. Итоги решения прогнозных задач — разработка методов расчета ожидаемых величин просадки массивов лёссовых пород при различных режимах их замачивания и создание гидрогеомеханических, геохимических, геотехнических и комплексных методов улучшения свойств массивов лёссовых пород.

*Ключевые слова:* инженерная геология массивов лёссовых пород, просадочность лёссовых пород, гипотезы и теории формирования просадочности, методы улучшения свойств лёссовых пород.

The results of investigation of morphological, retrospective and prognoses engineering-geological tasks concerning loess soils massifs are formulated. It is shown that maximum values of relative subsidence reach 0,17–0,21, thickness of subsiding soil massif under natural load is about 55 m, maximum amount of loess soils cycles composed of subsiding soils reaches 10, more often the amount of buried soils of loess soils massif cross section doesn't exceed 4–5 ones.

The main result of solution of retrospective engineering-geological tasks is the proposal of hypothesizes and mechanisms of loess soils subsidence formation. They are the base for four special and general theory of subsidence formation.

The result of solution of prognoses engineering-geological tasks is the elaboration of methods for calculation the expected subsidence of loess soils massifs under different mode of their wetting and the development of different methods (hydrogeomechanical, geochemical, geotechnical and complex) of improvement of loess soils massifs properties.

*Key words.* Engineering geology of loess soils massifs, subsidence of loess soils, hypothesizes and theories of subsidence formation, methods of improvement of loess soils properties.

**Введение.** Среди огромного многообразия природных геологических образований, которые используются человечеством в качестве грунтов, большая роль принадлежит лёссовым породам. Они распространены чрезвычайно широко и установлены, хотя и в принципиально разных объемах, на всех континентах Земли, исключая Антарктиду [Лысенко, 1978; Лёссовый..., 2001]. Эти породы залегают в самой верхней, «покровной» части разреза континентов Земли и представлены главным образом четвертичными континентальными образованиями разного генезиса.

Лёссовыми породами, по подсчетам Э.В. Кадырова, покрыто 4 255 600 км<sup>2</sup> поверхности континентов Земли, что составляет 3,2% площади суши нашей планеты. Уже многие годы, точнее века, эти породы привлекают внимание человека. Их исследуют геологи, почвоведы, географы. Массивы, сложенные этими породами, осваивают строители, мелиораторы, работники сельского

хозяйства. Во всех районах, где встречаются эти породы мощностью от нескольких метров до нескольких десятков и даже сотен метров, их состав специфичен и достаточно близок: это песчано-глинисто-пылеватые системы, основная часть которых состоит из тонкопесчаных (0,1–0,05 мм) и особенно крупнопылеватых (0,05–0,01 мм) частиц. Пылеватость этих пород «усилена» и тем, что в природных условиях более тонкие пылеватые и глинистые частицы агрегированы до размера крупнопылеватых.

Лёссовые породы обладают и рядом специфических инженерно-геологических особенностей, которыми они выделяются в громадном многообразии грунтов. К категории таких особенностей в первую очередь относятся их малая естественная влажность, высокая пористость, чрезвычайно низкая водопрочность и главное — просадочность (последняя выражается в способности лёссовых пород в напряженном состоянии достаточно резко

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий кафедрой, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: trofimov@rector.msu.ru

во времени уменьшать объем при замачивании). В итоге в инженерной геологии сформировался научно-практический раздел, получивший название **инженерная геология массивов лёссовых пород**. В его рамках *исследуются инженерно-геологические условия массивов лёссовых пород, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием природных и антропогенных (техногенных) современных и прогнозируемых геологических процессов* [Трофимов, 2008]. Этот комплекс исследований и данных направлен на решение *трех типов инженерно-геологических задач* в отношении массивов лёссовых пород: *морфологических, ретроспективных и прогнозных*. Решение задач первого типа позволяет оценить современные особенности состава, строения, состояния и свойств лёссовых пород и слагаемых ими массивов, второго типа — восстановить историю формирования названных особенностей этого массива, включая просадочность; третьего типа — предсказать поведение лёссовых пород при их хозяйственном освоении. Изучение опыта строительства на массивах лёссовых пород в этом плане следует рассматривать как проверку (верификацию) решения прогнозной задачи.

В инженерно-геологическое изучение этих специфических пород наиболее существенный вклад внесли Ю.М. Абелев, В.М. Алексеев, М.Н. Алексеев, В.П. Ананьев, Л.Г. Балаев, В.С. Быкова, А.А. Величко, Б.Ф. Галай, Н.Я. Денисов, Р.С. Зиангиров, Р.С. Ильин, Э.В. Кадыров, В.А. Королев, В.Ф. Краев, Н.И. Кригер, В.И. Крутов, А.К. Ларионов, М.П. Лысенко, Г.А. Мавлянов, А.В. Минервин, С.Г. Миронюк, С.С. Морозов, А.А. Мустафьев, В.А. Обручев, В.И. Попов, Е.М. Сергеев, В.Н. Соколов, В.Т. Трофимов, Л.И. Турбин, Ш.Э. Усупаев, П.В. Царев, Я.Е. Шавич, М.Ш. Шерматов, а также Ф.А. Никитенко, И.Д. Седлецкий, Г.А. Сулакшина, И.В. Финаев и др. Благодаря их исследованиям, а также труду огромной армии изыскателей были достигнуты выдающиеся результаты в изучении этих пород как грунтов, в решении каждого из ранее названных типов задач.

**Достижения решения морфологических инженерно-геологических задач при изучении массивов лёссовых пород.** Главные итоги инженерно-геологического изучения массивов лёссовых пород в области решения *морфологических* задач следующие: а) получены достоверные представления о распространении, составе, строении, состоянии и свойствах лёссовых пород и сложенных ими массивов; б) установлена природа просадочности лёссовых грунтов или, иначе говоря, причинно-следственные связи в системе современный лёссовый грунт—просадка; в) выделены типы массивов лёссовых пород по суммарной величине просадки и характеру изменения просадочности по разрезу; г) показаны региональные закономерности рас-

пределения массивов просадочных лёссовых пород и мощности просадочных толщ; д) разработаны требования к инженерно-геологическим изысканиям в районах распространения просадочных лёссовых пород.

В дополнение отмечу, что механизм развития просадки — процесса реализации просадочности лёссовых пород при их замачивании — к настоящему времени изучен достаточно подробно [Абелев, Абелев, 1968; Ананьев и др., 1976; Денисов, 1953; Крутов, 1982; Мустафаев, 1989]. Основательно изучено и само это свойство, и факторы, его определяющие, и закономерности распространения просадочных разностей лёссовых образований в Северной Евразии [Абелев, Абелев, 1968, Ананьев, 2004, Ананьев и др., 1976; Карта..., 1989; Кригер, 1965, 1986; Кригер и др., 1981; Крутов, 1982, 1998; Ларионов и др., 1959; Лёссовые..., 1966, 1986, 2001; Лысенко, 1978; Мавлянов, 1958; Опорные..., 2008; Трофимов, 2008]. Также установлено, что просадочными свойствами могут обладать и другие разности горных пород: пылеватые засоленные и незасоленные пески, вулканические пеплы, искусственные грунты.

Накопленные к настоящему времени данные позволили описать экстремальные значения показателей просадочности лёссовых пород Северной Евразии:

— максимальные значения относительной просадочности лёссовых пород часто достигают 0,09–0,15 (такие величины установлены, например, при изысканиях в городах Одесса, Херсон, Никополь, Запорожье, Грозный, Сумгаит, Ташкент и др.); в опорном разрезе Чирчик при нагрузке 0,3 МПа она составила 0,17 (глубина 3–9 м), а при природной нагрузке — 0,21 (глубина 22 м);

— максимальные значения относительной просадочности грунтов погребенных почв в циклитически построенных толщах лёссовых пород, судя поданным изучения опорных инженерно-геологических разрезов, достигают 0,115–0,129 (в II–IV погребенных почвах) при природной нагрузке и 0,146–0,168 (в I–III погребенных почвах) при нагрузке 0,3 МПа;

— минимальные величины начального просадочного давления имеют, по В.И. Крутову [Крутов, 1998], значения <0,02 МПа для чрезвычайно просадочных лёссовых грунтов, относительная просадочность которых превышает 0,12 при давлении на грунт 0,3 МПа;

— максимальные значения мощности просадочной зоны (толщи) в циклитически построенных разрезах лёссовых пород составляют 43–55 м (разрез Адырный, Душанбинская впадина и район г. Будённовск, Северное Предкавказье соответственно); чаще всего просадочные разности лёссовых пород залегают до глубины 30 м [Опорные..., 2008];

— максимальное количество циклитов лёссовых пород, сложенных просадочными грунтами,

составляет 10 (опорный разрез Тирасполь, водо-раздельное плато); в разрезе Чирчик просадочны грунты 6 верхних циклитов, в разрезах Отказное и Адырный — 5 циклитов [там же];

— максимальное количество просадочных грунтов погребённых почв, установленных в одном разрезе (Тирасполь), — 9, чаще всего количество просадочных погребённых почв в одном разрезе не превышает 4–5 [там же];

— максимальные прогнозные значения величины суммарной просадки толщ лёссовых пород составляют, по данным Г.М. Вариниченко, 347 см при пространственном источнике обводнения и 228 см при линейном источнике; они рассчитаны для опорного разреза Келес (Узбекистан) [Опорные..., 2008].

**Достижения решения ретроспективных инженерно-геологических задач при изучении массивов лёссовых пород.** Главные итоги в области решения инженерно-геологических *ретроспективных* задач таковы: а) выдвинуто 8 гипотез и механизмов возможного формирования просадочности лёссовых грунтов; работоспособность 4 из них доказана данными лабораторного и полевого физического моделирования; б) установлены геолого-генетические закономерности формирования просадочности лёссовых грунтов и сложенных ими массивов, доказывающие, помимо прочего, полигенность просадочных разностей лёссовых пород; в) показано, что просадочность лёссовых пород формируется при реализации различных механизмов в ходе прогрессивного или регрессивного литогенеза; в силу этого в реальных разрезах она может быть сингенетической, эпигенетической, син-эпигенетической и эписингенетической; г) сформулированы общая и частные теории формирования просадочности лёссовых пород.

Решение ретроспективных задач заняло длительный период. В истории изучения генезиса просадочности лёссовых пород четко обособляются два направления и три этапа исследований. Эти два направления, по существу, не привязаны к какому-либо одному этапу, и в этом плане они «сквозные» [Трофимов, 1999, 2003, 2008]. Исследователи *первого направления* (А.В. Минервин, Е.М. Сергеев и др.) связывали формирование просадочности с определёнными по генезису пылеватыми отложениями (просадочный лёсс — эоловые отложения, просадочный лёсс — элювиальная порода и т.п.). Представители *второго направления* (В.П. Афаньев, Б.Ф. Галай, Н.Я. Денисов, В.И. Коробкин, Н.И. Кригер, Г.А. Мавлянов, А.В. Минервин, В.Т. Трофимов и др.) убедительно показали, что просадочными могут быть отложения разного генезиса.

*Первый этап* изучения генезиса просадочности лёссовых пород охватывает период 1940–1960 гг. Главная его черта — формулировка серии гипотез о происхождении этого свойства лёссовых пород

(хотя ряд из них, связанных с проявлением криогенных процессов, был постулирован существенно позже, в 1980–1990 гг.). Среди них гипотезы Н.Я. Денисова, А.В. Минервина и Е.М. Сергеева. Содержание механизмов формирования просадочности лёссовых пород в соответствии с этими гипотезами принципиально различно и специально рассмотрено мной в работах [Трофимов, 1999, 2003, 2008].

*Второй этап* охватывает 1970-е — начало 1990-х гг. Главная его особенность — проведение обширного комплекса лабораторных и полевых (в массиве) исследований формирования просадочности лёссовых пород. Эти работы осуществлены Т.Г. Алексеенко, Т.В. Андреевой, В.С. Бондаренко, Д.В. Бородулиной, А.С. Ветровым, А.М. Ворониным, Б.Ф. Галаем, М.Р. Горским, О.Н. Ереминой, А.В. Ершовой, Э.В. Кадыровым, Н.В. Коломийцевым, Н.Н. Комиссаровой, В.А. Королевым, Е.Ю. Куликовой, Н.Г. Мавляновым, Н.Х. Тимирязевой, В.Т. Трофимовым, М.И. Яковлевым. Полученные ими данные позволили оценить работоспособность высказанных ранее и новых гипотез и вплотную приблизиться к созданию экспериментально подтвержденных представлений о происхождении просадочности лёссовых пород. Итоги этого этапа суммированы мной в 1999 г. в монографии «Генезис просадочности лёссовых пород» [Трофимов, 1999].

*Третий этап* характеризуется теоретическим обобщением накопленных данных, формулировкой частных теорий формирования просадочности лёссовых пород разных генетических типов (эоловых, пролювиальных, аллювиальных и др.) и общей теории формирования просадочности лёссовых пород. Определённые итоги этой работы изложены мной в монографии «Теория формирования просадочности лёссовых пород» [Трофимов, 2003]. Принципиально иной подход к решению проблемы генезиса просадочности позже изложен в книге Ю.Б. Текучева и Л.И. Бондаревой «Происхождение лёссовых пород и их просадочности» [Текучев, Бондарева, 2005].

**Достижения решения прогнозных инженерно-геологических задач при изучении массивов лёссовых пород.** Главные итоги решения *прогнозных* задач можно сформулировать так: а) разработаны методы расчета ожидаемых величин просадки массивов лёссовых пород при различных режимах их загрузки и замачивания; б) создано и опробовано на практике большое число методов улучшения свойств массивов лёссовых пород. *Первая позиция* в теоретическом плане и применительно к проектированию оснований в наиболее полном объеме освещена в работах В.И. Крутова [1982], А.А. Мустафаева [1989], в Пособии по проектированию оснований зданий и сооружений [Пособие..., 1986] и др. Для опорных инженерно-геологических разрезов лёссовых пород Северной

Классификация методов управления просадочностью массивов лёссовых пород [Трофимов, 2008]

Группы методов	Классы методов	Виды методов	Основные методы
Гидрогеомеханические	Методы, направленные на устранение просадочности лёссовых пород уплотнением и увлажнением	Методы механического уплотнения просадочных лёссовых пород	Уплотнение тяжелыми трамбовками Вытрамбовывание котлованов и траншей Создание подушек из лёссовых грунтов Уплотнение взрывами Уплотнение гидравлическое Уплотнение катками
		Методы гидромеханического устранения просадочности массива лёссовых пород	Замачивание массивов заливкой водой котлованов Глубинное замачивание массивов Уплотнение взрывами предварительно замоченного массива Виброуплотнение замоченных массивов Пропаривание массива лёссовых пород
охимические	Методы, направленные на устранение просадочности массивов лёссовых пород с помощью технологий физико-химической мелиорации	Методы термического устранения просадочности массива лёссовых пород	Нагнетание в массив предварительно нагретого воздуха Сжигание топлива в укрепляемом массиве
		Методы физико-химического инъекционного крепления массивов просадочных лёссовых пород	Силикатизация Аммонизация Закрепление карбамидной смолой Кольматирование Укрепление массива лёссовых пород гидравлическими вяжущими
Геотехнические	Методы, основанные на срезке просадочных лёссовых пород	Методы промышленной срезки просадочных лёссовых пород	Срезка просадочных грунтов при планировании территории под здания и сооружения Срезка просадочного грунта на больших площадях при устройстве глубоких подвалов, колодцев и др.
	Методы, основанные на армировании массива просадочных лёссовых пород	Методы техногенного каркасообразования непосредственно в массиве просадочных лёссовых пород	Создание песчаных подушек Погружение микросвай Забивка свай, не прорезающих массив просадочных грунтов Создание буронабивных и буриинъекционных свай, не прорезающих массив просадочных грунтов
	Методы, основанные на полной прорезке массива просадочных лёссовых пород	Прорезка просадочной толщи лёссовых пород глубокими фундаментами	Сооружение забивных или набивных свай, прорезающих лёссовые породы Создание столбов укрепленного грунта, прорезающих массив просадочных лёссовых грунтов
	Методы, основанные на управлении влажностным режимом массивов просадочных лёссовых пород	Водозащитные мероприятия	Планировка территории Устройство под зданиями и сооружениями малопроницаемых экранов Качественная засыпка пазух котлованов и траншей Отвод аварийных вод за пределы зданий и в ливневочную сеть
Комплексные (комбинированные)	Методы, основанные на комбинировании разных классов методов	Комплексы мероприятий, включающие различные сочетания методов первых трех групп	Комплекс методов, включающий частичное устранение просадочных свойств лёссовых пород, конструктивные и водозащитные мероприятия

Евразии прогнозные величины суммарных просадок приведены в [Опорные..., 2008]. Региональный прогноз возможных суммарных просадок отражен на Карте прогноза просадочности территории распространения лёссовых пород в СССР масштаба 1:2 500 000 [Карта..., 1989].

Описание различных *методов управления просадочностью лёссовых пород* приведено в работах Ю.М. и М.Ю. Абелевых [Абелев, Абелев, 1968], В.П. Ананьева [Ананьев, 1976], С.Д. Воронкевича [Воронкевич, 2005], В.И. Крутова [Крутов, 1982], И.М. Литвинова [Литвинов, 1977] и др. В таблице представлена классификация методов управления

просадочностью массивов лёссовых пород, составленная с учетом высказанных позиций. В ней выделены 4 группы, 7 классов, 9 видов и более 30 основных методов управления просадочностью массивов лёссовых пород.

Все это позволило предложить эффективные методы проектирования и устройства оснований и фундаментов на просадочных лёссовых грунтах, добиться увеличения объема строительства инженерных сооружений разных типов в районах, сложенных такими образованиями. Однако и до настоящего времени сооружения, возведенные на просадочных лёссовых грунтах, нередко испытыва-

ют существенные деформации, что обуславливает необходимость дальнейшего изучения массивов просадочных лёссовых пород не только в практическом, но и в теоретическом аспектах.

**Задачи дальнейшего инженерно-геологического изучения массивов просадочных лёссовых пород.** В качестве таковых назовем следующие:

а) продолжение исследований по всем традиционным направлениям изучения просадочности массивов лёссовых пород;

б) исследование просадочности грунтов погребенных почв циклично построенных толщ лёссовых пород, поскольку многие их разности в

аридной зоне проявляют просадочные свойства. Обобщение данных по этому аспекту в монографии «Просадочность грунтов погребенных почв массивов лёссовых пород»;

в) создание фундаментальной по содержанию монографии «Инженерная геология массивов лёссовых пород», в которой необходимо рассмотреть полный комплекс проблем, начиная от характеристики состава, строения и просадочности и кончая опытом строительства и эксплуатации зданий и сооружений, возведенных в пределах массивов просадочных лёссовых пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абелев Ю.М., Абелев М.Ю.* Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах. М.: Стройиздат, 1968. 432 с.
- Ананьев В.П.* Техническая мелиорация лёссовых грунтов. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовского ун-та, 1976. 120 с.
- Ананьев В.П.* Лёссовый покров России. М.: Юриспруденция, 2004. 108 с.
- Ананьев В.П., Гильман Я.Д., Коробкин В.И.* и др. Лёссовые породы как основания зданий и сооружений. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовского ун-та, 1976. 216 с.
- Воронкевич С.Д.* Основы технической мелиорации грунтов. М.: Научный мир, 2005. 504 с.
- Денисов Н.Я.* Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. М.: Госстройиздат, 1953. 154 с.
- Карта прогноза просадочности территории распространения лёссовых пород в СССР. Масштаб 1:2 500 000. М., 1989.
- Кригер Н.И.* Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
- Кригер Н.И.* Лёсс. Формирование просадочных свойств. М.: Наука, 1986. 133 с.
- Кригер Н.И., Котельникова Н.Е., Лаврусевич С.И., Севостьянов В.В.* Закономерности формирования просадочных свойств лёссовых пород Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Наука, 1981. 165 с.
- Крутов В.И.* Основания и фундаменты на просадочных грунтах. Киев: Будивельник, 1982. 224 с.
- Крутов В.И.* Классификация просадочных лёссовых грунтов // Геоэкология. 1998. № 3. С. 55–64.
- Ларионов А.К., Приклонский В.А., Ананьев В.П.* Лёссовые породы СССР и их строительные свойства. М.: Наука, 1959. 368 с.
- Лёссовые породы СССР. М.: Наука, 1966. 256 с.
- Лёссовые породы СССР / Под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой. М.: Недра, 1986. Т. 1. 232 с.; Т. 2. 276 с.
- Лёссовый покров Земли и его свойства / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 464 с.
- Литвинов И.М.* Укрепление и уплотнение просадочных грунтов в жилищном и промышленном строительстве. Киев: Будивельник, 1977. 184 с.
- Лысенко М.П.* Лёссовые породы. Л.: Недра, 1978. 208 с.
- Мавлянов Г.А.* Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 610 с.
- Мустафаев А.А.* Фундаменты на просадочных и набухающих грунтах. М.: Высшая школа, 1989. 578 с.
- Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ, 2008. 608 с.
- Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01.-83). М.: Стройиздат, 1986. 416 с.
- Текучев Ю.Б., Бондарева Л.И.* Происхождение лёссовых пород и их просадочности. Новочеркасск: УПЦ «Набла» ЮРГТУ (НПИ), 2005. 152 с.
- Трофимов В.Т.* Генезис просадочности лёссовых пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 271 с.
- Трофимов В.Т.* Теория формирования просадочности лёссовых пород. М.: ГЕОС, 2003. 275 с.
- Трофимов В.Т.* Инженерная геология массивов лёссовых пород. М.: КДУ, 2008. 398 с.

Поступила в редакцию  
12.01.2016

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.341

Г.М. Едидин<sup>1</sup>, А.В.Брушков<sup>2</sup>, С.Г. Игнатов<sup>3</sup>

## ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРООРГАНИЗМОВ ИЗ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Из многолетнемерзлых пород Мамонтовой горы в Республике Саха Якутия получены образцы для проведения микробиологического анализа. Выделены грамположительные бактерии рода *Bacillus*. Выделена ДНК и выполнено секвенирование из выделенных бактерий. Проведен филогенетический анализ микроорганизмов из мерзлых грунтов.

*Ключевые слова:* мерзлые грунты, Мамонтова гора, бактерии, секвенирование, филогенетический анализ.

From the permafrost of Mammoth Mountain in the Republic of Saha (Yakutia) samples were obtained for subsequent microbiological analysis. We were isolated Gram-positive bacterium *Bacillus* genus. Conducted DNA isolation and sequencing of the isolated bacteria. Phylogenetic analysis of the microorganisms from the permafrost.

*Key words:* Permafrost, Mammoth Mountain, bacteria, sequencing, phylogenetic analysis.

**Введение.** Многолетнемерзлые породы широко распространены на Земле, а их возраст в некоторых регионах может достигать нескольких миллионов лет. Низкие значения температуры и переход воды (универсального биологического растворителя, необходимого для существования жизни) в лед замедляют и останавливают биологические процессы, что способствует переходу микроорганизмов в анабиотическое состояние. Таким образом, мерзлые грунты могут быть своеобразным криохранилищем биологического разнообразия планеты. Известно, что микроорганизмы после низкотемпературного замораживания не только сохраняют жизнеспособность, но и существенно не меняются активность многих ферментативных систем бактерий [Игнатов и др., 1981]. Сравнительно недавно из мерзлых дисперсных пород выделены живые микроорганизмы [Мельников и др. 2011].

Выживание бактерий после пребывания при низкой температуре — сложный биологический процесс, связанный с восстановлением повреждений — репарацией [Игнатов и др., 1982]. Успешность репарации и последующего выживания зависит от многих процессов, в том числе от уникальных свойств того или иного организма. Интерес к изучению микроорганизмов, выживших после экстремальных воздействий, обусловлен не только необходимостью изучать механизмы устойчивости и восстановления, но и возможно-

стью применять полученные знания для защиты человеческого организма от вредных воздействий. Предварительные данные показали, что микроорганизмы, выделенные из мерзлых грунтов, обладают протективным действием для мышей, предохраняя их от патогенных бактерий [Fursova et al., 2012]. Генетический аппарат бактерий — основной регулятор всех биологических процессов, поэтому его необходимо изучать и анализировать.

Цель работы — характеристика мерзлотных условий района, определение биологических свойств, выделение ДНК, секвенирование, сборка геномов жизнеспособных культивируемых микроорганизмов в мерзлых толщах Мамонтовой горы (Якутия), микробиологические исследования которых ранее не выполнялись.

**Краткое описание объекта исследований.** Объект изучения находится в республике Саха (Якутия) и представляет собой один из наиболее интересных и полных разрезов неоген-плейстоценового осадконакопления Восточной Сибири. Район Мамонтовой горы находится на левобережном участке долины, примыкающем непосредственно к руслу р. Алдан. Древнейшие рыхлые образования, вскрытые в районе исследования, представлены песчаными однообразно построенными отложениями, залегающими в основании 60 и 80-метрового обнажения. Подстилают их отложения 50-метровой террасы, сложенные песками

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, аспирант; *e-mail:* edidin.grigory@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, заведующий кафедрой, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* brouchkov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Государственный научный центр прикладной микробиологии и биотехнологии Министерства здравоохранения и социального развития РФ, заведующий лабораторией, докт. биол. н.; *e-mail:* ignatov@obolensk.org

среднемиоценовой мамонтовогорской свиты, в разных частях обнажения имеют мощность от 10 до 40 м. На них с размывом залегают плейстоценовые отложения. Последние подразделяются на три разновозрастные толщи, отличающиеся условиями формирования, составом и криогенным строением [Соловьев, 1979].

**Методика отбора образцов, исследования их свойств и выделения микроорганизмов.** Для исследования отобраны образцы песка из района обнажения Мамонтова гора. В полевых условиях из мерзлых толщ с помощью стерилизованных спиртом и обожженных в пламени инструментов отобраны образцы мерзлых пород ненарушенной структуры массой от 4 до 6 кг, преимущественно песчаного состава, с редкими прослоями мелкодисперсных грунтов и включениями органических остатков. Пробы мерзлых пород на микробиологические исследования взяты в зонах максимальной интенсивности речной эрозии из свежеобрушенных вертикальных стенок обнажения его средней и нижней частях в интервалах от 5 до 10 м выше уреза реки и от 20 до 30 м ниже уровня земной поверхности. Скорость термоэрозионного разрушения обнажения в местах отбора, по данным выполняемых режимных наблюдений, превышает 4 м в год в верхней части и достигает 1,5 м в средней. Отбор проводился с глубины, превышающей мощность сезонноталого слоя на 1–1,5 м, что исключало попадание в зону отбора пород, оттаявших ранее. Отобранные монолиты хранились в мерзлом состоянии при температуре, близкой к естественной ( $-5^{\circ}\text{C}$ ). Транспортировка проб в лабораторию также осуществлялась без их оттаивания — в термоконтейнерах с хладагентами.

В лабораторных стерильных условиях из центра образца извлекали пробу размером  $3 \times 4$  см, помещали в спирт на 2–3 с, после чего обжигали в пламени спиртовки. Обработанный таким образом материал переносили в пустую стерильную чашку Петри и оставляли для дальнейшего оттаивания при комнатной температуре ( $20^{\circ}\text{C}$ ) в течение часа.

В образцах из древних отложений Мамонтовой горы обнаружена культивируемая бактерия, способная к аэробному и анаэробному росту. Микроорганизм является психротолерантным, так как способен к метаболической активности при  $-5^{\circ}\text{C}$ . Бактерии представляли собой сравнительно большие (от 3 до 6 мкм) палочки, которые формировали цепи при культивировании и были способны образовывать споры круглой формы. Эти грамположительные бактерии были неподвижны и обладали гемолитической активностью. Полученные микроорганизмы принадлежат роду *Bacillus*.

Из образцов выделено 5 штаммов бацилл образцы (g 13, g 17, g 20, g 27, g 40). После этого

проводили секвенирование, сборку генома и построение филогенетических деревьев.

Наибольшее видовое подобие выделенной бациллы отмечено с *Bacillus cereus* (g 20, g 27 и g 40) и *B. pumilus* (g 13, g 17).

Можно предположить, что бактерии, сохранившие жизнеспособность в многолетнемерзлых породах, находятся там в покоящихся формах, а для перехода в вегетативное состояние им требуется около 3 сут. пребывания при положительной температуре [Мельников и др., 2011].

**Методика секвенирования и сборки геномов. Особенности геномов.** В результате выделены штаммы g 13, g 17, g 20, g 27, g 40 разного вида с разным размером генома. Длина генома составляла от 3 627 905 (образец g 17) до 5 531 460 (образец g 27) пар нуклеотидов (таблица). Затем происходила процедура сборки генома.

Таблица 1

Длина генома после секвенирования

Номер образца	Длина, б.п.	Определение вида бактерии, по GenBank
g 13	3 628 037	<i>Bacillus pumilus</i>
g 17	3 627 905	<i>Bacillus pumilus</i>
g 20	5 379 620	<i>Bacillus cereus</i>
g 27	5 531 460	<i>Bacillus cereus</i>
g 40	5 398 680	<i>Bacillus cereus</i>

По филогенетическим деревьям оценен предполагаемый возраст исследуемых образцов g 20–40 и g 27. Он составил приблизительно 70 000 лет. Этот возраст подсчитан для стандартной скорости возникновения мутаций. Она предположительно одинакова как для бактерий в мерзлых породах, так и для свободноживущих. Но это утверждение небесспорно, вероятно, что такая скорость может уменьшаться в десятки и даже сотни раз. Кроме того, для спорообразующих бактерий, какими являются выделенные микроорганизмы, время их существования в виде спор пока изучено недостаточно, поэтому число мутаций может сократиться и из-за длительного нахождения споры в окружающей среде. В нашем случае скорость мутаций, вероятно, на порядок меньше, поэтому возраст микроорганизмов может достигать нескольких миллионов лет.

В заключение построены филогенетические деревья, показывающие степень родства исследованных нами образцов между собой и с выбранными (родственными) образцами из ГенБака (GenBank) ([www.ncbi.nlm.nih.gov/genbank/](http://www.ncbi.nlm.nih.gov/genbank/)) (рис. 1, 2). Деревья строятся по отрезку 16SPHK, — так как он наиболее консервативный.

Филогенетическое дерево образцов g 20–40 и g 27 (рис. 2) показывает, что эти образцы, по всей видимости, являются древними (так как длина

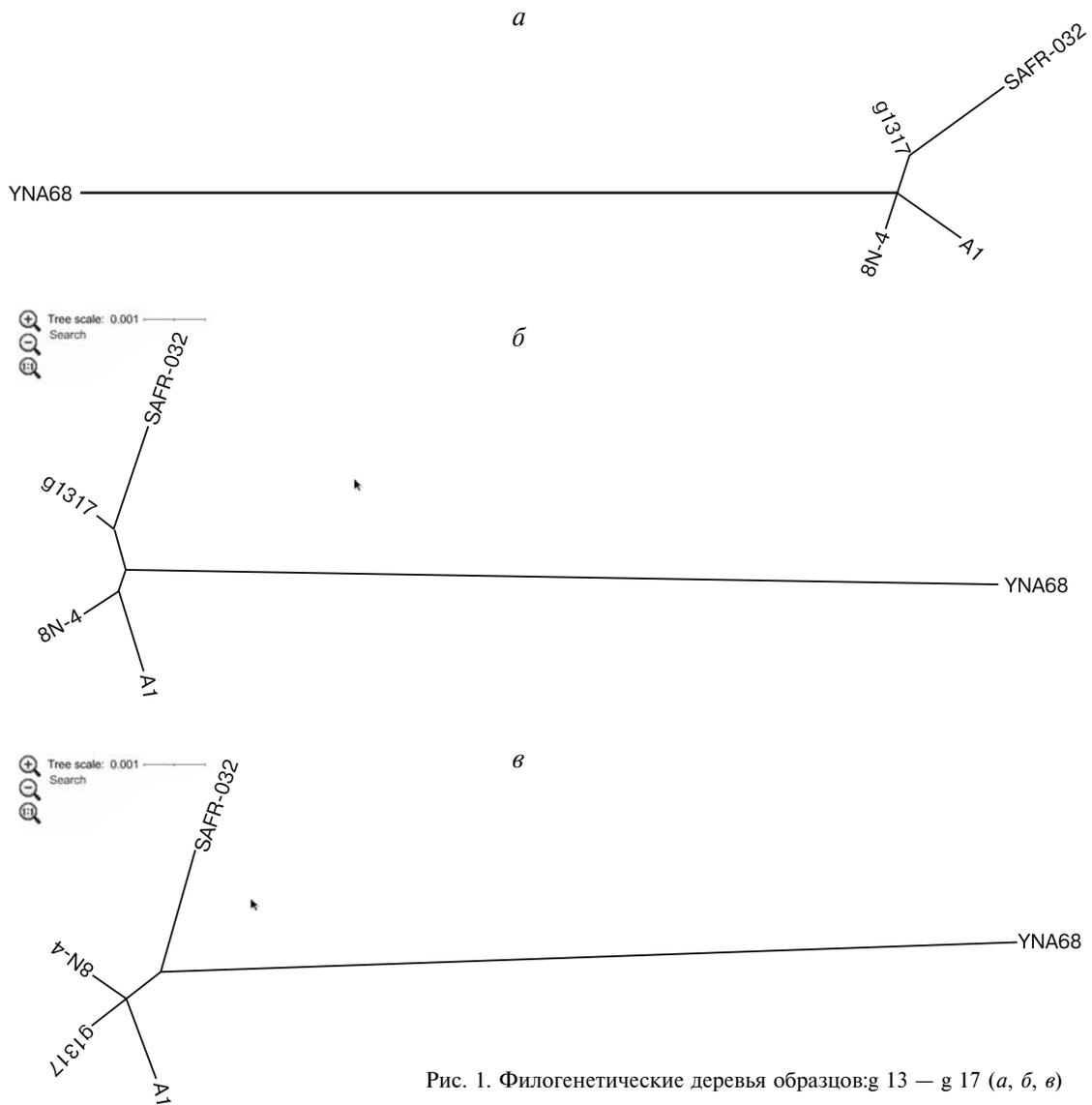


Рис. 1. Филогенетические деревья образцов:г 13 — г 17 (а, б, в)

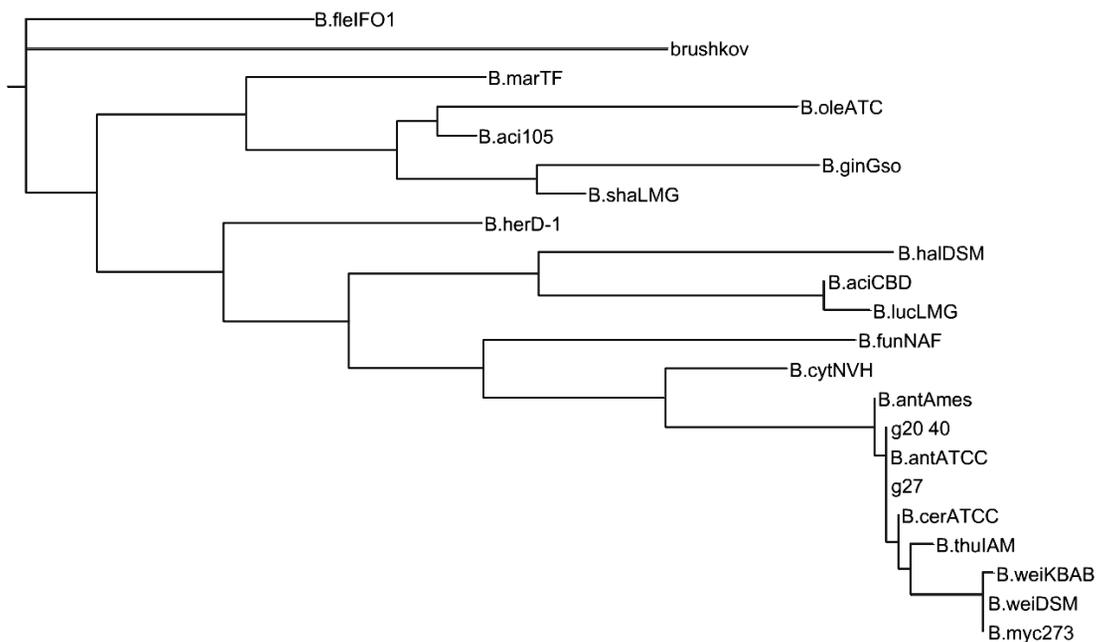


Рис. 2. Филогенетическое дерево для образцов г 20–40 и г 27

ветки, по сути, – количество эволюционных изменений).

Выявленные биологические свойства бактерий наряду с самим фактом сохранения ими жизнеспособности на протяжении значительного промежутка времени позволяют говорить о необходимости более детального их изучения и перспективности использования выделенных штаммов в биотехнологиях.

**Выводы:** 1) мерзлые породы обнажения Мамонтова гора содержат жизнеспособные микроорганизмы, находящиеся в мерзлой толще с момента промерзания отложений;

2) у исследуемых бактерий водородный показатель рН изменяется от 4,5 до 9,5 в различных средах, температура от 30 до 110 °С. Эти показатели не соответствуют предполагаемым условиям осадконакопления в районе р. Алдан, а тем более не соответствуют условиям существования

мерзлых пород в регионе. Таким образом, можно предположить, что бактерии, сохранившие жизнеспособность в многолетнемерзлых породах, находятся там в покоящихся формах, а для перехода в вегетативное состояние им требуется около 3 сут. пребывания при положительной температуре;

3) секвенирование ДНК и анализ генома позволили идентифицировать исследуемые микроорганизмы. Микроорганизмы принадлежат роду *Bacillus*. Наибольшее видовое подобие выделенных бацилл отмечено с *Bacillus cereus* и *Bacillus pumilus*. Филогенетические деревья образцов показывают, что эти образцы, вероятно, древние. Возраст образцов предположительно, на основе допущения постоянной скорости мутаций, составил 70 000 лет. Оценка возраста микроорганизмов требует дополнительных исследований, так как скорость мутаций может уменьшаться в десятки и даже сотни раз.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Игнатов С.Г., Андреева О.В., Евдокимова О.А. и др. Изучение репарации мембранных повреждений, вызванных низкотемпературным замораживанием клеток *E. coli* // Биохимия. 1982. Т. 47, № 10. С. 1621–1628.

Игнатов С.Г., Красильников В.А., Перельгин В.В. и др. Изучение функциональных и структурных изменений мембран *E. coli* после низкотемпературного замораживания // Биохимия. 1981. Т. 46, № 11. С. 1996–2003.

Мельников В.П., Рогов В.В., Брушков А.В. и др. Распределение микроорганизмов в мерзлых грунтах // Криосфера Земли. 2011. Т. 5, № 4. С. 86–90.

Неогеновые и плейстоценовые отложения Центральной Якутии / Под ред. П.А. Соловьева. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1979. 37 с.

Nacional Center for Biotechnology Information. URL: <http://www.ncbi.genbank.com> (дата обращения: 17.03.2015).

Fursova O., Brouchkov A., Potapov V. et al. Probiotic activity of a bacterial strain isolated from ancient permafrost against salmonella infection in mice // Probiot. Antimicrob. Proteins. 2012. Vol. 4. P. 145–153.

Поступила в редакцию  
03.03.2016

УДК 553.983

А.Ю. Юрченко<sup>1</sup>, Н. Такахата<sup>2</sup>, К. Танака<sup>3</sup>, Ю. Сано<sup>4</sup>, Н.С. Балушкина<sup>5</sup>,  
Г.А. Калмыков<sup>6</sup>

## ПРИРОДА РАССЕЯННОГО И КОНКРЕЦИОННОГО ПИРИТА В ВЕРХАХ АБАЛАКСКОЙ СВИТЫ САЛЫМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)<sup>7</sup>

Исследованы рассеянные и конкреционные образования пирита в кремнисто-глинисто-карбонатных и карбонатных породах абалакской свиты Салымского нефтяного месторождения. Методы исследования включали: сканирующую электронную микроскопию (СЭМ), электронно-зондовый микроанализ (ЭЗМА), масс-спектрометрию вторичных ионов высокого разрешения (Nano-SIMS). Выделены три морфологические группы пирита: кубические кристаллы, фрамбоиды и мелкокристаллический пирит, замещающий органические остатки. По распределению стабильных изотопов серы выделены две генетические группы пирита. Источником серы для первой генетической группы служил сероводород, образовавшийся в результате бактериальной сульфат-редукции; для второй — в результате термохимической сульфат-редукции.

*Ключевые слова:* Западная Сибирь, абалакская свита, рассеянный пирит, конкреционный пирит, изотопный состав серы.

Scattered and concretionary pyrite in silicious-clay-carbonate and carbonate rocks of Abalak formation within Salym oil field has been studied. Methods of investigations included: Scanning Electron Microscopy (SEM), Electron Probe Microanalysis (EPMA), high spatial resolution Secondary Ion Mass Spectrometry (Nano-SIMS). As a result three morphological groups of pyrite precipitates have been distinguished: large cubic crystals, framboids and fine-crystalline pyrite infilling organic remains. According to stable sulphur isotopes distribution two genetic types of pyrite have been subdivided. Sulphur source for the first genetic group was biogenic H<sub>2</sub>S; for the second — thermochemical H<sub>2</sub>S.

*Key words:* West Siberia, Abalak formation, scattered pyrite, concretionary pyrite, sulphur isotopes composition.

**Введение.** Рассеянные и конкреционные обособления пирита широко распространены в разрезе верхов абалакской и баженовской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна [Коробова и др., 2015]. Часто в разрезе абалакско-баженовского комплекса присутствуют линзы и прослои, обогащенные пиритом. В верхах абалакской свиты пирит часто развивается в трещинах и кавернах, встречается в ассоциации с жильным кальцитом [Юрченко и др., 2015]. В работе [Балушкина и др., 2014] показано, что развитие пирита в поровом пространстве может значительно влиять на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Детально исследованы три образца из верхов абалакской свиты на Салымском нефтяном месторождении с целью определения генезиса рассеянных и конкреционных образований пирита

и восстановления условий осадконакопления и литогенеза.

**Материалы и методы исследований.** Исследованы 3 образца из верхов абалакской свиты Салымского месторождения. Образец 1 отобран с глубины 2916,47 м, представлен серой кремнисто-глинисто-карбонатной породой с текстурой массивной, пятнистой за счет обособлений пирита. Наблюдается участок распространения конкреционного пирита размером 2×2,5 см (рис. 1, а). Образцы 2 и 3 отобраны с глубины 2912,49 и 2912,19 м соответственно из слоя КС1, представлены серыми известняками с массивной текстурой, нарушенной брекчированием и трещинами, минерализованными кальцитом и пиритом (рис. 1, б, в). Присутствует конкреционный прослой пирита размером 2×6 см. В обоих образцах, помимо

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, техник; *e-mail:* annette1988@inbox.ru

<sup>2</sup> Университет Токио, Институт исследования атмосферы и океана, доц.; *e-mail:* ntaka@aori.u-tokyo.ac.jp

<sup>3</sup> Университет Токио, Институт исследования атмосферы и океана, науч. с.; *e-mail:* kentaro.tanaka@aori.u-tokyo.ac.jp

<sup>4</sup> Университет Токио, Институт исследования атмосферы и океана, профессор; *e-mail:* ysano@aori.u-tokyo.ac.jp

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; *e-mail:* nataliabalushkina@mail.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с.; *e-mail:* gera64@mail.ru

<sup>7</sup> Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-00010).

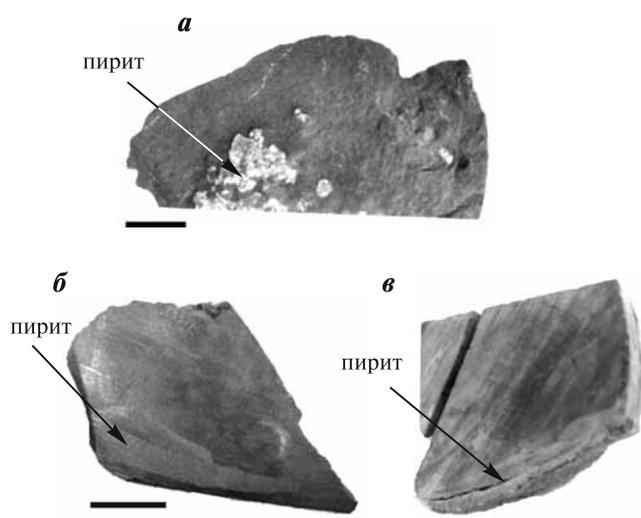


Рис. 1. Фотографии исследованных образцов: *a* — образец 1; *б* — образец 2; *в* — образец 3. Масштаб 1 см

конкреционного пирита, присутствует пирит, рассеянный в основной массе породы.

Морфологию агрегатов пирита исследовали с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ; VHX-D510, «KEYENCE»), электронно-зондового микроанализатора (ЭЗМА; JXA8900, «JEOL»). Для проведения детальных химических анализов образцы разрезаны на пластины и кубики размером около 7 мм и залиты эпоксидной смолой. После тщательной полировки поверхность образцов была покрыта тонким слоем золотого напыления. Состав основных и редких элементов анализировался с использованием ЭЗМА при ускоряющем напряжении около 15 кВ и токе ионного пучка 150 и 50 нА соответственно. Замеры изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) и распределение основных элементов (C, O, Si) проводили на масс-спектрометре вторичных ионов высокого разрешения (Nano-SIMS 50, «Cameca»). Методика исследования изотопного состава серы описана в работе [Nashizawa et al., 2010]. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  указаны в‰ относительно стандарта VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite).

#### Результаты исследований и их обсуждение.

С помощью СЭМ и ЭЗМА выделены три морфологические группы пирита: 1) кубические кристаллы со средними размерами 10–20 мкм, до 65 мкм (рис. 2, *a*); 2) фрамбоиды с размерами от 5 до 50 мкм (наиболее часто встречаемый размер 10 мкм) (рис. 2, *б*); 3) мелкокристаллический пирит (размер кристаллов в среднем 5 мкм), замещающий органические остатки (рис. 2, *в*). Кубические кристаллы формируют конкреционные стяжения пирита во всех трех образцах. Фрамбоиды пирита рассеяны в основной массе породы образцов 1 и 3, встречаются как единичные фрамбоиды, так и их ассоциации (образец 1). Размеры фрамбоидов могут различаться до 10 раз даже в пределах одной группы. В пределах одного фрамбоида кристаллы

пирита имеют одинаковый размер. При этом в некоторых фрамбоидах индивидуальные кристаллы пирита четко различимы на изображениях СЭМ (рис. 2, *б*), тогда как среди других обособлений пирита, имеющих сферическую форму, не удастся четко выделять индивидуальные кристаллы пирита. Такие сферические обособления пирита, возможно, относятся к третьей морфологической группе — мелкокристаллическому пириту, заполняющему органические остатки.

С использованием ЭЗМА измерено распределение содержания элементов (Fe, S, Si, As, Cr). В образце 1 наблюдается обогащение фрамбоидного пирита мышьяком и хромом (рис. 3). Обогащение фрамбоидного пирита мышьяком указывает на то, что он кристаллизовался в бескислородных условиях. Обогащение пирита рассеянными элементами также может свидетельствовать о воздействии на породы гидротермальных растворов [Ingham et al., 2014].

С помощью Nano-SIMS закартировано содержание элементов (C, O, Si) в мелкокристаллическом пирите, замещающем органический остаток размером 65–100 мкм в образце 3. По распределению элементов можно сделать вывод, что пирит заполняет остаток радиолярии. По распространению кислорода и кремния фиксируются остатки первичного кремнистого вещества в периферийной части обособления. Углерод, вероятно, наследуется из органического вещества радиолярии (рис. 4). Внутренняя часть радиолярии практически полностью заполнена пиритом.

С использованием Nano-SIMS точно измерено распределение стабильных изотопов серы в каждой выделенной морфологической группе пирита в образцах 1 и 3, в общей сложности выполнено 39 замеров. Результаты изотопного исследования приведены на рис. 5.

Фрамбоидный пирит значительно обогащен легким изотопом серы,  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется от  $-52,4$  до  $-42,4\%$  (рис. 5, вверху справа). В пределах одного фрамбоида значение  $\delta^{34}\text{S}$  может отличаться на 1–2‰. Подобное обогащение пирита легким изотопом серы указывает на его кристаллизацию в результате бактериальной сульфат-редукции. Согласно данным работы [Machel et al., 1995], в процессе бактериальной сульфат-редукции фракционирование изотопов серы может достигать  $-65\%$ . Сера пирита может быть обогащена легким изотопом серы относительно исходного сульфата на величину от 15 до 65‰.

Кубические кристаллы, формирующие конкреционные стяжения пирита, характеризуются обогащением тяжелым изотопом серы, значение  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется от  $+12,3$  до  $+21\%$  в образце 1; в образце 3 составляет  $+4,8\%$ . Изотопный состав серы в соседних кристаллах пирита может различаться на 5–7‰ (рис. 5, вверху слева). Источником серы для конкреционного пирита служил

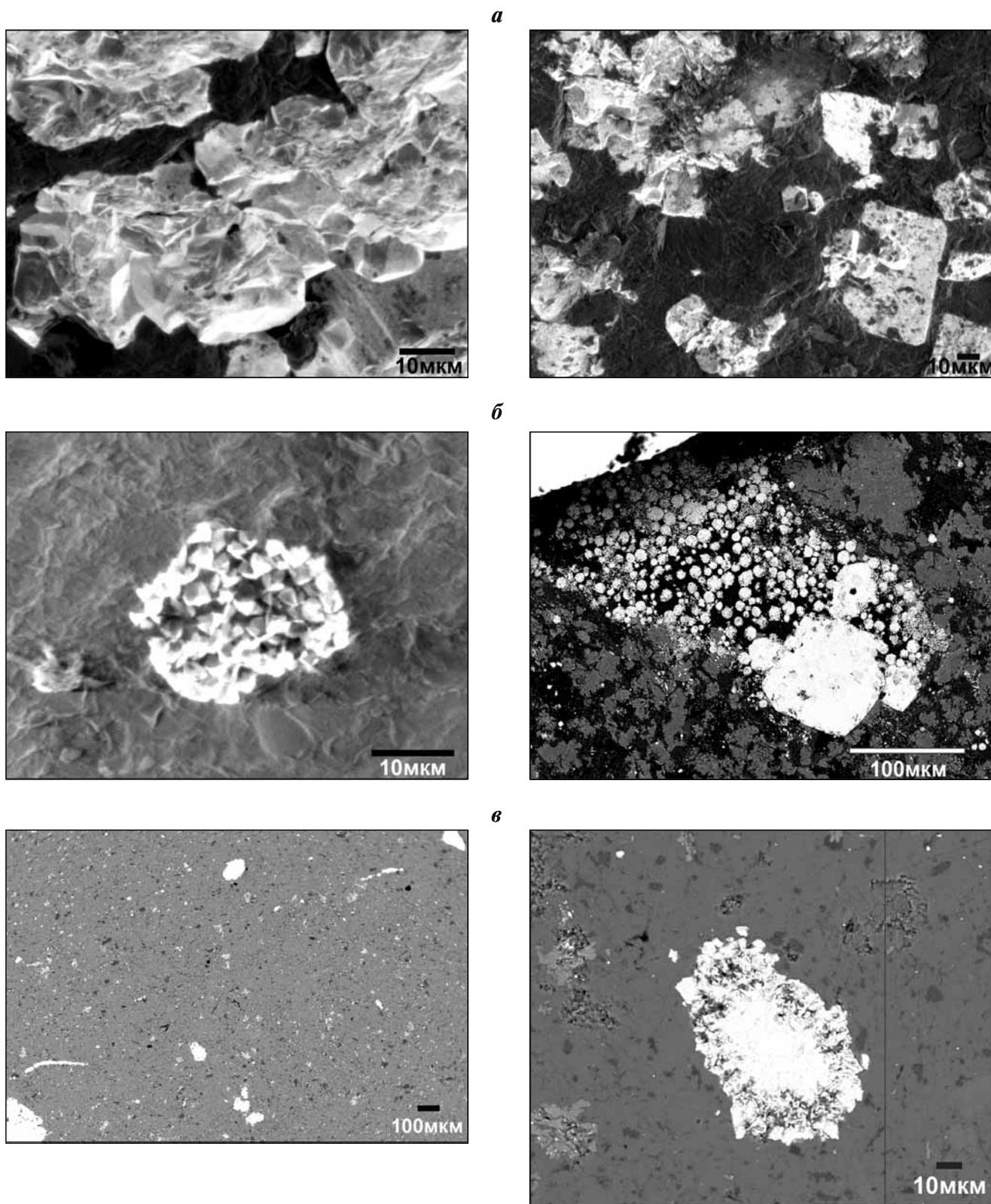


Рис. 2. Морфология образований пирита (фото СЭМ, во вторичных ионах): *a* — кубические кристаллы; *b* — фрамбоиды; *c* — мелкокристаллический пирит, замещающий органические остатки

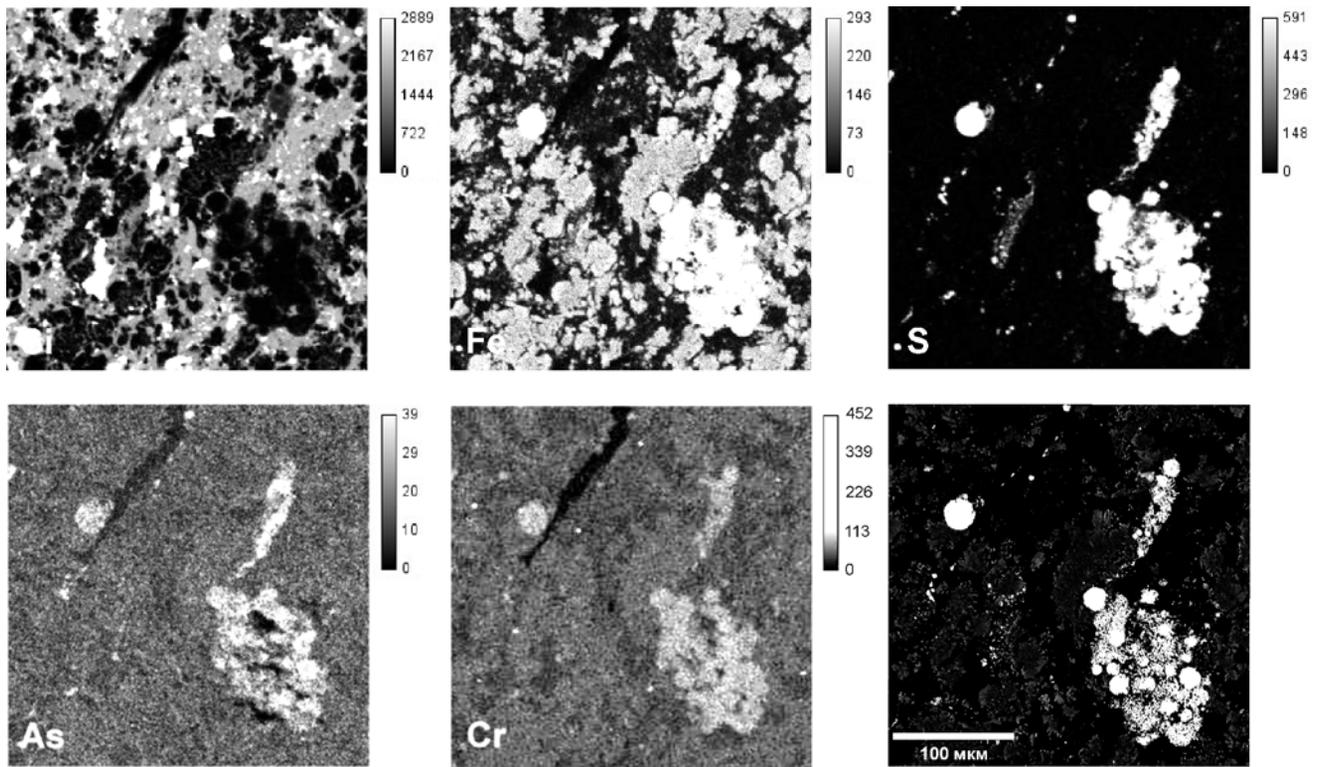


Рис. 3. Распределение основных и редких элементов в фрамбоидном пирите и матрице образца 1. Справа внизу изображение во вторичных ионах

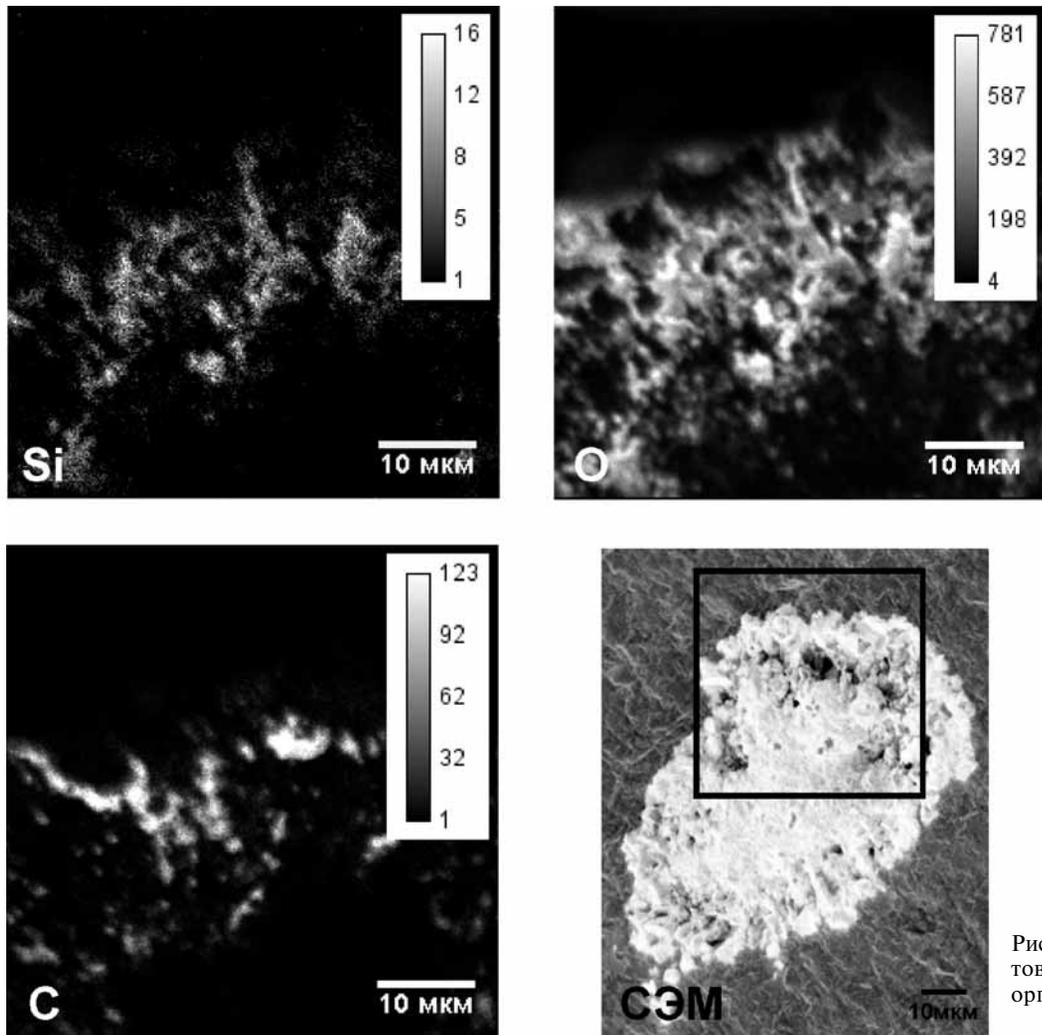


Рис. 4. Распределение элементов в пирите, заполняющем органический остаток в образце 3

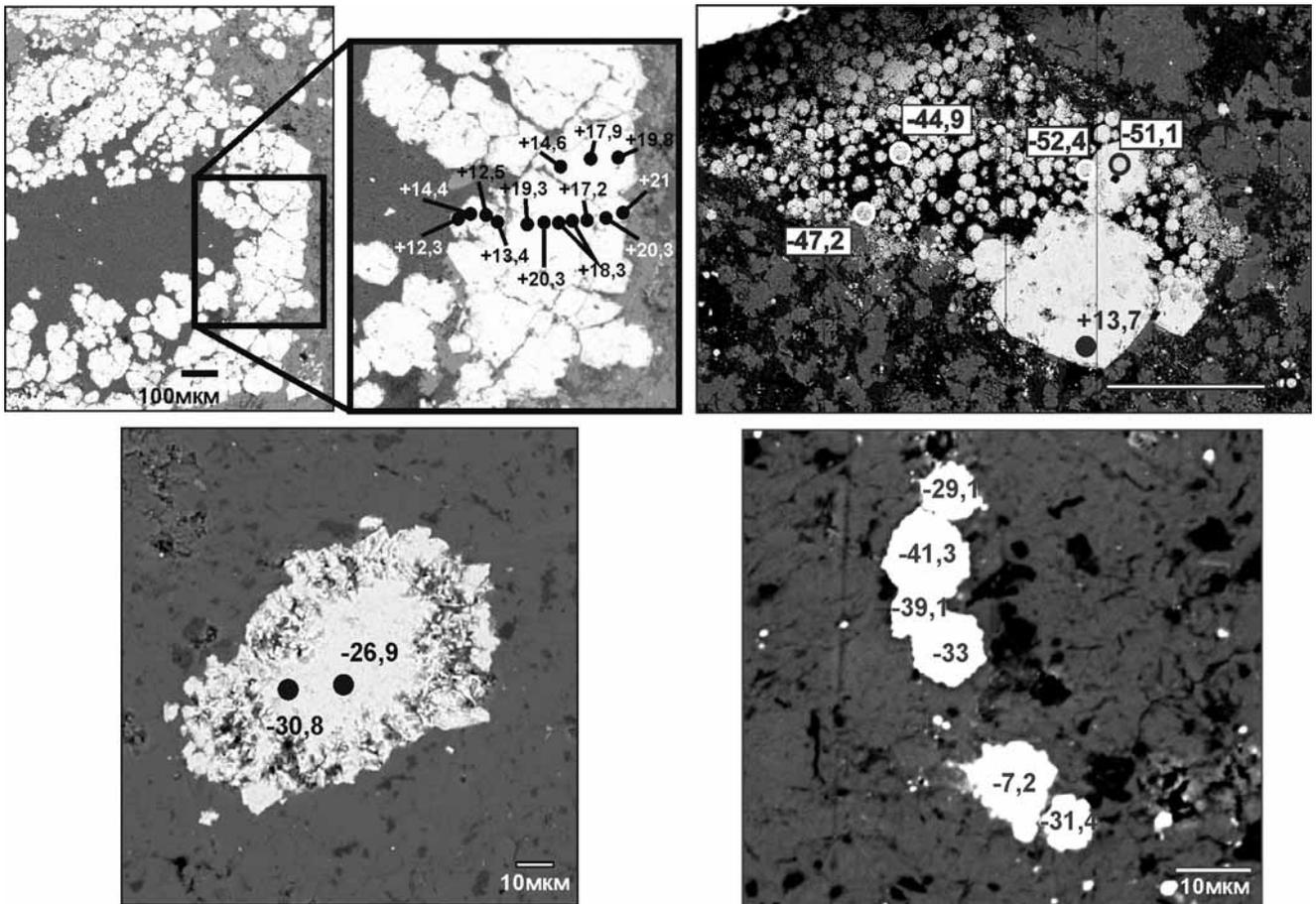


Рис. 5. Распределение стабильных изотопов серы в разных морфологических группах пирита, нанесенное на изображения образцов во вторичных ионах: *слева сверху* — крупные зерна конкреционного пирита в образце 1; *справа сверху* — Группа фрамбоидов и крупные кристаллы пирита в образце 1 (фрамбоиды пирита обведены белыми кружками); *внизу* — пирит, заполняющий органические остатки в образце 3. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  указаны в ‰ относительно VCDT

сероводород, образовавшийся в результате термохимической сульфат-редукции.

Пирит, замещающий остаток радиоларии в образце 3, характеризуется значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-27$  до  $-31$ ‰ (рис. 5, внизу слева). Обогащение легким изотопом серы может указывать на кристаллизацию пирита с использованием бактериального сероводорода.

В образце 3 присутствуют другие сферические и удлиненные обособления пирита, возможно, также развивавшиеся по органическим остаткам. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в них изменяются в широких пределах — от  $-41$  до  $-7,2$ ‰ (в среднем  $-30$ ‰) (рис. 5, внизу справа). Кристаллизация пирита могла также происходить с участием бактериального  $\text{H}_2\text{S}$ .

**Заключение.** В результате исследований выделены три морфологические группы образований пирита: кубические кристаллы, формирующие конкреционные обособления пирита; фрамбоиды; мелкокристаллический пирит, заполняющий органические остатки.

По данным распределения элементов установлено обогащение фрамбоидного пирита такими рассеянными элементами, как мышьяк и хром, что

указывает на его кристаллизацию в бескислородных условиях, возможно, в условиях воздействия гидротермальных растворов. Установлено, что в случае округлого обособления мелкокристаллического пирита минерал замещает остаток радиоларии.

По распределению стабильных изотопов выделены 2 генетические группы пирита, источником серы для которых служил, во-первых, сероводород, образовавшийся в результате бактериальной сульфат-редукции (пирит представлен фрамбоидами и мелкокристаллическими обособлениями) и, во-вторых, сероводород, образовавшийся в результате термохимической сульфат-редукции (крупные стяжения и конкреции пирита).

Из-за выборочного использования в процессе бактериальной сульфат-редукции легкого изотопа серы в осадках происходило накопление тяжелого изотопа, который на более поздних стадиях литогенеза участвовал в кристаллизации конкреционного пирита. В результате конкреционный пирит характеризуется относительным обогащением тяжелым изотопом серы — до  $+20$ ‰.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С.* и др. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне-Назымского месторождения и структура их пустотного пространства // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 2. С. 35–43.

*Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А.* и др. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 54–61.

*Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А.* и др. Строение и генезис известняков на границе абалакской и баженовской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 62–68.

*Ingham E.S., Cook N.J., Cliff J.* et al. A combined chemical, isotopic and microstructural study of pyrite from roll-front uranium deposits, Lake Eyre Basin, South Australia // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2014. Vol. 125. P. 440–465.

*Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R.* Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction // *Applied Geochem.* 1995. Vol. 10. P. 373–389.

*Nishizawa M., Maruyama Sh., Urabe T.* et al. Micro-scale (1.5µm) sulphur isotope analysis of contemporary and early Archean pyrite // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2010. Vol. 24. P. 1397–1404.

Поступила в редакцию  
06.04.2016

## НЕКРОЛОГ

### ОЛЕГ ВАСИЛЬЕВИЧ ЯПАСКУРТ

6 августа 2016 г. на 81 году ушел из жизни видный ученый-литолог, академик РАЕН, заслуженный деятель науки РФ, заведующий кафедрой литологии и морской геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова Олег Васильевич Япаскурт.

Олег Васильевич родился 14 января 1936 г. в поселке Лопандино Брянской области. В 1958 г. с отличием окончил Московский геологоразведочный институт по специальности «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». Работал геологом на государственной геологической съемке Горно-Алтайской экспедиции № 8 Всесоюзного аэрогеологического треста (1958–1962), в Центрально-Казахстанской экспедиции НИС геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (1962–1969), а с 1970 г. стал преподавателем геологического факультета МГУ. В 1971 г. защитил кандидатскую диссертацию по стратиграфии и литологии толщ докембрия Майтубинского антиклинория, выполненную под научным руководством Г.Ф. Крашенинникова.

О.В. Япаскурт прошел длинный путь естествоиспытателя. Его полувековые исследования генетических особенностей осадочных и метаморфических пород имели широчайшую географию и включали изучение складчатых систем мезозой Верхоянья, альпид Кавказа и Горного Крыма, каледонид Казахстана, а также отложений чехла Восточно-Европейского и Сибирского кратонов и Западно-Сибирской плиты. Благодаря научным изысканиям Олег Васильевич приобрел огромный опыт и энциклопедические знания, которые до последнего момента развивал, стремился заинтересовать ими студентов и приобщить к ним коллег. Детальнейшие исследования терригенных толщ палеозоя и мезозоя Верхоянского комплекса легли в основу его докторской диссертации (1987). Сделанные им выводы об отсутствии прямой зависимости между глубиной погружения осадочных пород и началом метаморфических процессов в то время были новаторскими. В 1993 г. Олег Васильевич становится профессором кафедры, а с 1994 — заведующим кафедрой литологии и морской геологии геологического факультета. Большая работа по развитию фундаментальных идей в литологии позволили научной общественности избрать О.В. Япаскурта академиком РАЕН (1998), назначить его заведующим лабораторией литогенеза (1999) ГИН РАН, а затем главным научным сотрудником (2014) во ФГУП ГИН РАН.

Основные научные достижения О.В. Япаскурта связаны с развитием концептуальных основ

теории динамики процессов постседиментационно-предметаморфического породообразования (катагенеза и метагенеза) при различных геотектонических режимах формирования стратисферы. Эти исследования имеют важное значение для развития минерально-сырьевой базы, они были использованы в ходе региональных геологоразведочных работ в Якутии, Западной Сибири, Забайкалье, Горном Алтае, Крыму и Казахстане.

Плодотворно занимаясь научной и педагогической деятельностью, Олег Васильевич опубликовал 4 монографии, 2 учебника, 9 учебных пособий, 120 научных статей в рецензируемых журналах. Олег Васильевич был соавтором изобретения методики поисков полезных ископаемых (1990), а также куратором раздела «Литология» в Российской геологической энциклопедии (изд. ВСЕГЕИ, 2010–2014).

О.В. Япаскурт проводил активную работу по подготовке и воспитанию кадров для геологической отрасли. Он увлеченно и ярко читал лекционные курсы «Литология», «Генетическая минералогия осадочных образований континентов и океанов», «Системный анализ литогенетических процессов», «Эндогенный и экзогенный рудогенез и его эволюция в истории Земли», руководил научной работой аспирантов и магистров, являлся членом ГАК геологического факультета МГУ и председателем ГАК РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина; он подготовил 7 кандидатов и 2 докторов наук.

О.В. Япаскурт занимал активную общественную позицию в области популяризации геологических знаний и профессии геолога. С 1992 г. являлся председателем Межведомственного литологического комитета РАН и Председателем научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН, руководил организацией Всероссийских литологических совещаний с международным участием.

О.В. Япаскурт был председателем диссертационного совета Д 501.001.40 и членом советов Д 501.001.39 при МГУ и Д 002.215.02 ГИН РАН, членом ученого совета геологического факультета МГУ, редколлегий журналов «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология», «Литология и полезные ископаемые», «Бюллетень МОИП (отдел геология)», Председателем секции осадочных пород и членом Совета МОИП.

Деятельность О.В. Япаскурта отмечена почетными званиями Заслуженный деятель науки РФ (1996), Заслуженный профессор Московского университета (2006), Почётный работник высшего профессионального образования РФ (2010); медалями «Ветеран труда» (1997) и «В память 850-летия

Москвы» (1997); знаками Министерства природных ресурсов РФ «Отличник разведки недр» (1982) и «Почетный разведчик недр» (2008).

Нельзя не отметить его исключительную доброту и порядочность, ответственность, надеж-

ность и в работе и просто в общении, необыкновенную увлеченность своим делом. Светлая память об этом замечательном человеке и видном ученом останется в сердцах всех, кто его знал, навсегда.

*Коллеги, друзья, ученики*

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ  
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи  
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунок следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

**Плата за публикацию не взимается.**

*Благодарим вас за соблюдение наших правил  
и рекомендаций!*

## УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;  
геологический факультет МГУ

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН  
**Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Р.Р. ГАБДУЛЛИН** — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент  
**И.М. АРТЕМЬЕВА** — профессор Университета Копенгагена, Дания  
**И.С. БАРСКОВ** — доктор биологических наук, профессор  
**А.Б. БЕЛОНОЖКО** — профессор Университета Стокгольма, Швеция  
**С.В. БОГДАНОВА** — профессор Университета Люнд, Швеция  
**М.В. БОРИСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. БРУШКОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.А. БУЛЫЧЕВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**Е.Б. БУРОВ** — профессор Университета Пьера и Марии Кюри, Франция  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Г. КОШУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.С. МАРФУНИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.М. НИКИШИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.Р. ОГАНОВ** — профессор Университета Стони-Брук, США  
**А.Л. ПЕРЧУК** — доктор геолого-минералогических наук  
**С.П. ПОЗДНЯКОВ** — доктор геолого-минералогических наук  
**В.И. СТАРОСТИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. СТУПАКОВА** — доктор геолого-минералогических наук, доцент  
**В.Т. ТРОФИМОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.С. УРУСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.В. ШЕЛЕПОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**О.В. ЯПАСКУРТ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

## Адрес редакции:

*e-mail:* vmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.  
Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 26.10.2016. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.  
Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.  
Изд. № 10 559. Заказ

---

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15  
(ул. Академика Хохлова, 11)  
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

**ISSN 0201-7385**  
**ISSN 0579-9406**

**ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)**  
**ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)**

---