

# Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 6 · 2019 · НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Микростроение оксидных железомарганцевых руд Мирового океана как доказательство их бактериальной природы . . . . .	3
Божко Н.А. Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности . . . . .	11
Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И. Новейшие структуры Западного Таймыра . . . . .	17
Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и палинологические данные для разреза верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым) . . . . .	24
Назарова В.М., Гатовский Ю.А. «Конодонтовый жемчуг» из девонских отложений в европейской части России . . . . .	35
Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Мазуевская флора (нижнепермские отложения Среднего Приуралья): новые данные о таксономическом составе и палеоэкологии . . . . .	43
Киреева Т.А., Бычков А.Ю., Зубков М.Ю. Особенности микрокомпонентного состава поровых растворов пород баженовской свиты Западной Сибири . . . . .	49
Лехов А.В., Киреева Т.А. Кольматация пород-коллекторов при эксплуатации нефтяных месторождений в результате катионного обмена . . . . .	59
Штенгелов Р.С. О действующих гидрогеологических скважинах на сеточных моделях	68
Шиманов А.А., Комаров И.А., Киреева Т.А. Особенности изменения химического состава криопэгов полуострова Ямал в процессе криогенного концентрирования	73
Василевский П.Ю., Пин Ван. Оценка скорости фильтрации из русла реки по данным суточных колебаний температуры донных отложений на примере р. Хэйхэ (Внутренняя Монголия, Китай) . . . . .	81
Старовойтов А.В., Валиуллина К.З., Ошкун А.Н., Пятилова А.М. Строение осадочного чехла на пресноводных озерах полуострова Киндо вблизи Беломорской биологической станции МГУ по данным георадиолокации и бурения . . . . .	87
Кошурников А.В., Котов П.И., Агапкин И.А. Влияние засоленности на акустические и электрические свойства мерзлых грунтов . . . . .	99
<i>Краткие сообщения</i>	
Тарнопольская М.Е., Бычков А.Ю. Экспериментальное исследование устойчивости $ZrF_6^{2-}$ в гидротермальных растворах при 90–255 °C . . . . .	107
Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2019 г. . . . .	112

## CONTENTS

Avdonin V.V., Zhegallo E.A., Sergeeva N.E. Microstructure of oxide ferromanganese ores in the World ocean as the proof of their bacterial origin .....	3
Bozhko N.A. Tectonic inheritance and predetermination in the course of supercontinent cyclicity .....	11
Bryantseva G.V., Demina L.I., Promyslova M.Yu., Kosevich N.I. Neotectonic structures of the Western Taimyr .....	17
Guzhikov A.Yu., Aleksandrova G.N., Baraboshkin E.Yu. New sedimentological, bio-magnetostratigraphic and palynologic data on the Upper Cretaceous of "Alan-Kyr" (Central Crimea) .....	24
Nazarova V.M., Gatovsky Yu.A. "Conodont pearls" from the Devonian of the european part of Russia .....	35
Naugolnykh S.V., Kirilishina E.M. The mazuevka locality (Lower Permian, the middle CIS-Urals, Perm region): new data on its taxonomical composition and palaeo-ecology .....	43
Kireeva T.A., Bychkov A.Yu., Zubkov M.Yu. Features of the microcomponent composition of pore solutions of rocks of the Bazhenov Formation in Western Siberia ..	49
Lehov A.V., Kireeva T.A. Colmatation of reservoir rocks in the operation of oil fields as a result of cation exchange .....	59
Shtengelov R.S. Pumping well on grid-scale models .....	68
Shimanov A.A., Komarov I.A., Kireeva T.A. Features of changes in the chemical composition of cryopegs of the Yamal Peninsula during cryogenic concentration .....	73
Vasilevskiy P.Yu., Ping Wang. Estimating leakage rate from riverbed using diurnal temperature signals of bottom sediments (Heihe river, Inner Mongolia, China) .....	81
Starovoytov A.V., Valiullina K.Z., Oshkin A.N., Piatilova A.M. Sedimentary cover structure of fresh water lakes of Kindo peninsula near the White sea Biological station of Moscow State University according to georadiolocation and drilling data ..	87
Koshurnikov A.V., Kotov P.I., Agapkin I.A. The influence of salinity on acoustic and electrical properties of frozen soils .....	99
<i>Brief communication</i>	
Tarnopolskaya M.E., Bychkov A.Yu. Experimental study of $ZrF_6^{2-}$ stability in hydrothermal solutions at 90–255 °C .....	107
<i>Index of articles and materials published in journal in 2019 year</i> .....	
	112

УДК 553.048(26)

В.В. Авдонин<sup>1</sup>, Е.А. Жегалло<sup>2</sup>, Н.Е. Сергеева<sup>3</sup>

## МИКРОСТРОЕНИЕ ОКСИДНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ РУД МИРОВОГО ОКЕАНА КАК ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ИХ БАКТЕРИАЛЬНОЙ ПРИРОДЫ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, 117647, Москва, ул. Профсоюзная, д. 123, 2

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Paleontological Institute A.A. Borisyak RAS, 117647, Moscow, Street Trade union, 123, 2

Изучение особенностей субмикроскопического строения оксидных руд позволило установить их подобие современным бактериальным сообществам. Показано, что основу строения кобальтоносных корок и железомарганцевых конкреций составляют бактериальные маты. Это позволяет идентифицировать их как строматолиты и онколиты. Выявлены факты, подтверждающие активное взаимодействие биопленок с окружающей средой. Обнаружены признаки образования минеральных фаз в результате биохимических реакций поглощения и усвоения бактериями железа и марганца.

**Ключевые слова:** оксидные руды океана, строматолиты, онколиты, бактериальные маты, биопленки.

The study of submicroscopic structure of oxide ores revealed their similarity to the present-day bacterial communities. It is shown that the structure of cobalt-bearing crusts and ferromanganese nodules is based on bacterial mats, which permits identifying them as stromatolites and oncolites. The facts in favor of intense interaction between biofilms and the environment are found. The signs of mineral phase formation are registered as a result of biochemical absorption and assimilation of iron and manganese by bacteria.

**Key words:** oceanic oxide ores, stromatolites, oncolites, bacterial mats, biofilms.

**Введение.** Оксидные железомарганцевые руды океанского дна представлены формациями железомарганцевых конкреций (ЖМК) и кобальтоносных корок (КМК).

Конкремионные руды в виде скоплений округлых стяжений, полупогруженных в рыхлый осадок, усеивают океанское дно на обширных площадях глубоководных абиссальных котловин. Скопления наибольшей плотности имеют промышленное значение и рассматриваются как рудные залежи. Наиболее детально изученные с промышленной и научной точек зрения залежи расположены в пределах провинции Кларион–Клиппертон, которая находится в северной части Тихого океана между двумя трансформными разломами.

Кобальтоносные корки образуют сплошные покровы, облекающие выходы коренных пород на склонах подводных гор. Примером корковых рудных полей могут служить гайоты Магеллановых гор. По составу корки близки конкрециям, но отличаются выдержанной стратификацией.

Главная особенность оксидных руд состоит в том, что они находятся в стадии формирования:

накопление рудного материала, начавшееся почти 170 млн лет назад (л. н.), продолжается с перерывами и в настоящее время.

С момента первого обнаружения конкреций и до сегодняшнего дня природа оксидных руд остается загадкой. За последние 50 с лишним лет было предложено несколько концепций оксидного железомарганцевого рудогенеза — от гидрогенной до гальмировитической, однако ни одна из них не смогла объяснить все особенности, ответить на все вопросы, связанные с этими образованиями. К концу 1990-х гг. усилиями морских геологов, микробиологов и микропалеонтологов была разработана и обоснована биологическая концепция, согласно которой кобальтоносные корки и железомарганцевые конкреции имеют бактериальную природу и идентифицируются как строматолиты и онколиты [Авдонин и др., 2014, 2016; Hu Wenxuan et al., 2000; Qi Pan Jianming et al., 2000]. Согласно этим представлениям оксидные руды являются продуктами жизнедеятельности бактерий. И строматолиты, и онколиты представляют собой бактериальные маты — стратифицированные макроколонии микроорганизмов, сложен-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: avdonin@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, зав. кабинетом, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ezhgheg@paleo.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: nat@geol.msu.ru

ные чередующимися бактериальными пленками [Авдонин и др., 2013; Герасименко и др., 2013; Ископаемые..., 2011].

По данным микробиологов, бактериальные маты — самые древние экосистемы на Земле, возникшие более 3,5 млрд л. н. [Заварзин, 2003; Ископаемые..., 2011; Сергеев, 1993].

Основной целью проведенных исследований было выявление содержащихся в рудах биоформ и оценка их роли в формировании строматолитов и онколитов.

**Материалы и методы исследований.** Исследования базировались на использовании сканирующих электронных микроскопов «CamScan-4» («Cambridge») и «TESCAN VEGA II XMU» («Tescan»). Детальное изучение текстурно-структурных особенностей конкреций и корок проводилось на свежих сколах и полированных поверхностях (аншлифах) препаратов из разных слоев рудных образцов. Анализ полученных материалов осуществлялся путем сопоставления их с современными бактериальными сообществами, обитающими в реальной обстановке, в разнообразных условиях, в том числе экстремальных.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Изученные нами руды обладают уникальными особенностями. Несмотря на то что это фоссилизированные остатки, ни в одном случае не обнаружены признаки наложенных процессов замещения. Сохранность, ненарушенность всех тончайших деталей строения поразительны. Ранние слои корок древнее верхних на 60 млн лет, но по степени «свежести» между ними нет заметной разницы. Особенность этих объектов состоит в том, что наблюдаемое строение их практически полностью соответствует прижизненному состоянию. Отсюда следует вывод о том, что фоссилизация происходила в процессе жизнедеятельности бактериальных сообществ. Последующие процессы преобразования первично отложенных оксидов и гидроксидов железа и марганца в более стабильные минеральные формы (ферроксигит, вернадит и другие минералы, спектр которых достаточно широк) совсем не нарушили первично образованные структуры. Поэтому наблюдаемый ныне структурный рисунок в точности отражает первичную, прижизненную картину, а изменчивость текстурного рисунка позволяет восстановить все основные этапы жизни этих организмов.

Наиболее наглядно главнейшие особенности состава и строения бактериальных матов проявлены в разрезах строматолитов. Железомарганцевые строматолиты возникли на подводных поднятиях, подобных гайотам тихоокеанских Магеллановых гор, после Великого мезозойского вымирания [Авдонин и др., 2013, 2014].

На основе биостратиграфических исследований установлено, что корки детально стратифицированы; ранние слои строматолитового разреза

датируются кампаном-маастрихтом, а формирование последующих слоев происходит с перерывами до настоящего времени [Авдонин и др., 2016; Исследования..., 2012; Мельников, Плетнев, 2013]. Последовательность разновозрастных слоев отражает эволюцию процессов рудообразования.

Строматолиты нарастают на коренные породы дна, поэтому всегда растут в одном направлении — вверх. Этим обусловлено столбчатое строение корок, так как параллельно ориентированные столбцы — наиболее рациональная структура для колониального сообщества микроорганизмов. В зависимости от конкретных условий возникают короткостолбчатые, длинностолбчатые, тесно сомкнутые или с промежутками и полостями, ветвящиеся и подобные текстуры. Толщина столбцов колеблется в пределах 0,2–0,3 мм. Текстура корок со всеми ее вариациями практически полностью подобна строматолитовой (рис. 1). Это и послужило первопричиной отнесения КМК к строматолитам. Вертикальные столбцы строматолитов сложены последовательно нарастающими горизонтальными слойками — фоссилизированными биопленками. Бактериальные маты столбцов часто бывают прерывистыми и имеют своеобразное чешуйчато-скорлуповатое строение (рис. 2). Биопленки нарастают в непрерывной последовательности. Их толщина в столбчатых структурах строматолитов колеблется в широких пределах от 1 до  $n \cdot 10 \mu\text{m}$ . Наиболее «толстые» биопленки наблюдаются в онколитах.

Биопленки — совокупность микробных клеток, погруженных в массу внеклеточного полимерного органического вещества — гликокаликса — формообразующего средства, превращающего микробное сообщество в морфологически единое образование [Заварзин, 2003; Мальцев, Мансурова, 2013; Пиневич, 2006]. В биопленках присутствуют многочисленные разнообразные бактерии.

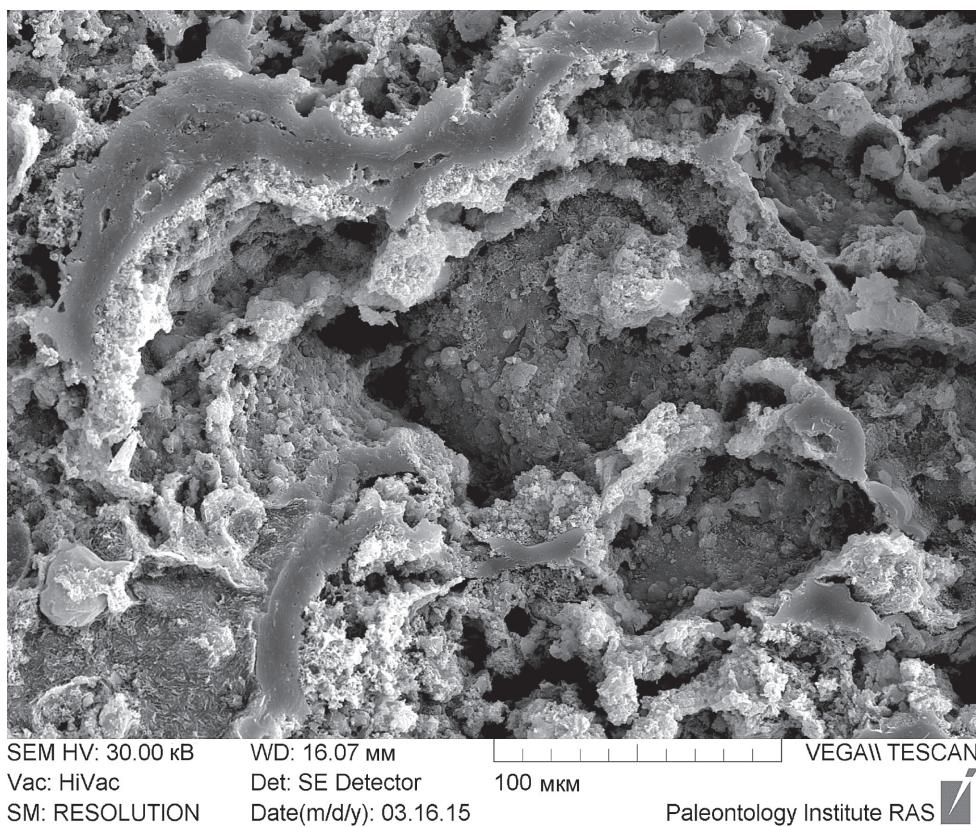
Бактерии, наблюдаемые в биопленках КМК и ЖМК, практически одинаковы на том уровне диагностики, который достигнут в настоящее время. Наиболее распространены коккоидные и нитевидные бактерии. Сами бактерии составляют 5–35% массы биопленки, остальная часть — гликокаликс, который связывает бактерии и продукты эрозии органического и неорганического субстрата. Обычные элементы строматолитовых и онколитовых бактериальных матов представлены биопленками, состоящими из скопления нитчатых бактерий (рис. 3, 4) и массы гликокаликса (рис. 5). Среди плотных пачек биопленок встречены своеобразные трубчатые биогенные структуры с округлыми или овальными сечениями «трубок». Диаметр их составляет около 3  $\mu\text{m}$ . В некоторых местах обнаруживаются выходы свободных бактерий из колонии в виде кокков и коккоидов (рис. 6).

Биопленки, слагающие строматолитовые бактериальные маты, представляют собой хорошо

Рис. 1. Слоисто-столбчатая текстура бактериального мата строматолита. Переслаивание биопленок. Полированный шлиф



Рис. 2. Фрагмент пористого бактериального мата столбчатого строматолита. Тонкие ленты невыдержаных плотных бактериальных пленок с «прилипшими» к ним скоплениями нитчатых бактерий и фрагментами гликокаликса



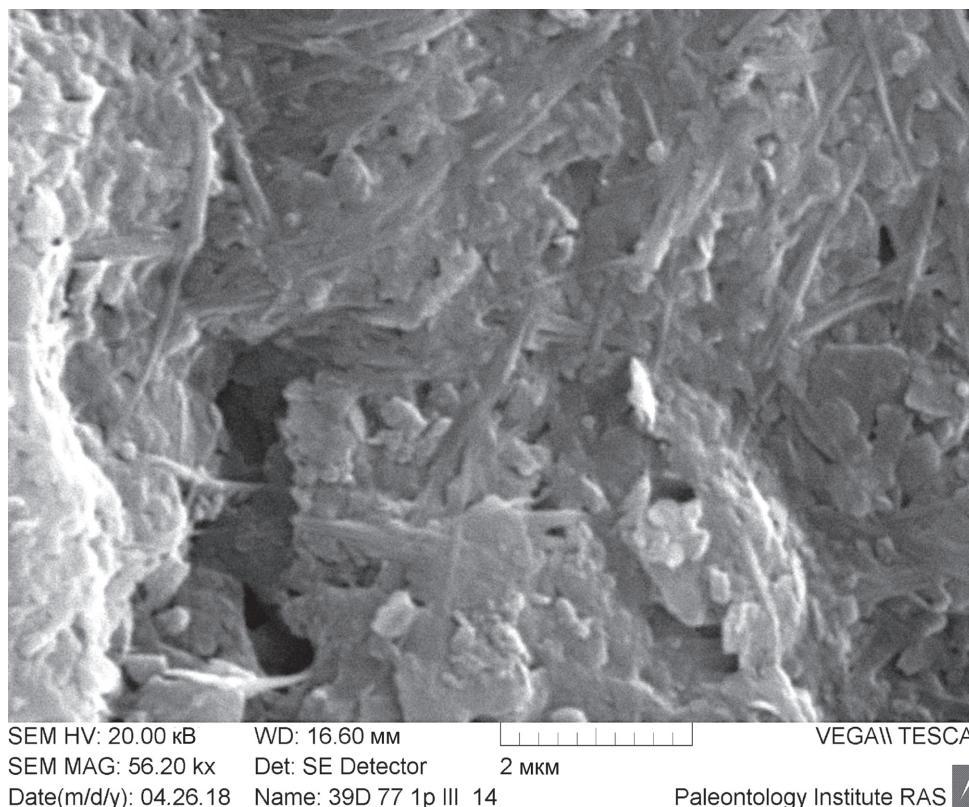


Рис. 3. Переплетение фосилизированных нитчатых бактерий в плоскости биопленки строматолитового мата

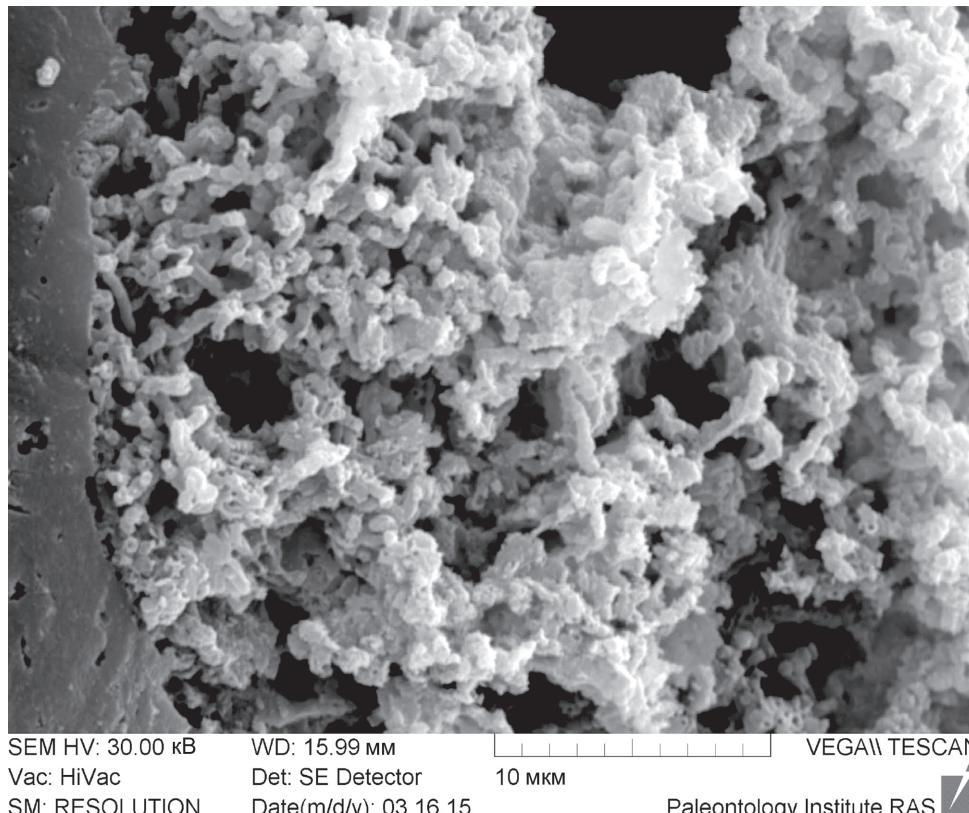
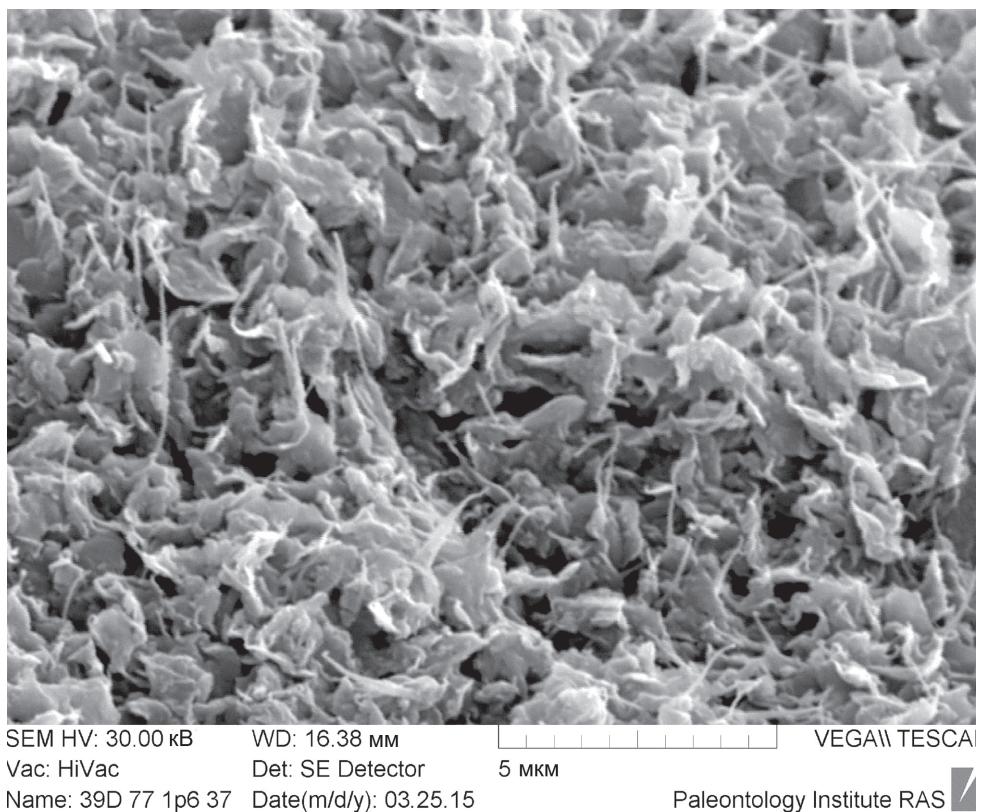


Рис. 4. Скопление нитчатых бактерий в биопленке онколята

организованное взаимодействующее сообщество микроорганизмов. Формирование биопленок происходит вследствие согласованного группового поведения бактерий и определяется так называемым чувством кворума [Грузина, 2003; Мальцев, Мансурова, 2013]. Все особенности текстурных характе-

ристик оксидных руд в значительной степени есть проявление именно этого феномена. Синхронный рост столбцов, формирование упорядоченных дендритоподобных построек, возможно, является следствием специфического социального поведения бактериальных сообществ [Заварзин, 2003].

Рис. 5. Масса фоссилизированного гликокаликса в бактериальном мате строматолита



Имеются свидетельства о том, что особую коммуникативную роль играют нитчатые бактерии [Сумина, Сумин, 2013]. Скопления нитчатых бактерий наблюдаются в биопленках строматолитов и онколитов. Длина нитчатых бактерий достигает 2–5  $\mu\text{м}$  и более (рис. 3).

В биопленках столбчатых строматолитов нитчатые бактерии выполняют особую роль. Биопленки в качестве основного элемента строения бактериальных матов ответственны за обеспечение взаимодействия бактерий, рост бактериального мата и т.д. В пленках происходит объединение нитей в структурное и функциональное целое. Как показано в экспериментах [Сумина, Сумин, 2013], нити сначала образуют агрегаты, а затем полигональную сеть, состоящую из центров и соединяющих их лучей. Вероятно, подобные явления свойственны бактериальным пленкам строматолитов. Возникающая в пленке полигональная сеть определяет часто наблюдаемую полигональную (в плоскости роста) структуру столбцов. Центры сети становятся центрами роста столбцов, действующих синхронно. Распределение пространства между центрами происходит по принципу «ближайшего района».

В биопленках обитают бактерии различных видов, в том числе окисляющие железо и марганец. Эти бактерии используют разные формы железа и марганца для энергетических и конструктивных потребностей. Их деятельность, в частности, выражается в том, что в результате биохимических реакций на поверхностях клеток, внутри них и в

гликокаликсе откладывются биогенные наноминералы, преимущественно оксиды металлов в кристаллической или аморфной форме, таким образом формируется структурный каркас построек. Механизмы биологического поглощения марганца и железа из окружающей среды и осаждения этих металлов подобны тем, которые описаны в статьях [Бактериальная..., 2002; Герасименко и др., 2013; Новиков и др., 2016]. Вероятнее всего, продукты окисления извлеченных металлов представлены аморфными или слабокристаллизованными оксидами и гидроксидами марганца и железа, отлагающимися в клетках, связывающимися с клеточными стенками или накапливающимися в гликокаликсе. В гликокаликсе наноминералы расположены на тонких пленках (рис. 5).

На поверхности коккоидных биоформ наноминералы образуют эффектные щетки (рис. 6–8). Таким образом, происходит постепенное заполнение кристаллическими или аморфными минералами всех элементов бактериальной структуры. Впоследствии в процессе диагенеза они преобразуются в преобладающие в оксидных рудах вернадит, ферроксигит и другие минералы. Кроме того, железо может изначально отлагаться не только в оксидной форме, но и в форме гидросиликатов, фосфатов, карбонатов и др. В состав корок и конкреций входят не только оксиды железа и марганца (как продукты жизнедеятельности бактериальных сообществ), но и петрогенные элементы, а также разнообразные органические остатки животного (раковины фораменифер,

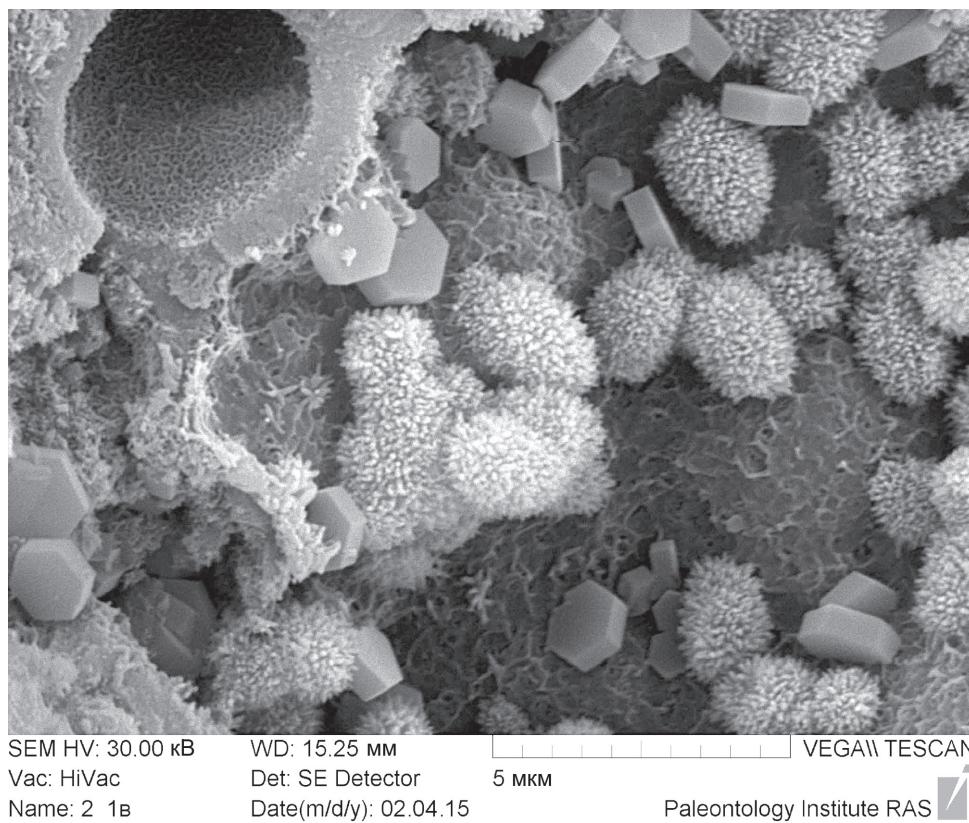


Рис. 6. Коккоидные бактериальные формы, покрытые щетками биогенных наноминералов, рядом — хорошо ограниченные кристаллы аутигенного барита, слева — трубчатая оболочка нитчатой бактерии (?). В промежутках — гликокаликс со звездчатыми кристаллами наноминералов

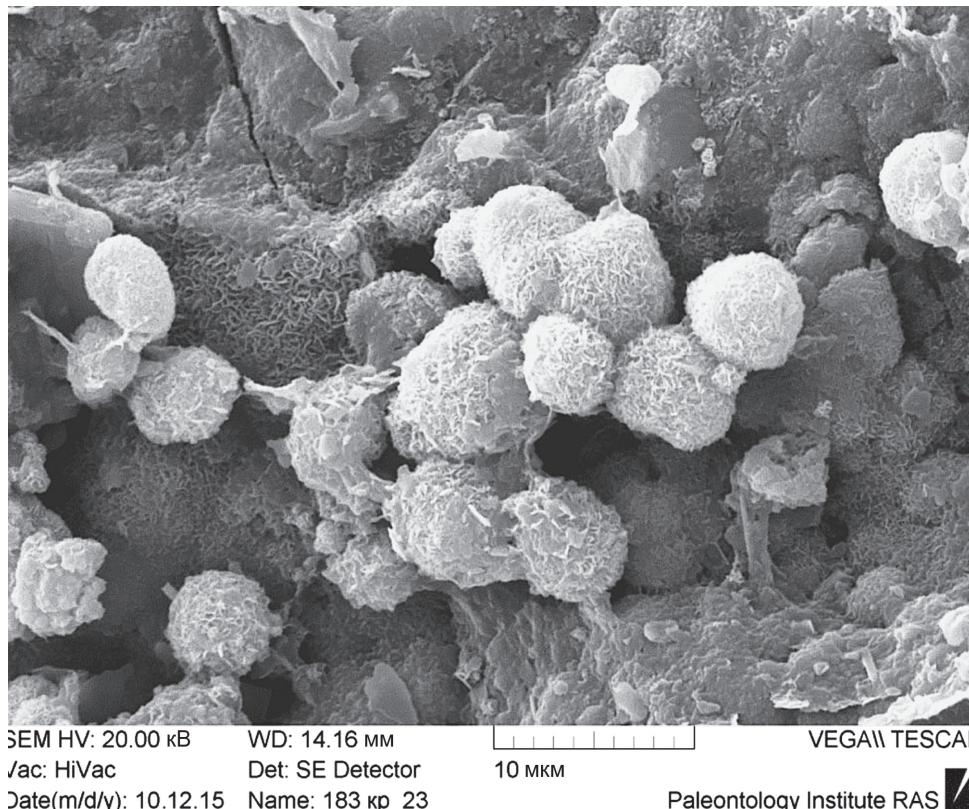


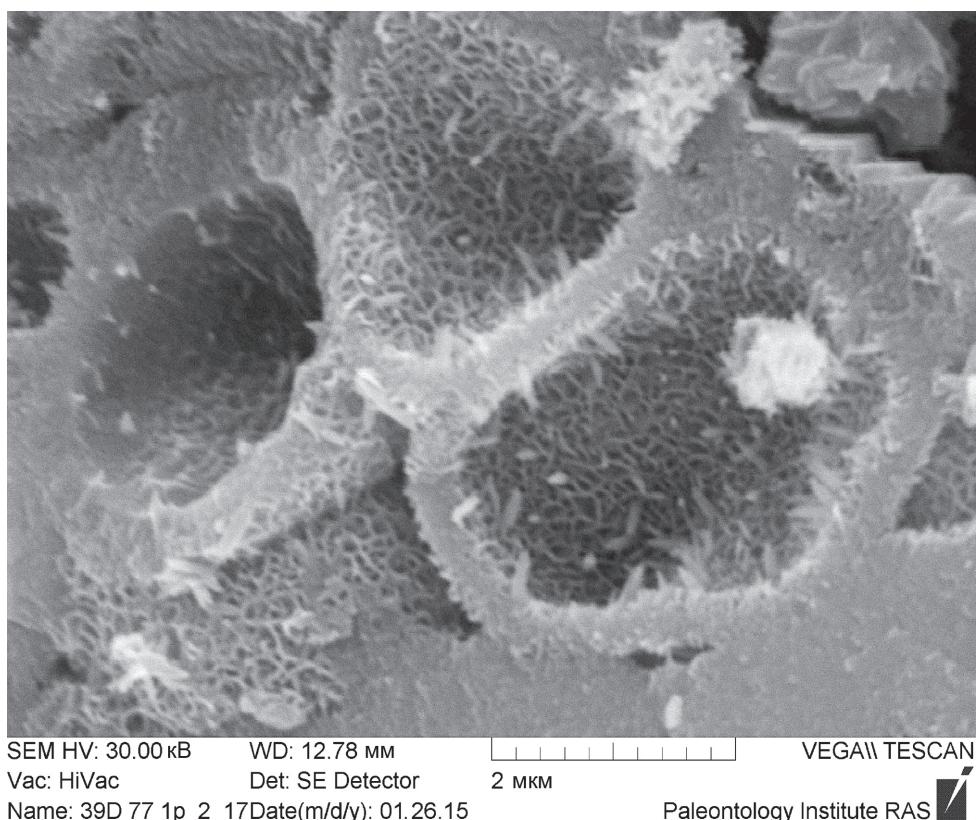
Рис. 7. Кокки, покрытые щетками игольчатых наноминералов

радиолярий, спикулы губок и др.) и растительного (панцири диатомовых водорослей, кокколиты и др.) происхождения.

Необходимо отметить, что посторонние органические остатки сохраняют свойственный им

первичный состав (кремнистый, фосфатный) и не подвергаются замещению железомарганцевыми минералами. Часть этого материала попадает в растущие корки и конкреции из окружающей среды в виде обломков минералов и пород и легко

Рис. 8. Трубчатые биогенные структуры (оболочки нитчатых бактерий). На внутренних и внешних стенах — тонкие пленки гликокаликса и отдельные игольчатые кристаллы наноминералов



распознается даже на микроскопическом уровне. А другая часть — такие же продукты жизнедеятельности бактерий, как железо и марганец. Они поступали в растущие структуры одновременно с марганцем и железом. О такой их природе свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что они постоянно фиксируются по данным микронализа субмикроскопических слойков, лишенных каких-либо заметных примесей. Более того, выявлена определенная корреляция между Fe и Mn, с одной стороны, и Si и Al — с другой. В участках, обогащенных Mn, содержится больше Mg, Al, K, а повышенные значения концентрации Fe сопровождаются увеличением количества Si, Ti, Ca. Из этого следует вывод, что структурная основа оксидных образований состоит из железомарганцевых и петрогенных компонентов.

Помимо перечисленных выше примеров морфологического подобия биоформ, присутствующих в изученных рудах, современным бактериальным видам, в процессе исследований установлены признаки биологической активности некоторых биопленок. Активность биопленок выражается в их взаимодействии с окружающей средой, в реакции бактерий на внешнее воздействие. Признаки этих явлений и их последствия отчетливо зафиксированы в особенностях строения бактериальных матов. Прежде всего эти наблюдения относятся к онколитам.

Ранее нами были обнаружены факты уникальных свойств онколитов, что выражается в активном взаимодействии с окружающими осадками.

Биопленки онколитов, перекрытые осадком или соприкасающиеся с ним, преодолевая негативное воздействие осадка, препятствующее их жизнедеятельности в борьбе за выживание, приобрели способность, проникая сквозь осадок, усваивать некоторые петрогенные компоненты (CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SiO<sub>2</sub>), встраивая их в свою структуру, а нередко и поглощая фрагменты осадка, обломки пород и минералов. Именно эти способности, по нашему мнению, обусловили возникновение онколитов из биопленок строматолитового типа [Авдонин и др., 2016].

Явления поглощения материала биопленками в значительной степени обусловили фестончатое строение онколитов. Биопленки в них, в отличие от строматолитов, характеризуются большими раздувами за счет поглощенного материала. В этих раздувах по данным микронализа содержатся аномально высокие значения концентрации петрогенных компонентов [Авдонин и др., 2014].

Бактериальные маты строматолитов и онколитов существенно различаются не только по текстурно-структурным особенностям, но и по возрастным характеристикам. Начало формирования строматолитов относится к концу позднего мела, онколиты возникли, скорее всего, в олигоцене.

Таким образом, в истории развития бактериальных сообществ, ответственных за формирование оксидных железомарганцевых руд, можно выделить два основных этапа. Ранний кампан-маастрихтский, в процессе которого в экстремальных условиях возникла особая форма

биопленок (специфические бактерии), активно взаимодействующих с окружающей средой, избирательно извлекающих из морской воды железо и марганец и обитающих на больших глубинах. Эти биопленки, унаследовав полученные функции, развиваются в дальнейшем, формируя строматолитовые постройки.

Второй этап совпал по времени с олигоценовым биотическим кризисом, когда из биопленок железомарганцевых строматолитов образовались биопленки онколитового типа.

**Выводы.** 1. Полученные данные подтверждают морфологическое подобие фосилизированных

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В., Еремин Н.И., Мельников М.Е., Сергеева Н.Е. Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана // Докл. РАН. 2013. Т. 456. № 6. С. 1–3.

Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Микро-строение железомарганцевых строматолитов и онколитов океанского дна // Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. № 2. С. 27–32.

Авдонин В.В., Кругляков В.В., Лыгина Т.И. и др. Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.

Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: Изд-во ПИН РАН, 2002. 188 с.

Герасименко Л.М., Заварзин Г.А. Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы эволюции ведущих компонентов биосфера. М.: Наука. 1993. С. 27–32.

Герасименко Л.М., Орлеанский В.К., Зайцева Л.В. Накопление и осаждение Mn<sup>2+</sup> клетками *Oscillatoria terebriformis* // Микробиология. 2013. Т. 82, № 5. С. 605–613.

Грузина В.Д. Коммуникативные сигналы бактерий // Антибиотики и химиотерапия. 2003. Т. 48, № 10. С. 32–39.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Под ред. А.Ю. Розанова, Г.Т. Ушатинской. М.: Изд-во ПИН РАН, 2011. 172 с.

Исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии / Под ред. Г.Н. Батурина. М.: Эслан, 2012. 472 с.

объектов современным бактериальным сообществам, обитающим в реальной обстановке.

2. Обнаружены признаки активного взаимодействия биопленок с окружающей средой, что рассматривается как механизм приспособления организмов к изменяющейся обстановке.

3. Получены свидетельства развития биохимических реакций, определивших поглощение и усвоение железа и марганца.

4. Проведенные наблюдения позволили установить эволюционную изменчивость бактериальных сообществ, выявить основные этапы их жизнедеятельности.

Мальцев С.В., Мансурова Г.Ш. Что такое биопленка? // Природная медицина. 2013. № 1 (13). С. 86–89.

Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (на основе биостратиграфических исследований) // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.

Новиков В.М., Бортников Н.С., Боева Н.М. и др. Биогенные наноминералы оксидов железа в корах выветривания базальтов континентальных окраин Восточной Азии на примере Дальнего Востока России и Вьетнама. Статья 1. Гётит // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2016. № 1. С. 61–65.

Пиневич А.А. Микробиология. Биология прокариотов. Т. 1. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 352 с.

Сергеев В.Н. Цианобактериальные сообщества на ранних этапах эволюции биосфера // Проблемы доантропогенной эволюции биосфера. М.: Наука, 1993. С. 254–265.

Сумина Е.Л., Сумин Д.Л. Морфогенез в сообществе нитчатых цианобактерий // Онтогенез. 2013. Т. 44, № 3. С. 203–220.

Hu Wenxuan, Zhou Huayang, Gu Lianxing et al. New evidence of microbe origin for ferromanganese nodules from the East Pacific deep sea floor // Sci. in China. Ser. D. 2000. Vol. 43, N 2. P. 187–193.

Qi Pan Jianming & Zhang Haisheng. New evidence of microbe origin for ferromanganese nodules from the East Pacific deep sea floor // Sci. in China. Ser. D. 2000. Vol. 43, N 2. April. P. 187–193.

Поступила в редакцию 10.08.2019

Поступила с доработки 09.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 551.24.031

Н.А. Божко<sup>1</sup>

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ И ПРЕДОПРЕДЕЛЕННОСТЬ В ХОДЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1  
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

На основании анализа результатов современных отечественных, зарубежных и авторских исследований рассматриваются проблемы тектонической унаследованности в ходе суперконтинентальной цикличности. Приводятся примеры в виде неоднократных проявлений циклов Вильсона в пределах конкретных зон, палеомагнитные данные о сходстве реконструкций разновозрастных суперконтинентов. Показаны глубинные, предопределяющие причины такой унаследованности, заключающиеся в существовании ослабленных зон литосферной мантии, контролирующие процессы формирования и распада суперконтинентов.

**Ключевые слова:** тектоническая унаследованность, предопределенность, суперконтинентальная цикличность, цикл Вильсона, палеомагнитные реконструкции, сборка и распад суперконтинентов, литосферная мантия, гранулитовые пояса.

On the basis of the analysis of the results of modern domestic, foreign and author's research, the problems of tectonic inheritance in the course of supercontinental cyclicity are considered, examples of it in the form of repeated manifestations of Wilson cycles within a specific zones, paleomagnetic data on the similarity of reconstructions of supercontinents of different ages are given. The deep, predetermining causes of this inheritance, consisting in the existence of weakened zones of the lithospheric mantle, controlling the processes of formation and decay of supercontinents, are shown.

**Key words:** tectonic inheritance, predetermination, supercontinental cyclicity, Wilson cycle, paleomagnetic reconstructions, agglomeration and break-up supercontinents, lithospheric mantle, granulite belts.

**Введение.** Современное состояние геотектоники характеризуется признанием того, что Пангея — самый молодой суперконтинент, соединявший в себе все континентальные блоки, история Земли определяется сборкой и разборкой нескольких суперконтинентов. Число их дискутируется, но в настоящее время можно говорить о нескольких «общепринятых» суперконтинентах, которые формировались в последние 3 млрд лет. Это суперконтинент Кенорлендия (Кенорленд), образовавшийся в конце архея, выделенный ранее как Пангея-0 [Хайн, Божко, 1988], суперконтиненты Колумбия (Пангея-1) (~1,8 млрд лет), Родиния (~1 млрд лет), Паннотия (~0,6 млрд лет) и Пангея (~0,32 млрд лет).

Вместе с тем, согласно разработанной автором суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет (рис. 1), кроме названных предполагается существование еще двух протерозойских суперконтинентов — Ятулия (~2,3 млрд лет) и Готия (~1,5 млрд лет) [Божко, 2009]. Несмотря на разногласия о числе суперконтинентов в истории Земли, есть основания считать свершившимся фактом обособление в настоящее время суперконтинентальной тектоники в виде самостоятельного

научного направления. Суперконтинентальная тектоника как самостоятельная дисциплина имеет и свои особые проблемы. Так, принципиально ответить на такой вопрос: испытывают ли фрагменты континентальной коры, образовавшиеся после распада суперконтинента произвольные, хаотические перемещения по поверхности Земли до того, как соединиться в новый суперконтинент, или эти события происходят закономерно на фоне относительно устойчивого структурного плана Земли.

На мой взгляд, результаты последних многочисленных исследований свидетельствуют о том, что эти процессы происходят со значительным влиянием тектонической унаследованности и предопределенности.

**Тектоническая унаследованность.** К числу наиболее весомых аргументов в пользу ее существования относятся следующие.

*Неоднократное проявление циклов Вильсона (открытый и закрытый океанов) вдоль одного и того же структурного направления.* Циклы Вильсона, отражающие эволюцию конкретных океанов представляют собой составные части Суперконтинентального цикла [Божко, 2009], в котором сборка и распад суперконтинента осуществляются

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

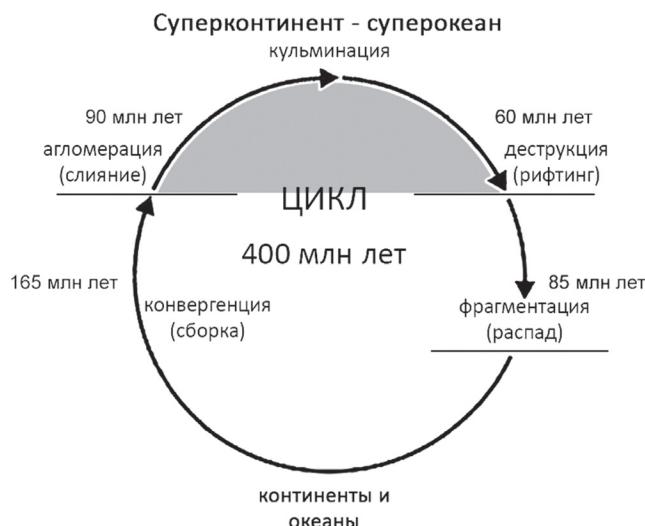


Рис. 1. Суперконтинентальный цикл 400 млн лет

в возрастных интервалах соответствующих стадий и фаз неодноактно и включают последовательную эволюцию отдельных океанов. Повторное проявление таких циклов вдоль одних и тех же глобальных зон свидетельствует об унаследованном характере процесса.

Яркий пример такой унаследованности — тектоническая эволюция восточной континентальной окраины Северной Америки (рис. 2), где в одной и той же полосе субмеридионального направления прошли два полных цикла Вильсона и продолжается развитие третьего. Эволюция мезопротерозойского океана Уранус завершилась формированием Гренвильского гранулитового пояса около 1000 млн лет назад (л. н.), связанного с формированием суперконтинента Родиния. Замыкание палеозойского океана Япетус, заложенного на гренвильском фундаменте, привело к образованию Аппалачского орогена, параллельного Гренвильскому поясу, и суперконтинента

Пангея. Раскрытие Атлантического океана в мезозое, соответствующее началу третьего суперконтинентального цикла, произошло по этому же плану. В таком ключе эволюцию этого региона рассматривали ряд исследователей [Wilson, 1966; Williams et al., 1999; Thomas, 2006; Божко, 2007; Parry, 2013; Meert, 2014].

Явление неоднократных открытий и закрытий океанических бассейнов вдоль зоны, совпадающей с современной континентальной окраиной, было названо Г. Вильямсом [Williams, 1999] «аккордеонным эффектом», а геологами Ньюфаунленда — «аккордеонной тектоникой». Смысл термина «аккордеонная тектоника» заключается в постоянстве пространственного расположения зон растяжения и сжатия рифтогенных структур, включая вторичные океаны. Близка по своему содержанию предложенная учеными Китая концепция тектоники открытия и закрытия («open-and-close tectonics») [Jiang, 1996].

Процесс повторных раскрытий океанов в одной зоне не приводит к полному восстановлению конфигурации предыдущего пояса, что находит отражение в поперечной зональности рассматриваемых зон, где каждый пояс расположен на периферии предыдущего и обнаруживает тенденцию к смещению после каждого цикла в определенном направлении.

Подобный стиль тектонического развития отмечается и в других местах. Его иллюстрация — существование океанов Прототетис, Палеотетис и Неотетис в истории Средиземноморского поликлинического межконтинентального подвижного пояса. Здесь можно выделить по крайней мере два повторных океанических раскрытия, разделенных периодом существования Пангеи, — в позднем протерозое—палеозое и в мезозое—кайнозое [Kerrrie et al., 2003; Божко, 2009]. Раскрытиям современной Южной Атлантики и Индийского



Рис. 2. Главные тектонические элементы Атлантической окраины Канады, по [Williams et al., 1999] с упрощениями

океана предшествовало существование в рифеевенде океанов Адамастор и Мозамбикского соответственно, завершившихся формированием позднедокембрийских подвижных поясов, связанных с образованием суперконтинента Паннотия [Божко, 2007].

*Эволюция гранулито-гнейсовых поясов.* Другое свидетельство проявления унаследованности в ходе суперконтинентальной цикличности — полиметаморфическая эволюция гранулито-гнейсовых поясов. Гранулито-гнейсовые (гранулитовые) пояса — протяженные и широкие зоны, распространенные на всех континентах, сложенные породами гранулитовой и высокой степени амфиболитовой фации и несущие в себе важную геодинамическую информацию [Божко, 2007, 2018].

По тектонической природе — это глубоко эродированные коллизионные пояса [Harley, Carswel, 2005]. Для их образования наиболее обоснована коллизионная модель континент-континент гималайского типа. Она предполагает тектоническое скучивание и переутолщение коры вплоть до сдавивания ее мощности (60–80 км), что сопровождается гранулитовым метаморфизмом части погруженных пород. Из этого следует, что если в одном и том же поясе установлено несколько этапов гранулитового метаморфизма, разделенных длительными интервалами в сотни миллионов лет, то можно предполагать, что эволюция этого пояса носит унаследованный характер, отмечена неоднократными коллизионными событиями и, соответственно, предшествующими океаническими раскрытиями. Именно такая картина вы-

рисовывается в результате анализа эволюции гранулито-гнейсовых поясов, важной отличительной особенностью которых является полицикличность структурно-метаморфических преобразований (таблица).

Гранулитовые пояса в значительной степени контролировали сборку и распад суперконтинентов. Об этом свидетельствует приуроченность большей части из них к окраинам современных молодых океанов (Мозамбикский пояс Восточной Африки и его продолжение — центральная часть Земли Королевы Мод в Восточной Антарктиде, Приатлантический пояс Южной Америки, Восточно-Гатский пояс Индии, Гренвильский пояс Северной Америки). Распад Пангеи, таким образом, проходил вдоль указанных гранулитовых поясов.

Мезопротерозойский Гренвильский гранулитовый пояс контролировал раскрытие палеозойского океана Япетус и Северной Атлантики, неопротерозойский океан Адамастор в Южной Америке возник вдоль палеопротерозойского гранулитового пояса Рибейра, палеопротерозойский гранулитовый пояс контролировал сборку и распад древнего мегаконтинента Атлантика. Следовательно, история развития полиметаморфических гранулито-гнейсовых поясов свидетельствует о тектонической унаследованности на уровне межконтинентальных коллизий и о контролирующей роли этих структур в суперконтинентальной цикличности.

*Данные палеомагнетизма.* Уже из сказанного можно предположить, что расположение континентов в суперконтинентальных реконструкци-

#### Полицикличность континентально-коллизионных гранулито-гнейсовых поясов по [Божко, 2018] с сокращениями

Название пояса	Эпохи межконтинентальных коллизий и сопутствующего гранулитового метаморфизма, млн лет				
	мезоархей	неоархей	палеопротерозой	мезопротерозой	неопротерозой
Гренвильский		2640	1650	1080–980 1520–1460	
Беломорско-Лапландский		~2700			
Приазовский	3450	2900–2800	2300–2200		
Побужский	3400–365	2800	2060–2000 2380–2500		
Шарыжалгайский		2600	1880–1850		
Джугджуро-Становой	2830–2850	2600–2650	1935		
Трансеверо-Китайский		~2500	~ 1800		
Восточно-Гатский	3000			1200–950	500–600
Итабуна–Сальвадор–Курака		2675	2086		
Рибейра (Атлантический)			2000–1900		610–490
Южно-Камерунский	2900		2050		600
УбендиЙский			1830–1820	1180–1090	600–570
Лимпопо	3200–3100	~2650–2520	~2000		
Мозамбикский		2654–2598		~1000	640–550
Земли Королевы Мод				1090–1030	565–530
Масгрейв				1230–1150 1540	

ях разного возраста должно характеризоваться определенным сходством. Единственный метод получения палеореконструкций — палеомагнитный. В последние десятилетия точка зрения об определенной упорядоченности при сборке суперконтинентов среди палеомагнитологов наиболее последовательно и неизменно отстаивается, пожалуй, только Дж. Пайпером. Свои взгляды о том, что суперконтиненты не хаотические агломераты континентальной коры, он изложил в ряде статей, например в [Piper, 2000], выделив при этом протерозойский суперконтинент Палеопангея. В то же время в работах многих палеомагнитологов, допускающих свободные перемещения континентальных фрагментов при образовании суперконтинентов, описаны значительно отличающиеся реконструкции.

В этом отношении знаковым событием, на мой взгляд, стало появление работы известного палеомагнитолога Дж. Мирта [Meert, 2014], отметившего весьма значительное сходство между реконструкциями Колумбии, Родинии и Пангеи (рис. 3). При этом указанный автор выделяет три группы континентальных фрагментов, участвовавших в этих суперконтинентах, употребляя образные термины. Фрагменты, сохраняющие почти идеально подобие геометрических форм, на всех

реконструкциях названы термином «странные центры притяжения» («strange attractors»). Такую группу образуют Балтика, Лаврентия и Сибирь, а также элементы Восточной Гондваны: Индия, Австралия, Антарктида, Мадагаскар. Блоки Западной Гондваны на реконструкциях Колумбии, Родинии и Пангеи занимают более свободные позиции. Относительно небольшие континентальные массы (Южный Китай, Северный Китай, Калахари, Тарим находятся на этих реконструкциях в разных местах и только для них допускаются произвольные перемещения. Приведенные данные в указанной статье свидетельствуют в пользу унаследованного характера суперконтинентальной цикличности.

**Предопределенность (детерминированность) тектонической унаследованности.** Встает естественный вопрос: существуют ли факторы, предопределяющие указанную тектоническую унаследованность или это явление не детерминировано? Тектоническая унаследованность существует только в коре или она является отражением глубинной структуры литосферы?

Вопросы предопределенности поднимались мной еще в 1970-х гг. [Божко, 1975] применительно к локализации континентального рифтогенеза. Было отмечено, что континентальные

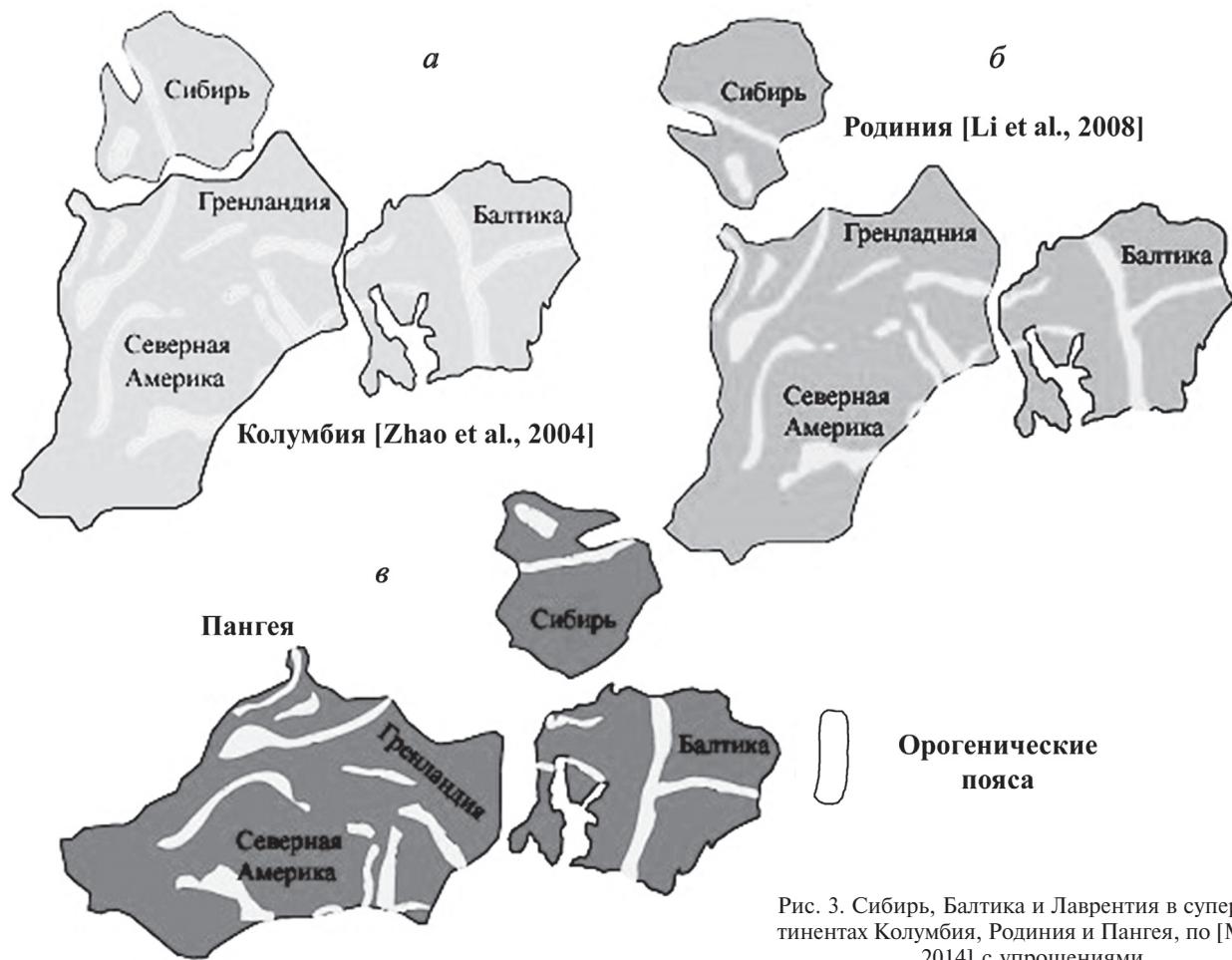


Рис. 3. Сибирь, Балтика и Лаврентия в суперконтинентах Колумбия, Родиния и Пангея, по [Meert, 2014] с упрощениями

рифты закладываются на субстрате докембрийских мобильных поясов или параллельно им, рифты строго избегают стабильных элементов земной коры, таких, как архейские кратоны. Тектонический контроль приуроченности континентального рифтогенеза и пассивных окраин к древним структурным элементам подтвержден в ряде современных исследований [Piper, 2000; Katumwehe et al., 2015; Misra, Mukherjee, 2015; Smets et al., 2016]. Предопределяющая роль гранулито-гнейсовых поясов в сборке и распаде суперконтинентов была отмечена выше.

Последние детальные работы выявили глубинный контроль этих явлений унаследованности не только коровыми структурами, но ослабленными зонами в литосферной мантии.

Происхождение этих зон связано с ориентировкой кристаллов и агрегатов оливина, составляющего до 70% в составе мантии, что вызывает крупномасштабную механическую и сейсмическую анизотропию. Определенная ориентировка в кристаллической решетке оливина приводит к образованию ослабленных зон размягчения вещества мантии, благоприятных для возникновения зон рифтогенеза и последующего распада суперконтинентов [Tommasi, Vauchez, 2001].

Детальные исследования [Thomas, 2006] подтвердили эту тектоническую унаследованность и выявили роль трансформных разломов в ее проявлении. Трансформные разломы обнаруживают устойчивую унаследованность во всех указанных циклах Вильсона, выступая как главные контролирующие структуры на континентальных окраинах при сборке и распаде суперконтинентов. При этом выявлено, что литосфера вдоль трансформных разломов обладает особыми свойствами и ослаблена. В ее строении присутствуют ориентировки сейсмической анизотропии, параллельные трансформным разломам и соответствующие зонам сдвиговых деформаций. Следовательно, динамика трансформных разломов предопределяется литосферной мантией, а учитывая их роль в тектонической унаследованности, можно сказать, что в итоге и последняя предопределяется глубинными процессами.

К близким результатам привело глобальное высокоточное картирование по специальной методике эффективной мощности упругой литосферы на континентах, выполненное П. Одэ и Р. Бергманном [Audet, Bürgmann, 2011]. Ими дана оценка анизотропии в эффективной мощности упругой литосферы и установлено, что жесткость литосферы распределяется по разным направлениям. Показано, что механически ослабленные зоны

совпадают с крупными градиентами мощности упругой литосферы и тектоническими границами и что во время суперконтинентального цикла напряжение концентрируется в ранее существовавших ослабленных зонах.

В этом контексте рассматривается роль среднелитосферной границы, глубина которой влияет на эволюцию континентов после их образования [Karato et al., 2015].

Глубинные корни суперконтинентальной унаследованности отражены в результатах высокопрецизионных исследований [Whalen et al., 2015] крупнейшей магматической Центрально-Атлантической провинции, возраст которой совпадает с распадом Пангеи. Установлено, что особенности магматизма в ней определяются различиями тектонической эволюции отдельных сегментов, что в свою очередь связано с числом субдукций, которое испытывали эти сегменты в процессе их формирования. Это объясняется тем, что согласно геохимическим данным источником магматизма в ней служит материал верхней мантии, модифицированный процессами метасоматизма во время субдукции. При формировании Пангеи Северные Аппалачи испытывали больше субдукций в процессе таконской и акадской орогеней, чем южные, где проявилась лишь аллеганская орогения, что отразилось в различных субдукционных метках мантийного источника и составе вулканитов. В то же время указанное различие определило характер и время распада Пангеи. Процесс деструкции континентальной коры на юге начался раньше, чем на севере. Указанные авторы продолжают эту линию унаследованности ко времени формирования Родинии, вскрывая глубинную природу суперконтинентальной унаследованности. Возможно, определенную роль играют также еще малоисследованные космические и ротационные факторы [Панкуль, 1968: Хайн, Божко, 1988], однако эти вопросы требуют отдельного самостоятельного рассмотрения.

**Выводы.** 1. Приведенные данные далеко не исчерпывают ход сложнейшего суперконтинентального процесса, но свидетельствуют о том, что суперконтинентальная цикличность развивалась на фоне тектонической унаследованности, детерминированной коровыми, мантийными и, возможно, космическими факторами.

2. Изложенное выше исключает хаотическую перетасовку континентальных блоков в процессе формирования и распада суперконтинентов, свидетельствуя в пользу существования упорядоченности в структурном плане Земли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Божко Н.А.* Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 32–33.
- Божко Н.А.* Высокобарические гранулито-гнейсовые пояса, аккордеонная тектоника и упорядоченный структурный план Земли // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. СПб.: ИГГД РАН, 2007. С. 52–54.
- Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.
- Божко Н.А.* Гранулито-гнейсовые пояса: геодинамический аспект // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 2018, № 2. С.13–23.
- Панкуль Л.И.* Фазы и циклы планетогенеза. Алматы: Наука КазССР, 1968, 144 с.
- Хайн В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хайн В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.
- Audet P., Bürgmann R.* Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles // Nature Geosci. 2011. Vol. 4. P. 184–187.
- Harley S.L., Carswell D.A.* Ultradeep crustal metamorphism: A prospective view // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 100. P. 8367–8380.
- Jiang C.* From the polycyclicity theory to open-and-close tectonics // J. Southeast Asian Earth Sci. Vol. 13, N 3, March 1996, P. 279–286.
- Karato S., Olugboji T., Park J.* Mechanisms and geo-logic significance of the mid-lithosphere discontinuity in the continents // Nature geosci. 2015. Vol. 8. P. 509–514.
- Katumwehe A.B., Abdelsalam M G., Atekwana E.A.* The role of pre-existing Precambrian structures in rift evolution: The Albertine and Rhino grabens, Uganda // Tectonophysics. 2015. Vol. 646. P. 117–129.
- Keppie J.D., Nance R.D., Murphy J.B., Dostal J.* Tethyan, Mediterranean and Pacific analogues for the Neoproterozoic–Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia // Tectonophysics. 2003. Vol. 365, iss. 1–4. P. 195–219.
- Meert J.G.* Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // Geosci. Frontiers. 2014. N 5. P. 155–166.
- Misra A.A., Mukherjee S.* Tectonic Inheritance in Continental Rifts and Passive Margins. Springer Briefs in Earth Sciences: Springer, 2015. P. 88.
- Parry C.* Tectonic Inheritance and the Atlantic Ocean. AAPG Search and Discovery Article #90177©3P Arctic, Polar Petroleum Potential Conference & Exhibition, Stavanger, Norway, October 15–18, 2013.
- Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangaea? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 176. P. 131–146.
- Smets B., Delvaux D., Ann Ross K.* et al. The role of inherited crustal structures and magmatism in the development of rift segments: Insights from the Kivu basin, western branch of the East African Rift // Tectonophysics. 2016. Vol. 683. P. 62–76.
- Thomas W.A.* Tectonic inheritance at a continental margin // GSA Today. 2006. Vol. 16, N 2. P. 4–11.
- Tommasi A., Vauchez A.* Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 185, iss. 1–2. P. 199–210.
- Whalen L., Gazel E., C. Vidito J.* et al. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the break up of Pangea // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. Vol. 16. doi:10.1002/2015GC005885
- Wilson J.T.* Did the Atlantic closed and then re-opened again? // Nature 1966. Vol. 211. P. 676–681.
- Williams H., Dehler S.A., Grant A.C., Oakey G.N.* Tectonics of Atlantic Canada // Geosci. Canada. 1999. Vol. 26. N 2. P. 51–70.

Поступила в редакцию 03.10.2019

Поступила с доработки 10.10.2019

Принята к публикации 16.10.2019

УДК 551.248.2(571.511)

Г.В. Брянцева<sup>1</sup>, Л.И. Демина<sup>2</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>3</sup>, Н.И. Косевич<sup>4</sup>

## НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Анализ современного рельефа структурно-геоморфологическим методом позволил выявить особенности новейшей структуры Западного Таймыра и показать значение сдвиговых горизонтальных перемещений структурных форм, а также выраженность в рельефе на некоторых участках ранее образованных надвигов. Начиная с олигоцена неотектоническое развитие Арктики определялось раскрытием Евразийского бассейна. Это привело к активизации северо-восточных разрывов в рассматриваемом регионе, имеющих те же простирации, что и трансформные разломы зоны спрединга хр. Гаккеля, это подтверждает активное развитие региона на современном этапе.

**Ключевые слова:** неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, разрывы, сдвиги, надвиги, Западный Таймыр.

Structural-geomorphological analysis of the modern relief allowed us to reveal Western Taimyr newest structure features and to show the significance of the structural forms shear horizontal displacements, as well as the manifestation of relief in some areas of previously formed thrusts. Since the Oligocene, neotectonic development of the Arctic was determined by Eurasian basin opening. This causes the activation of the North-Eastern faults in the region, which have the same stretch as the transform faults of Gakkel ridge spreading zone, which confirms the active development of this region at the present stage.

**Key words:** neotectonics, structural-geomorphological analysis, faults, shear displacements, thrusts, Western Taimyr.

**Введение.** Таймырский полуостров — часть Западно-Арктической континентальной пассивной окраины Евразийского бассейна. Новейший этап развития окраины начался в олигоцене [Мусатов, 1996]. В это время наблюдалось общее поднятие Таймыра, включая территорию Енисей-Хатангского прогиба и формирование денудационного плато [Проскурин и др., 2016], фрагменты которого в настоящее время расположены на разной высоте, а в пределах Енисей-Хатангской прогиба перекрыты молодыми отложениями. Несмотря на то что складчатые сооружения Таймыра были сформированы к концу триаса, движения по надвигам наблюдаются и в настоящее время [Верниковский, 1996].

В составе Таймырского горного сооружения выделяются три тектонические зоны — Северо-, Центрально- и Южно-Таймырские, различающиеся геологическим строением, составом слагающих осадочных, метаморфических и магматических комплексов, историей геологического развития. Их границами служат следующие крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский [Верниковский, 1996].

В новейший этап горообразования земная поверхность в рассматриваемом регионе испытала существенные изменения, что нашло отражение в сложном и разнообразном орогенном рельефе.

**Материалы и методы исследований.** Изучение новейших структур, выраженных в рельефе, проводилось с помощью структурно-геоморфологического метода, который был разработан Н.П. Костенко [1999]. Его особенность — объемный трехмерный анализ орографических форм в плане и в двух вертикальных сечениях — продольном и поперечном, а также их взаимная увязка. Структурно-геоморфологический анализ рельефа проводился по топокартам с использованием геологических материалов. Исследуемый район полезно сначала рассмотреть в более мелком масштабе для определения его позиции по отношению к сопредельным территориям. Поэтому первоначально была построена структурно-геоморфологическая схема Таймыра по карте масштаба 1:2 500 000, что позволило выделить границы основных новейших структур [Брянцева и др., 2018, 2019].

На исследуемую территорию составлены структурно-геоморфологические схемы, основное

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: bryan.bryan@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: lidem06@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: maru\_promyslova@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геог. н.; e-mail: nkosevich@gmail.com

содержание которых — суммарное воздымание за конэрэзионный этап развития новейших структурных форм, а также разрывы, их ограничивающие. Исходным материалом служила топографическая карта масштаба 1:1 000 000, а также карты масштаба 1:200 000 на ключевой участок (долина р. Ленивая). При выделении основных систем хребтов и впадин и разграничающих их разрывов использованы геоморфологические данные, такие, как спрямленные участки берегов озер и морей, цепочки одинаковых форм рельефа, резкие перегибы долин рек, хребтов и др. Анализ комплексных геолого-геоморфологических профилей позволяет определить динамическую характеристику разрывов. Для этого рассматриваются деформация зоны водораздельной денудации, перекос приразломовых долин, разновысотность блоков, резкое изменение крутизны склонов долины в однородных толщах и др. Выделенные линейные зоны могут представлять собой как молодые (или обновленные) разрывные нарушения, так и зоны повышенной трещиноватости.

Для сравнения выявленных с помощью структурно-геоморфологического метода новейших структур и опубликованных материалов предшественников был создан ГИС-проект, который позволил проанализировать их в единой картографической системе и получить результирующие карты.

**Результаты исследования и их обсуждение. Новейшие структуры Западного Таймыра.** Неотектонический анализ Таймырского п-ова позволяет выделить (здесь и далее новейшим структурам даны условные названия): Северо-Сибирскую равнину (I), Быррангское горное сооружение (II), Северо-Таймырское горное сооружение (III), Прибрежную равнину (IV). Они отличаются рядом параметров, главным образом суммарными конэрэзионными высотами, геологическим строением и историей развития (рис. 1).

**Северо-Сибирская равнина** (рис. 1, I) расположена в пределах Енисей-Хатангского прогиба. Кристаллический фундамент, залегающий на значительной глубине, перекрыт породами юрско-мелового комплекса мощностью 6–6,5 км [Прокскурин и др., 2016] и четвертичными отложениями. Ее северная граница имеет неровные очертания. Средние высоты не превышают 100–150 м. Поверхность осложнена многочисленными пологовувалистыми грядами неправильной формы, представляющими собой конечно-моренные холмы, образовавшиеся в муруктинское время [там же]. Они чередуются с заболоченными котловинами и широкими долинами рек. Высота гряд 180–200 м, иногда даже больше 200 м (рис. 2, A). Хорошо проявлены линеаменты двух направлений — северо-западные, а также северо-восточные, которые могут свидетельствовать о разрывных нарушениях в фундаменте. В настоящее время Енисей-Хатанг-

ская впадина испытывает устойчивое опускание, однако в ее пределах наблюдается рост локальных поднятий.

**Быррангское горное сооружение** (рис. 1, II) сложено в основном осадочными комплексами палеозойского возраста и триасовыми вулканогенными образованиями. В его пределах выделяются Тарейские ( $\Pi_1$ ), Енисей-Пясинские ( $\Pi_3$ ) хребты-поднятия и Пясинская впадина ( $\Pi_2$ ).

**Тарейские хребты-поднятия** ( $\Pi_1$ ) имеют общее северо-восточное простиранье и хорошо выражены в рельефе (рис. 2, A). В центральной части этой структуры вскрыты карбонатные породы ордовикско-каменноугольного возраста. Суммарные поднятия за конэрэзионный этап развития в пределах структуры редко превышают 500 м. К западу высота хребтов понижается и составляет 200–300 м. Наблюдается несколько параллельных и кулисообразно расположенных гряд, которые разделены межгорными понижениями. Границы поднятий предопределены в основном продольными системами надвигов, на значительном протяжении выраженные в рельефе. Они разбиты секущими региональными разрывами северо-западного и север-северо-западного простирания, по-видимому, со сдвиговой составляющей. Эти разрывы часто разрабатываются реками и определяют прерывистость хребтов, разделение горного сооружения на блоки разного ранга с разными высотой и раздробленностью, а в некоторых местах и смещение систем поднятий в плане. Большая часть секущих разрывных нарушений новообразованные. Тарейские хребты-поднятия можно подразделить на Бегичевские хребты ( $\Pi_{11}$ ), Тарейскую горную впадину ( $\Pi_{12}$ ), Такса-Тарейские хребты ( $\Pi_{13}$ ).

**Енисей-Пясинские хребты-поднятия** ( $\Pi_3$ ) расположены между Енисейским заливом и долиной р. Пясины и ограничены разломами север-северо-западного и субмеридионального простирания. С юга они граничат с Северо-Сибирской равниной. Суммарные конэрэзионные поднятия в этом горном сооружении достигают 400 м. Хребты имеют практически субширотное простиранье, параллельное береговой линии Пясинского залива. Они сложены преимущественно вулканитами триасового возраста.

**Пясинская впадина** ( $\Pi_4$ ) находится на юге от Пясинского залива. Она представляет собой секущую грабенобразную структуру практически субмеридионального простирания, осложняющую горное сооружение. Высота ее днища постепенно повышается от берега моря в глубь территории. Впадина имеет сложное строение и ограничена системой северо-западных и север-северо-западных разрывов. Разрыв, ограничивающий впадину с запада и разрабатываемый р. Пясины, по-видимому, имеет продолжение и в пределы Северо-Сибирской равнины. Можно также предположить про-

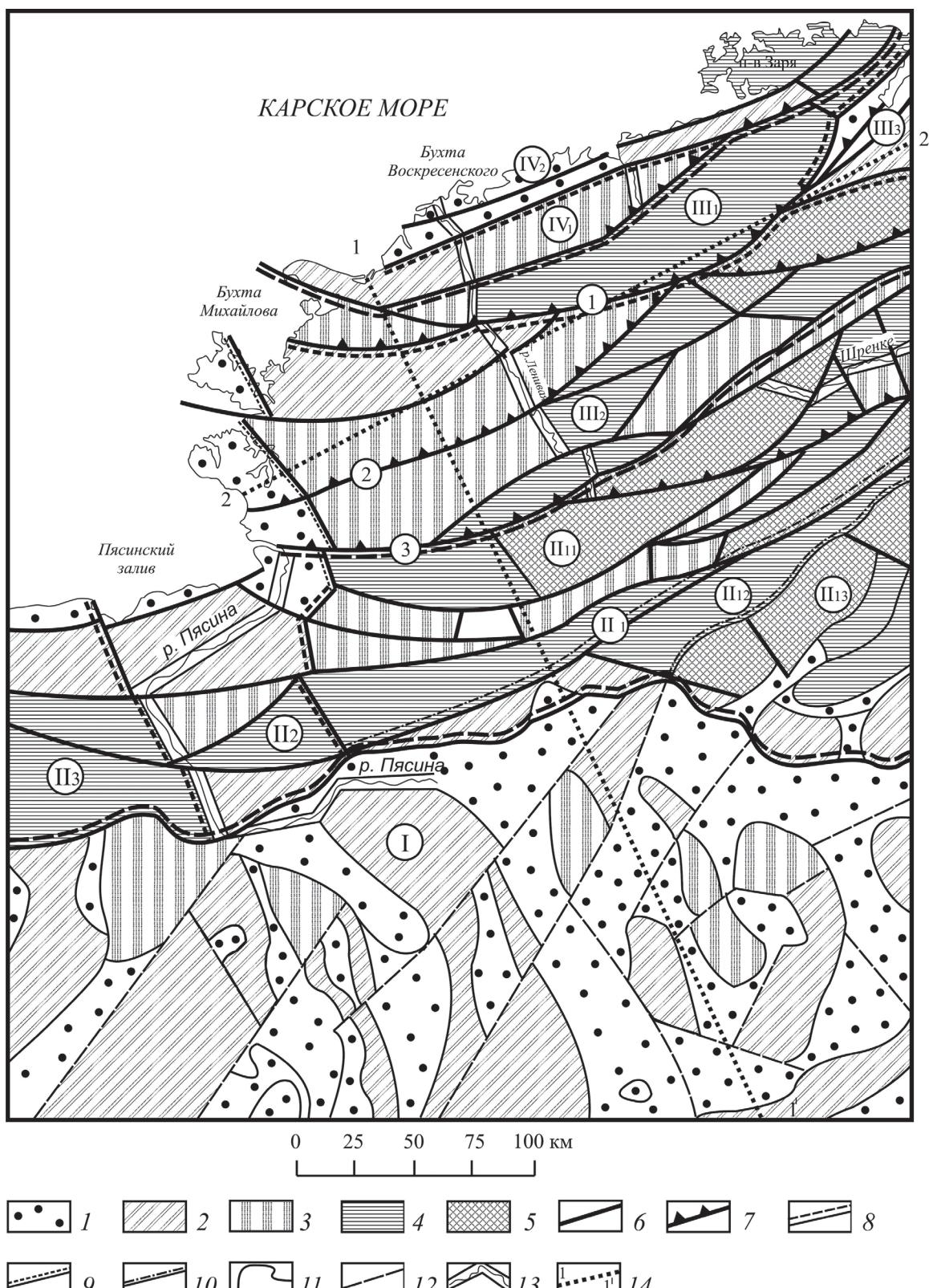


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема западной части Таймырского п-ова (листы S-45, 46): 1—5 — суммарные поднятия за конэрозионный этап развития, м (1 <100, 2 100–200, 3 200–300, 4 300–400, 5 >400); 6 — разрывы; 7 — унаследованно развивающиеся надвиги, выраженные в рельефе; 8 — границы структур 1-го ранга; 9 — границы структур 2-го ранга; 10 — границы структур более мелких рангов; 11 — границы отдельных поднятий; 12 — линеаменты; 13 — речная долина в поясе меандров; 14 — линии профилей. Цифрами обозначены: I — Северо-Сибирская равнина (Енисей-Хатангская впадина); II — Бирянганская горное сооружение: II<sub>1</sub> — Тарейские хребты-поднятия (II<sub>11</sub> — Бегичевские хребты, II<sub>12</sub> — Тарейская горная впадина II<sub>13</sub> — Такса-Тарейские хребты), II<sub>2</sub> — Пясинская впадина, II<sub>3</sub> — Енисей-Пясинские хребты-поднятия; III — Северо-Таймырское горное сооружение: III<sub>1</sub> — Северо-Ленивенские хребты, III<sub>2</sub> — Южно-Ленивенские хребты, III<sub>3</sub> — впадина Коломийцева; IV — Прибрежная равнина: IV<sub>1</sub> — Тревожинская равнина, IV<sub>2</sub> — Воскресенская равнина. Арабские цифры в кружках — надвиги: 1 — Главный Таймырский, 2 — Диабазовый, 3 — Пясино-Фадеевский

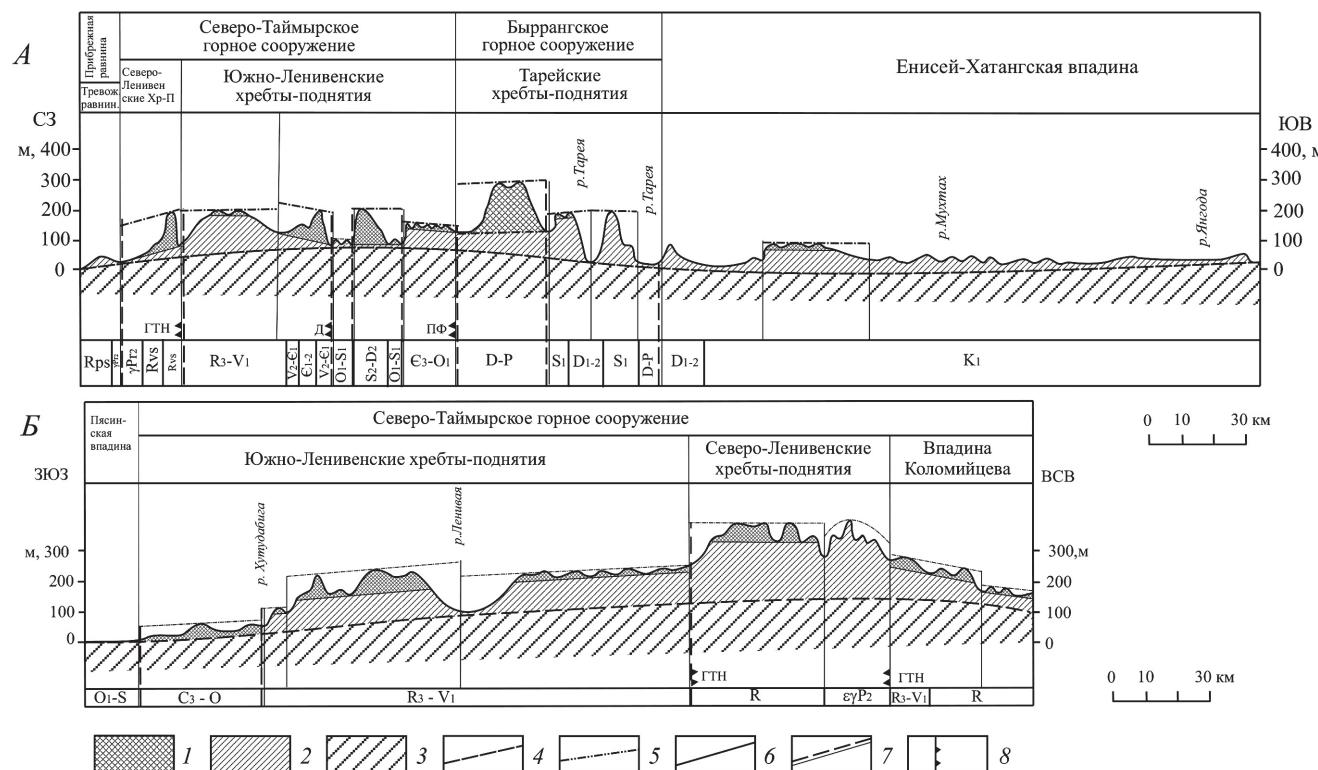


Рис. 2. Геоморфологические поперечные профили (по топографической карте масштаба 1:1 000 000): *А* — по линии 1—1<sup>1</sup>, *Б* — по линии 2—2<sup>1</sup>; 1 — зона плоскостной денудации; 2 — горный массив, расчлененный крупными реками; 3 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 4 — линия главных базисов эрозии; 5 — обобщенная поверхность поднятий горного сооружения; 6 — границы блоков, установленные по геоморфологическим данным; 7 — границы блоков, установленные по геоморфологическим и геологическим данным; 8 — надвиги. Сокращения: на профилях: ГТН — Главный Таймырский надвиг, ПФ — Пясино-Фадеевский надвиг, Д — Диабазовый надвиг. Возраст комплексов пород разного генезиса дан по геологической карте дочетвертичных образований, лист S-44-46 (новая серия) масштаба 1:1 000 000, под редакцией Ю.Е. Погребицкого [Нагайцева, Лопатин, 2000]

должение разрывов, ограничивающих впадину, на север в сторону Карского моря.

**Северо-Таймырское горное сооружение** (рис. 1, III) сложено преимущественно метаморфическими породами протерозоя. Гранитные интрузивные массивы хорошо выражены в рельефе (рис. 3), образуя небольшие отдельные вершины высотой 100–300 м, возвышающиеся над денудационной равниной. Северо-Таймырское горное сооружение можно подразделить на Северо-Ленивенские (III<sub>1</sub>), Южно-Ленивенские (III<sub>2</sub>) хребты и впадину Коломийцева (III<sub>3</sub>).

Северо-Ленивенские хребты (III<sub>1</sub>) протягиваются от бухты Михайлова на северо-восток. Их южная граница на отдельных участках совпадает с Главным Таймырским надвигом. На востоке ширина хребтов значительно сужается. Суммарные конэррозионные поднятия варьируют от 200–300 м на западе до 300–400 м на востоке.

Южно-Ленивенские хребты (III<sub>2</sub>) также протягаются с юго-запада на северо-восток, как и все горные сооружения Таймыра. Их суммарные конэррозионные поднятия меняются от 200 до 400 м и более на востоке. На западе Южно-Ленивенские хребты граничат с Пясинской впадиной.

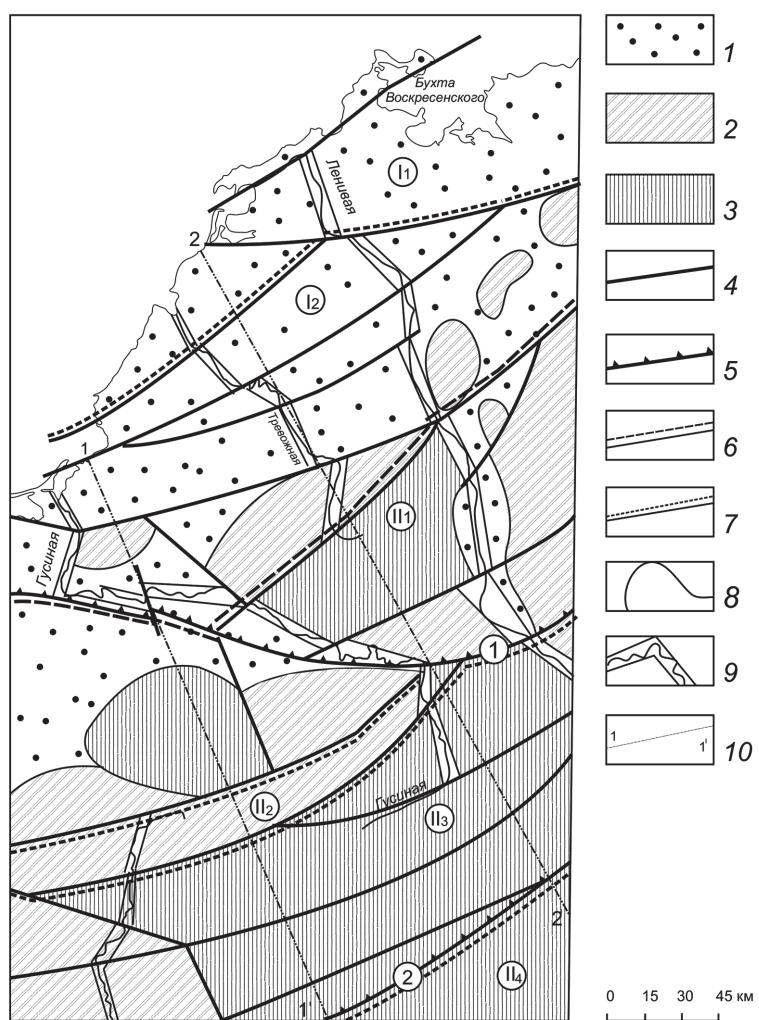
Впадина Коломийцева (III<sub>3</sub>) расположена между Северо- и Южно-Ленивенскими хребтами на

востоке рассматриваемой территории. Она приурочена преимущественно к долине р. Коломийцева, впадающей в Таймырский залив. Ее высота не достигает 100 м, а ширина увеличивается на северо-восток.

**Прибрежная равнина** (рис. 1, IV) находится в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны. В современной структуре можно выделить Тревожинскую (IV<sub>1</sub>) и Воскресенскую (IV<sub>2</sub>) равнины. В пределах этой структуры вскрыта зонально метаморфизованная терригенная флишоидная толща с вытянутыми в северо-восточном направлении гранито-гнейсовыми куполами, образующими в рельефе возвышенности. Прибрежная террасированная абразионно-аккумулятивная равнина имеет среднюю высоту до 300 м. Большую площадь занимают уровни 20 и 40 м, которые могут представлять собой низкие морские террасы поздне-плейстоцен-голоценового возраста [Проскурин и др., 2016]. Поверхности с высотой до 100–150 м распространены в глубь территории на расстояние до 10–15 км. Они также могут представлять собой террасовые уровни [Качурина и др., 2013].

На ключевой участок долины р. Ленивая была составлена детальная структурно-геоморфологическая схема, что позволило выявить разрывы более низких рангов и значительную общую раз-

Рис. 3. Структурно-геоморфологическая схема долины р. Ленивая (по топографической карте масштаба 1:200 000): 1–3 — суммарные поднятия за конэрозионный этап развития, м (1 < 100, 2 — 100–200, 3 > 200); 4 — разрывы; 5 — унаследовано развивающиеся надвиги, выраженные в рельефе; 6 — границы структур 1-го порядка; 7 — границы структур более мелких порядков; 8 — границы отдельных поднятий; 9 — долины рек в пояссе меандров; 10 — линии профилей. Цифры на карте: I — Прибрежная равнина (I<sub>1</sub> — Воскресенская равнина, I<sub>2</sub> — Тревожинская равнина); II — Северо-Таймырское поднятие (II<sub>1</sub> — Северо-Ленивенские хребты, II<sub>2</sub> — впадина Светлая, II<sub>3</sub> — Южно-Ленивенские хребты, II<sub>4</sub> — Скалистые хребты). Арабские цифры — надвиги: 1 — Главный Таймырский, 2 — Диабазовый



дробленность территории (рис. 3). В новейшей структуре на этой территории можно выделить Прибрежную равнину (I) и Северо-Таймырское горное сооружение (II).

**Прибрежная равнина** (I) подразделяется на Воскресенскую (I<sub>1</sub>) и Тревожинскую (I<sub>2</sub>) равнины с высотой до 100 м, которые простираются вдоль берега Карского моря и представлены, скорее всего, несколькими террасовыми уровнями (рис. 4, A, B). Отдельные поднятия с высотой немногого более 100 м представляют собой гранито-гнейсовые купола, сложенные более плотными породами. Долины рек Ленивая, Тревожная, Гусиная, заложившиеся по секущим северо-западным разрывам, неоднократно смещены в зонах пересечения разрывными нарушениями северо-восточного и восток-северо-восточного простириания (рис. 3, 5). Последние, скорее всего, наследуют древние разрывы, активизированные в новейшее время.

**Северо-Таймырское горное сооружение** (II) представлено Северо-Ленивенскими (II<sub>1</sub>), Южно-Ленивенскими (II<sub>3</sub>), Скалистыми (II<sub>4</sub>) хребтами и Светлой впадиной (II<sub>2</sub>). Северо-Ленивенские хребты (II<sub>1</sub>) сложены метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами и гнейсами рифей-вендинского возраста. Коллизионные палеозойские гранитоиды

создают в рельефе возвышенности (рис. 4, A, B). На отдельных участках реки образуют узкие, прямолинейные антецедентные долины или долинообразные понижения, приуроченные к зонам трещиноватости и разработанные реками. Они отделены от Южно-Ленивенских хребтов относительно узкой и протяженной Светлой впадиной (II<sub>2</sub>) с высотой, не превышающей 200 м. Южно-Ленивенские хребты (II<sub>3</sub>) граничат на юге со Скалистыми хребтами и отделены от них Диабазовым надвигом, хорошо выраженным в рельефе. Скалистые хребты (II<sub>4</sub>), сложенные породами рифея и венда, имеют суммарные конэрозионные поднятия более 200 м.

Таким образом, горное сооружение Таймыра имеет сложное строение и в новейшей структуре образует поднятие, вытянутое с запада-юго-запада на восток-северо-восток, которое постепенно повышается к юго-востоку. Формирование горного сооружения происходило в основном в среднем-позднем триасе с образованием синорогенного прогиба в районе современного Енисей-Хатангского бассейна [Афанасенков и др., 2016]. Впоследствии Таймырский ороген неоднократно испытывал тектоническую активизацию. Последняя началась с рубежа среднего и позднего

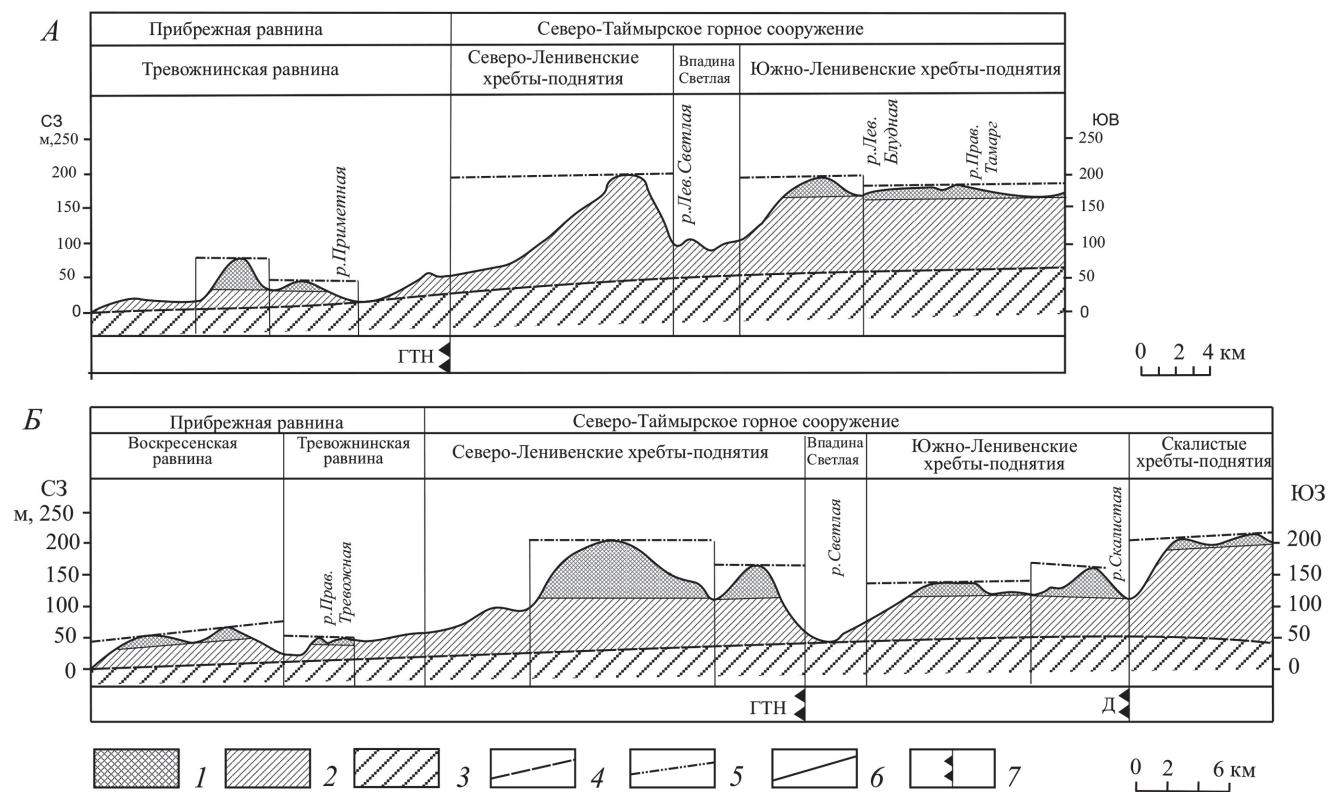


Рис. 4. Геоморфологические поперечные профили (по топографической карте масштаба 1:200 000): *А* — по линии 1—1<sup>1</sup>, *Б* — по линии 2—2<sup>1</sup>. 1 — зона плоскостной денудации; 2 — горный массив, расчлененный крупными реками; 3 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 4 — линия главных базисов эрозии; 5 — обобщенная поверхность поднятий горного сооружения; 6 — границы блоков, установленные по геоморфологическим данным; 7 — надвиги. Сокращения, принятые на профилях: ГТН — Главный Таймырский надвиг, Д — Диабазовый надвиг

плейстоцена [Федоров и др., 2001]. Отметим, что на формирование рельефа в значительной степени повлияли оледенения и связанное с этим изменение уровня океана.

После отступания муруктинского ледника и до настоящего времени происходит общее воздымание всей территории Таймырского п-ова [Прокурик и др., 2016]. Скорость вертикальных движений на Центральном Таймыре оценивается

в 1,4—1,7 см/год [Федоров и др., 2001]. Наиболее приподнятая часть расположена на границе с Енисей-Хатангской впадиной, испытывающей опускание. Очертания береговой зоны часто определяются разрывами, частично переработаны эрозионными процессами и имеют крутые обрывистые берега высотой до 10—20 м.

На Западном Таймыре наблюдаются неотектонические поднятия сводово-блокового типа. Формирование орогенной структуры Таймыра, по данным А.Е. Голдырева и О.С. Юрченко [2002], происходило в условиях субмеридионального сжатия, которое на современном этапе является региональным полем напряжений для Таймырского орогена.

Отметим, что структурный план Северо-Сибирской равнины, соответствующей в тектоническом плане Енисей-Хатангскому прогибу, не совпадает с таковым для Таймырской складчатой области. Это может свидетельствовать о разном тектоническом режиме развития этих структур в новейшее время.

Начиная с олигоцена неотектоническое развитие Арктики определялось последовательным проникновением срединно-океанических хребтов из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны [Мусатов, 1996]. В изученном районе это привело к активизации

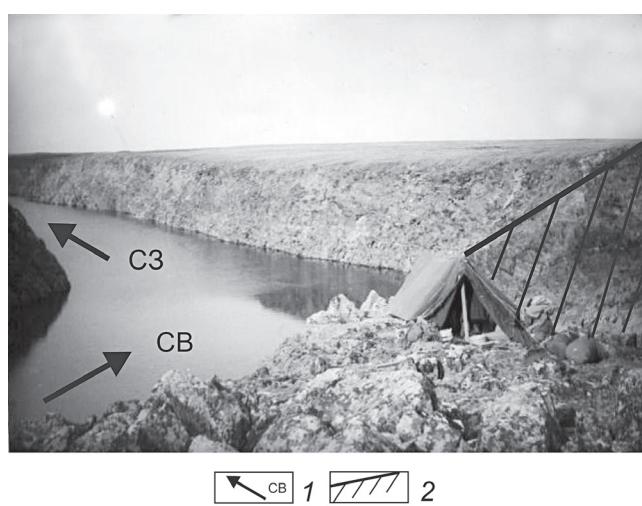


Рис. 5. Изменение простирания долины р. Ленинградской в зоне разрыва: 1 — направление течения реки, 2 — зона разрыва северо-восточного простирания

северо-восточных разрывов, имеющих те же простирания, что и трансформные разломы зоны спрединга хр. Гаккеля, находящейся в непосредственной близости к Таймырскому п-ову.

**Выводы.** 1. Границы древних тектонических структур не всегда совпадают с современными структурным планом и границами новейших поднятий. Об активизации древних разрывных нарушений свидетельствует выраженность древних надвиговых структур в рельефе.

2. Надвиги, имеющие преимущественно северо-восточное простирание, играют большую рельефообразующую роль, чем северо-западные разрывы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В.* и др. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.

*Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* и др. Новейшие структуры Западного Таймыра // Тез. науч. конф. «Ломоносовские чтения-2018», секция геология, электронный ресурс, URL: <http://conf.msu.ru/rus/event/4912/>

*Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И.* Новейшие структуры западной части Таймырского полуострова // Мат-лы II тектон. совещ. «Проблемы тектоники континентов и океанов», 29 января–2 февраля 2019. М.: ГЕОС, 2019. С. 95–98.

*Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

*Голдырев А.Е., Юрченко О.С.* Новейшая разломная и блоковая тектоника Хутудинской площади Мининского района (Северо-Западный Таймыр) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 54–57.

*Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М.* и др. Государственная геологическая карта Российской

3. Новейшие орогенные структуры Западного Таймыра имеют сводово-блоковый характер строения и развиваются унаследованно с последней эпохи активизации, вызванной раскрытием спредингового хр. Гаккеля Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

4. Структурный план Северо-Сибирской равнины, соответствующей в тектоническом плане Енисей-Хатангскому прогибу, не совпадает с таким для Таймырской складчатой области. Это может свидетельствовать о разном тектоническом режиме развития этих структур в новейшее время.

Федерации (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская, масштаб 1:1 000 000, лист Т-45–48 м. Челюскин. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.

*Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.

*Мусатов Е.Е.* Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.

*Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия), карта дочетвертичных отложений / Ред. Ю.Е. Погребицкий. Масштаб 1:1 000 000, листы S-44–46. СПб.: ВСЕГЕИ, МПР, ВНИИОкеангеология, 2000.

*Проскурин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская, лист S-46. Тарея. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 534 с.

*Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большиянов Д.Ю.* Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Изв. РГО. 2001. Т. 133, вып. 1. С. 76–81.

Поступила в редакцию 24.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 551.763.3[550.384.5:550.384](1-924.71)

А.Ю. Гужиков<sup>1</sup>, Г.Н. Александрова<sup>2</sup>, Е.Ю. Барабошкин<sup>3</sup>

## НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО МЕЛА АЛАН-КЫР (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, 410012, Саратов, ул. Астраханская, 83

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Saratov State University, 410012, Saratov, Astrakhanskaya Street, 83

Geological Institute RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Приведены результаты седиментологических, палинологических, палеомагнитных и петромагнитных исследований разреза верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым). Уточнена номенклатура пород и обоснован их глубоководный генезис. По палинологическим данным отложения отнесены к нижнему и частично к верхнему кампану (при двучленном делении яруса), в низах и верхах разреза палиноморфы не обнаружены. В нижней части разреза выделена магнитозона обратной полярности — вероятный аналог магнитного хрома C33r, подошву которого, следуя рекомендации Е. Вольфгринга с соавторами [Wolfgring et al., 2018], целесообразно использовать в качестве первичного признака для определения нижней границы кампанского яруса в разрезе. Полученные данные обнаружили существенные расхождения с полученными ранее микрофаунистическими датировками разреза [Брагина и др., 2016].

**Ключевые слова:** верхний мел, сантон, кампан, палинология, диноцисты, магнитостратиграфия, геомагнитная полярность, Крым.

In this article there are the results of sedimentological, palynological and paleomagnetic studies of upper Cretaceous in Alan-Kyr section (Central Crimea). The nomenclature of rocks was specified, and their deep-water genesis was justified. According to palynologic data, the age of sediments is estimated as late Campanian, in the lower part of the section palynomorphs were not found. In the lower part of the section there was established a reverse polarity magnetozone — probable analogue of C33r magnetic chron, which base should be desirable to use as a primary attribute to determine the lower border of Campanian stage in the section according to Wolfgring's recommendation [Wolfgring et al., 2018]. The received data found a significant divergence microfaunistic dating of the section, conducted before [Bragina et al., 2016].

**Key words:** Upper cretaceousCretaceous, Santonian, Campanian, Palynology, Dinocysts, Magnetostratigraphy, Geomagnetic polarity, Crimea.

**Введение.** В разрезе верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым) мощностью ~70 м, представленном известняками и мергелями, по микрофаунистическим данным (бентосные и планктонные фораминиферы, радиолярии) ранее был обоснован коньякский, сантонский и кампанский возраст пород [Беньяновский, Копаевич, 2016; Брагина и др., 2016] (рис. 1). При этом В.Н. Беньяновский и Л.Ф. Копаевич [2016] отметили несовпадение возраста сантонских и кампанских биостратонов, выделяемых, с одной стороны, по бентосным фораминиферам, а с другой — по планктонным фораминиферам и радиоляриям. В основании разреза бентосные фораминиферы не обнаружены, и

породы были отнесены к коньякскому ярусу по результатам анализа только радиолярий и планктонных фораминифер [Брагина и др., 2016].

Нами проведено комплексное доизучение этого разреза, включавшее седиментологическое описание и отбор проб (по системе «образец в образец») с 43-х уровней для палеомагнитного, палинологического и микрофаунистического анализа (рис. 1, *Б*). В статье представлены седиментологические, палинологические, палеомагнитные и петромагнитные данные доизучения. Результаты микрофаунистических исследований, продолжающихся в настоящее время, будут представлены в отдельной публикации.

<sup>1</sup> Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра общей геологии и полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: guzhikov@info.sgu

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, лаборатория палеофлористики, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: dinoflag@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: barabosh@geol.msu.ru

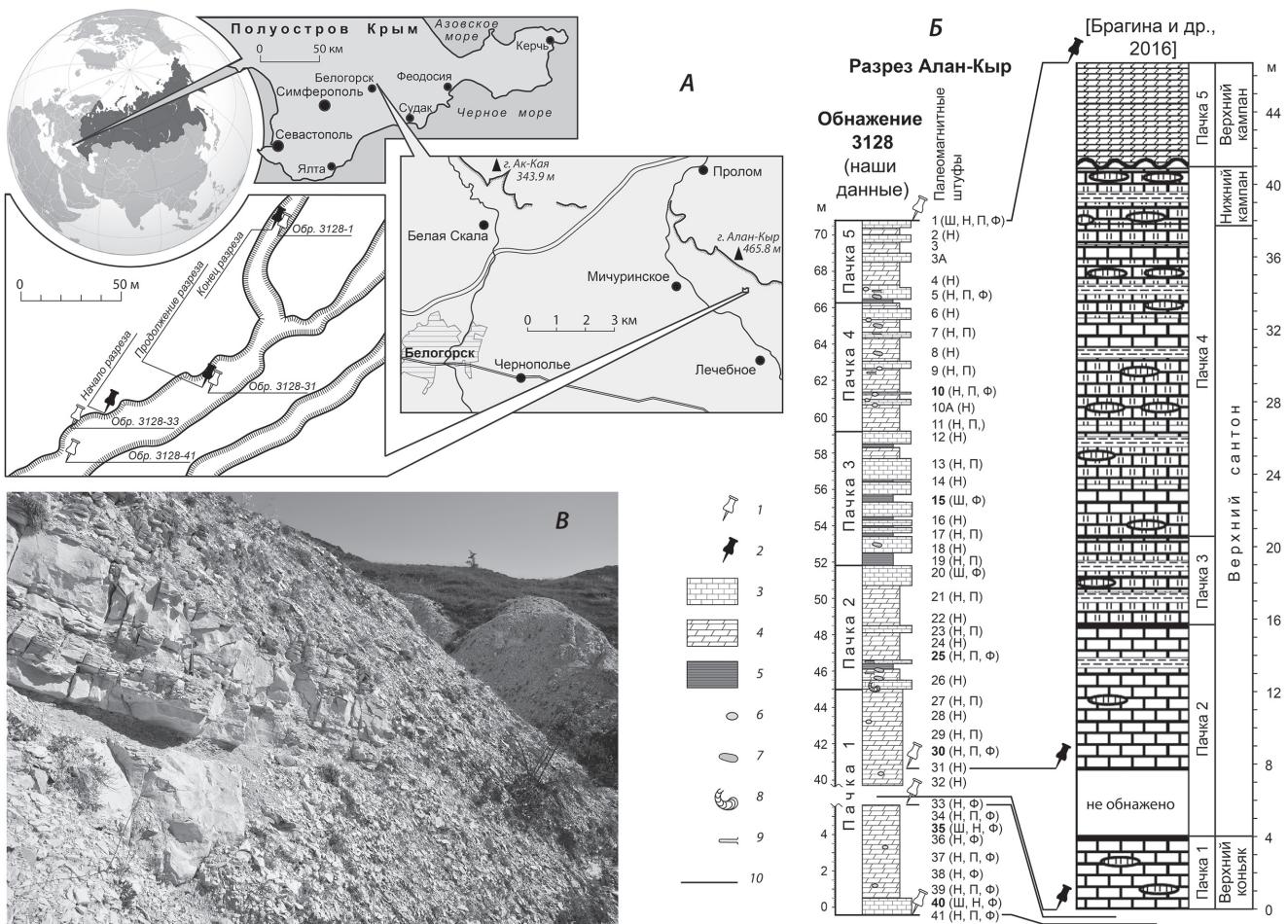


Рис. 1. Местонахождение разреза Алан-Кыр (A), его литологическая характеристика в сопоставлении с предыдущим описанием разреза [Брагина и др., 2016] (Б) и вид на нижнюю часть пачки 2 (Б): 1, 2 — пункты, в которых нами и Л.Г. Брагиной с соавторами [2016] соответственно зафиксированы GPS-координаты; 3—5 — литологический состав: 3 — пакстоуны, 4 — мад-вакстоуны, 5 — известковые глины; 6, 7 — конкреции: 6 — кремней, 7 — пирита; 8, 9 — ихнофосилии: 8 — *Zoophycos*, 9 — *Planolites*; 10 — реперные уровни, определенные по GPS-координатам, по которым наши данные сопоставлены с описанием разреза в [Брагина и др., 2016]. Буквы («Ш», «Н», «П» и «Ф») рядом с номерами уровней, из которых взяты палеомагнитные штуфы, означают, что с этих же уровнями проанализированы шлифы (Ш), определен нанопланктон (Н), палиноморфы (П) и фораминиферы (Ф)

**Строение разреза.** Разрез вскрыт в одном из оврагов у подножия г. Алан-Кыр вблизи с. Лечебное Белогорского района Крыма (рис. 1, А). Слои залегают согласно и наклонены на северо-запад (азимуты падения варьируют от 40 до 60°), углы от 10 до 30° (рис. 1, Б). Наше понимание строения разреза отличается от такового в работе [Брагина и др., 2016], поэтому его увязка с описанием предшественников базируется только на данных о GPS-координатах в трех точках (рис. 1, А, Б). Разрез сложен ритмичным переслаиванием известняков, мергелей и известковых глин и содержит многочисленные конкреции кремней. Микроскопическое изучение шлифов с использованием модифицированной классификации Р. Данема [Flügel, 2010] позволило уточнить номенклатуру пород. Все породы полностью биотурбированы, биотурбационный индекс (Bi) равен 6. Снизу вверх обнажаются:

пачка 1, в основании которой присутствует пласт плотных спикулитово-радиоляриевых пакстоунов с единичными «глобигеринами» (рис. 2,

А, обр. 3128-40) видимой мощностью 0,7 м. Он надстраивается радиоляриево-фораминиферовыми мад-вакстоунами с «глобигеринами» и «гетерохелицидами» (рис. 2, Б, обр. 3128-35) с мелкими конкрециями светло-серых и черных кремней. Породы плохо обнажены, поэтому характер их ритмичности неясен. Видимая мощность 5,7 м.

Перерыв в обнаженности 35—40 м.

Выше пачка 1 надстраивается плохо обнаженными радиоляриево-фораминиферовыми мад-вакстоунами с «гетерохелицидами» и «глоботрунканами», которые содержат мелкие рассеянные конкреции серых кремней. Видимая мощность 5,3 м. Видимая мощность пачки 1 около 45—50 м;

пачка 2 — чередование плотных радиоляриево-фораминиферовых пакстоунов с небольшой примесью спикул (0,2—1,1 м) и глинистых радиоляриево-фораминиферовых вакстоунов (0,6—2,2 м) с рассеянными конкрециями пирита и кремней. К кровле мощность всех прослоев возрастает; в 5,5 м ниже кровли присутствует слой зеленоватых известковых глин мощностью 0,3 м. Встречены

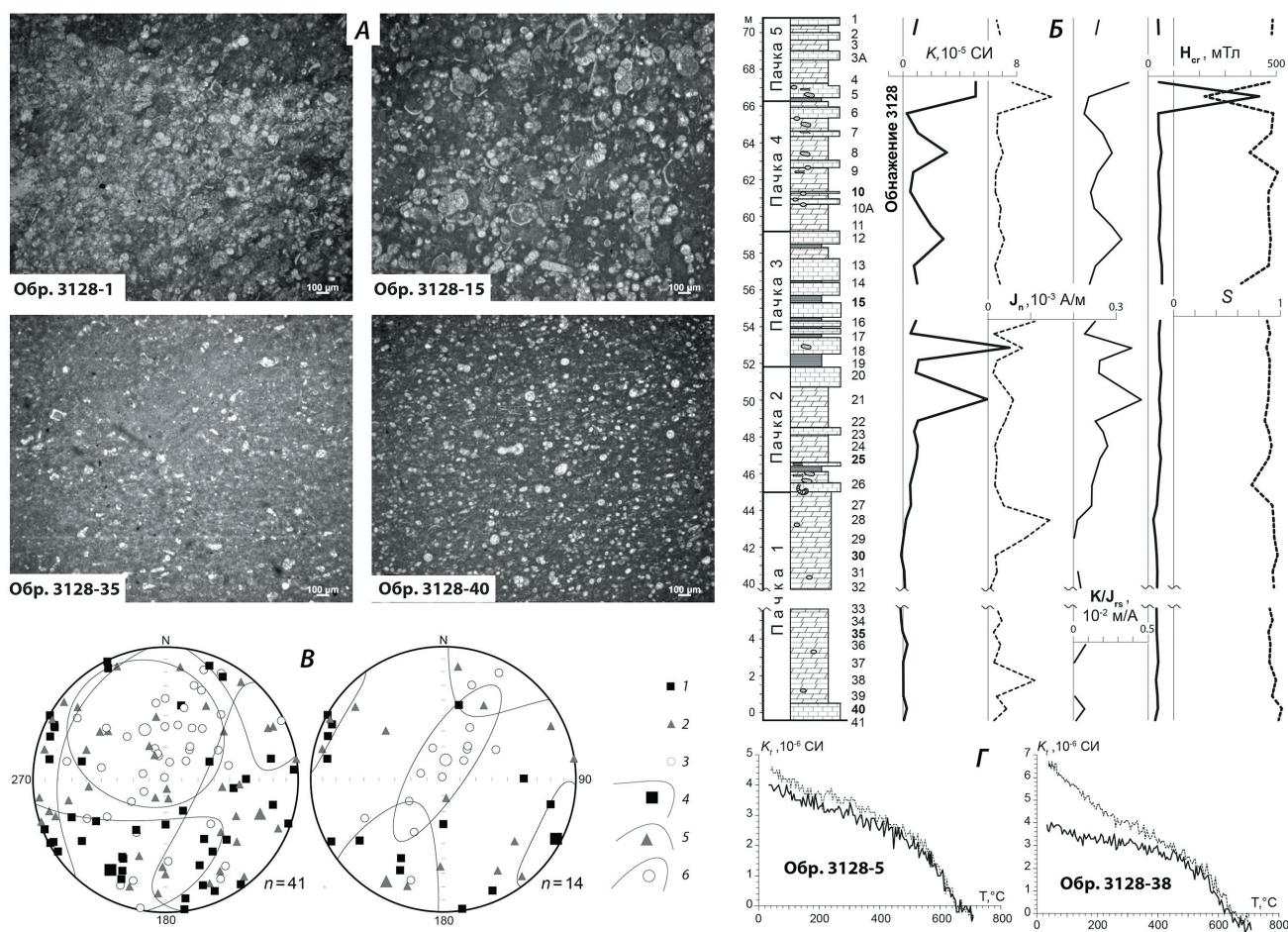


Рис. 2. Микрофациальные и магнито-минералогические характеристики разреза Алан-Кыр: *А* — микрофациальные типы пород: обр. 3128-1 — фораминиферово-радиоляриевый пакстоун с примесью спикул; обр. 3128/15 — радиоляриево-фораминиферовый пакстоун; обр. 3128/35 — радиоляриево-фораминиферовый мад-вакстоун; обр. 3128/40 — спикулитово-радиоляриевый пакстоун. Все фото сделаны в неполяризованном свете на микроскопе «Zeiss Axio Lab A1pol» камерой «Ахюсам ICС5»; *Б* — петромагнитные параметры; *В* — стереопроекции осей магнитных эллипсоидов (в палеогеографической системе координат) по разрезу в целом (слева) и по образцам, у которых  $K > 1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (справа): 1–3 — проекции длинных ( $K_1$ ), средних ( $K_2$ ) и коротких ( $K_3$ ) осей соответственно; 4–6 — проекции средних направлений и овалы доверия для  $K_1$ ,  $K_2$  и  $K_3$  соответственно;  $n$  — число образцов в выборке; *Г* — кривые термомагнитного анализа: сплошная линия — нагрев, пунктир — охлаждение. Обозначения литологических разностей см. на рис. 1

биотурбации *Planolites* isp. и *Zoophycos* isp. Мощность пачки 2,7 м;

пачка 3 — чередование плотных радиоляриево-фораминиферовых пакстоунов с многочисленными «глобигеринами» и «глоботрунканами», а также примесью спикул (рис. 2, *Б*, обр. 3128-15) (0,3–1,2 м) и зеленоватых известковых глин (0,1–0,7 м). В 0,9 м ниже кровли присутствует единичный прослой глинистых радиоляриево-фораминиферовых вакстоунов (0,6 м), а также единичные конкреции пирита. Мощность 8,5 м;

пачка 4 — чередование плотных фораминиферово-радиоляриевых пакстоунов с примесью спикул (рис. 2, *А*, обр. 3128-1) (0,1–0,6 м) и глинистых радиоляриево-фораминиферовых вакстоунов (0,3–1,4 м) с единичным прослойем зеленоватых известковых глин (0,2 м). В нижней половине пачки присутствуют рассеянные конкреции пирита и кремней; встречены биотурбации *Planolites* isp. Мощность около 7 м;

пачка 5 аналогична пачке 4. В подошве присутствует прослой глин (0,2 м); пиритовые и кремневые конкреции исчезают вверх по разрезу. Видимая мощность около 7 м.

**Условия осадконакопления.** Микроскопическое строение пород свидетельствует об их формировании в условиях пелагического бассейна. Согласно модели Э. Флюгеля [Flügel, 2010] породы отвечают стандартной микрофации 3: «пелагический мад-, вак-, пакстоун с планктонными микрофоссилиями». Подобные отложения характеризуют бассейновые фации или глубокий шельф. Хаотичное расположение спикул свидетельствует об отсутствии сильных донных течений или последующей биотурбации. Последняя, как отмечено выше, была весьма интенсивна, ихноФоссилии хорошей сохранности редки. Из определимых отмечены *Planolites* isp. и *Zoophycos* isp., обычные для ихноФации *Zoophycos*, также распространенной в глубокой части шельфа или дна бассейна.

**Магнитостратиграфия.** Палеомагнитные и петромагнитные исследования образцов включали изучение магнитной восприимчивости ( $K$ ) и ее анизотропии, измерение естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ), опыты магнитного насыщения, термомагнитный анализ, магнитную чистку переменным полем. Измерения  $K$  велись на каппабридже MFK1-FB. Для изучения зависимостей  $K$  от температуры использовался каппабридж MFK1-FA с приставкой CS3 (ИФЗ РАН, Москва). Чистки переменным полем проводились на установке LDA-3 AF с последующими замерами  $J_n$  на спин-магнитометре JR-6 (СГУ) и криогенном магнитометре (SQUID) «2G-Enterprises» (ИФЗ РАН, Москва).

Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность пород, слагающих разрез, составляет  $<6 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ и  $<0,15 \cdot 10^{-3}$  А/м соответственно. Однако даже на этом слабомагнитном фоне пачка 1 выделяется минимальными значениями  $K$ , вплоть до проявлений диамагнитного эффекта ( $-1 < K < 0,5 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ), что свидетельствует о крайне малой концентрации ферромагнетиков в отложениях. Пачка 1 отличается также наименьшей средней размерностью ферромагнитных зерен, индикатором которой служат минимальные величины параметра  $K/J_{rs}$  (где  $J_{rs}$  — остаточная намагниченность насыщения) (рис. 2, *B*). Форма ферромагнитных частиц близка к изометричной (магнитная анизотропия не превышает несколько процентов). Закономерности в ориентировке осей эллипсоидов магнитной восприимчивости по разрезу в целом не выявлены (рис. 2, *B*). Это не удивительно, учитывая, что значения магнитной восприимчивости у большинства образцов сопоставимы или меньше пороговой чувствительности измерительного прибора. Но картина на стереограмме кардинально меняется после исключения из рассмотрения образцов с  $K < 1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ и обнаруживает отчетливую расчлененность проекций коротких осей магнитных эллипсоидов ( $K3$ ) вдоль линии юго-запад — северо-восток (рис. 2, *B*). Подобные магнитные текстуры возникают в породах под действием напряжений, как правило, тектонической природы [Tarling, Hrouda, 1993]. Ориентировка длинной оси овала доверия для среднего значения  $K3$ , сохраняющаяся и в современной (географической), и в древней (палеогеографической) системах координат, совпадает как с северо-восточным падением пластов, так и с юго-западной экспозицией склона г. Алан-Кыр, на котором находится изученное обнажение. Возможно, в данном случае линейная упорядоченность проекций  $K3$  связана не только с тектоническим стрессом, обусловившим наклон слоев, но и с гравитационными процессами на склоне.

Опыты магнитного насыщения фиксируют преимущественно магнитомягкую фазу: остаточная

коэрцитивная сила ( $H_{cr}$ ) варьирует от 20 до 60 мТл, что характерно для тонкодисперсного магнетита. Единственное исключение в этом плане — уровень основания пачки 5 (обр. 3128-5), на котором  $H_{cr}=433$  мТл, а параметр  $S=|J_{r(-300\text{мТл})}/J_{rs}|$  убывает до 0,25 (рис. 2, *B*), что указывает на наличие гематита или сильно дегидратированных гидроксидов железа. Тем самым магнито-минералогические данные косвенно подтверждают наличие перерыва в осадконакоплении, установленного ранее на этом уровне по фораминиферам [Брагина и др., 2016], потому что для подобных зон характерно активное окисление магнетита. Термомагнитный анализ (анализ зависимостей магнитной восприимчивости от температуры) подтверждает предположение о видах носителей намагниченности: у обр. 3128-5 резкий спад  $K$  происходит вблизи температуры Кюри гематита ( $675^{\circ}\text{C}$ ), у остальных образцов (например, у обр. 3128-38) характерный перегиб кривых намечается около точки Кюри магнетита ( $578^{\circ}\text{C}$ ) (рис. 2, *Г*).

Из-за малых величин  $J_n$  чувствительности спин-магнитометра JR-6 в большинстве случаев оказывается недостаточно для ее надежных измерений, и выделение характеристических компонент намагниченности (ChRM) возможно только по результатам магнитных чисток на криогенном магнитометре «2G-Enterprises» (измерения проводились в ИФЗ РАН, Москва) (рис. 3, *A*). Палеомагнитные векторы, соответствующие нормальной (N) полярности (т.е. ChRM, группирующиеся преимущественно в северо-восточном секторе нижней полусфера, например обр. 3128-12 и 3128-21A на рис. 3, *A*) имеют значительный, но все же приемлемый для палеомагнитных определений разброс (палеомагнитная кучность  $\sim 10$ ) (рис. 3, *B*). Важным аргументом в пользу первичности выделенных компонент намагниченности служат результаты теста складки, который проводился в двух вариантах [McFadden, 1990]. Тестирование по первому варианту (Fold1) не дало корректных результатов, но при использовании второго (Fold2) была обнаружена доскладчатая компонента на уровне значимости  $p=0,05$ .

Палеомагнитные векторы с аномальными направлениями, рассеянными по верхней полусфере (палеомагнитная кучность  $<3$ ) (рис. 3, *B*), предположительно соответствуют обратной (R) полярности (например, обр. 3128-32 на рис. 3, *A*). На ряде стратиграфических уровней ChRM не выделяются, но проекции  $J_n$  в ходе магнитных чисток смещаются по дугам больших кругов (БК) с нижней полусферы на верхнюю (рис. 3, *A, B*). Такая закономерность характерна для обратнонамагниченных пород, частично перемагниченных полем противоположного направления. Можно предположить, что причина смещения палеомагнитных векторов по дугам большого круга (БК), а также аномальных направлений ChRM заключена в на-

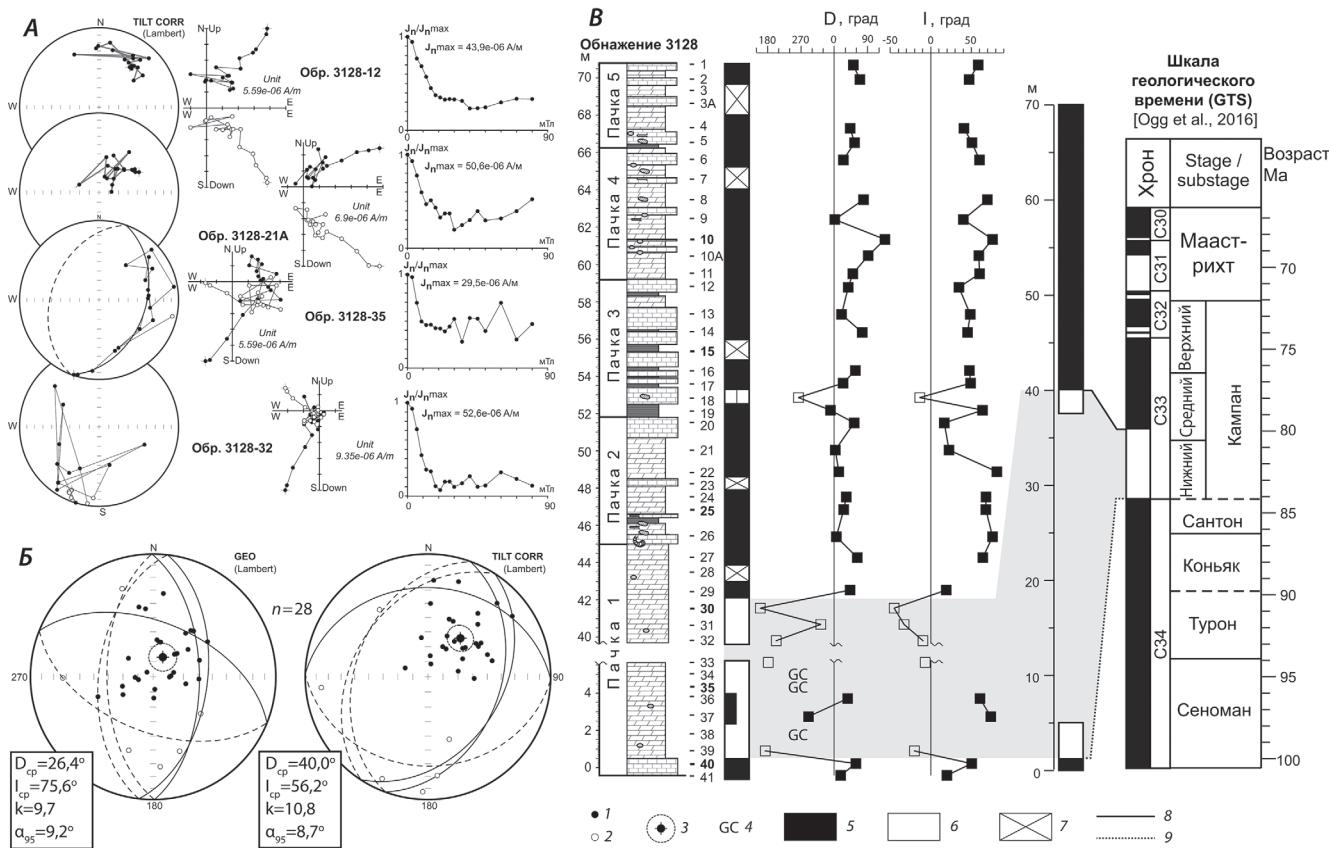


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика разреза Алан-Кыр: *А* — результаты компонентного анализа (в стратиграфической системе координат) слева направо: стереографические изображения изменения векторов  $J_n$  в процессе чисток переменным полем, диаграммы Зийдервельда, графики размагничивания образцов; *Б* — стереопроекции ChRM и больших кругов до (слева) и после тектонической корректировки;  $D_{cp}$ ,  $I_{cp}$  — среднее склонение и наклонение ChRM соответственно,  $k$  — палеомагнитная кучность,  $\alpha_{95}$  — радиус круга доверия вектора; *Б* — палеомагнитная колонка разреза Алан-Кыр и ее сопоставление со Шкалой геологического времени (GTS).

1, 2 — проекции  $J_n$  на нижнюю и верхнюю полусфера соответственно (для стереограмм), а также на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно (для диаграмм Зийдервельда); 3 — среднее направление ChRM, соответствующих нормальной полярности геомагнитного поля, и круг доверия ( $\alpha_{95}$ ); 4 — уровни, на которых смещение векторов  $J_n$  в процессе магнитных чисток происходит по дугам больших кругов; 5, 6 — геомагнитная полярность нормальная и обратная соответственно; 7 — отсутствие данных о полярности; 8, 9 — линии палеомагнитной корреляций надежные и предполагаемые соответственно. Остальные обозначения см. на рис. 1

личии древней R-компоненты, которую не удалось вычистить полностью. Базируясь на этой гипотезе, в палеомагнитной колонке разреза на фоне доминирующей нормальной полярности выделена зона обратного знака, приуроченная к интервалу проб с 3128-39 по 3128-30 (рис. 3, *Б*). Внутри R-зоны на двух уровнях (обр. 3128-37, 3128-36) отмечена нормальная полярность. Этого (так же, как и в случае с обратной (аномальной) полярностью на единичном уровне обр. 3128-18) недостаточно для выделения самостоятельного магнитостратиграфического подразделения, поскольку магнитозона должна быть обоснована образцами не менее чем с трех уровней [Храмов, Шолпо, 1967]. Поэтому знак полярности на уровнях обр. 3128-37, 3128-36 и 3128-18 обозначен в половину толщины палеомагнитной колонки (рис. 3, *Б*).

Сопоставление полученных данных со Шкалой геологического времени (GTS) [Ogg et al., 2016] допускает только один вариант идентификации гипотетической R-зоны с хроном C33г

(рис. 3, *Б*), потому что другие хроны обратной полярности в этом интервале шкалы не указаны. Мощность магнитозоны обратной полярности в разрезе (с учетом перерыва в обнаженности) может составлять ~40 м, что кажется правдоподобным, учитывая большую длительность C33г (~4 млн лет) (рис. 3, *Б*).

В Общей магнитостратиграфической шкале [Дополнения..., 2000] отражены сведения о наличии магнитозоны обратного знака в пределах коньякского яруса (так называемая Клюевская R-зона), которые подтверждаются в последнее время данными для разрезов в Нижнем Поволжье [Guzhikova et al., 2019]. Однако если предположить, что низы R-зоны в разрезе Алан-Кыр (обр. 3128-39–3128-33) представляют собой аналог Клюевской магнитозоны, то верхняя часть этой R-зоны (обр. 3128-32–3128-30) все равно может соответствовать только верхам C33г (рис. 3, *Б*), потому что возраст соответствующих отложений заведомо моложе коньякского [Брагина и др., 2016].

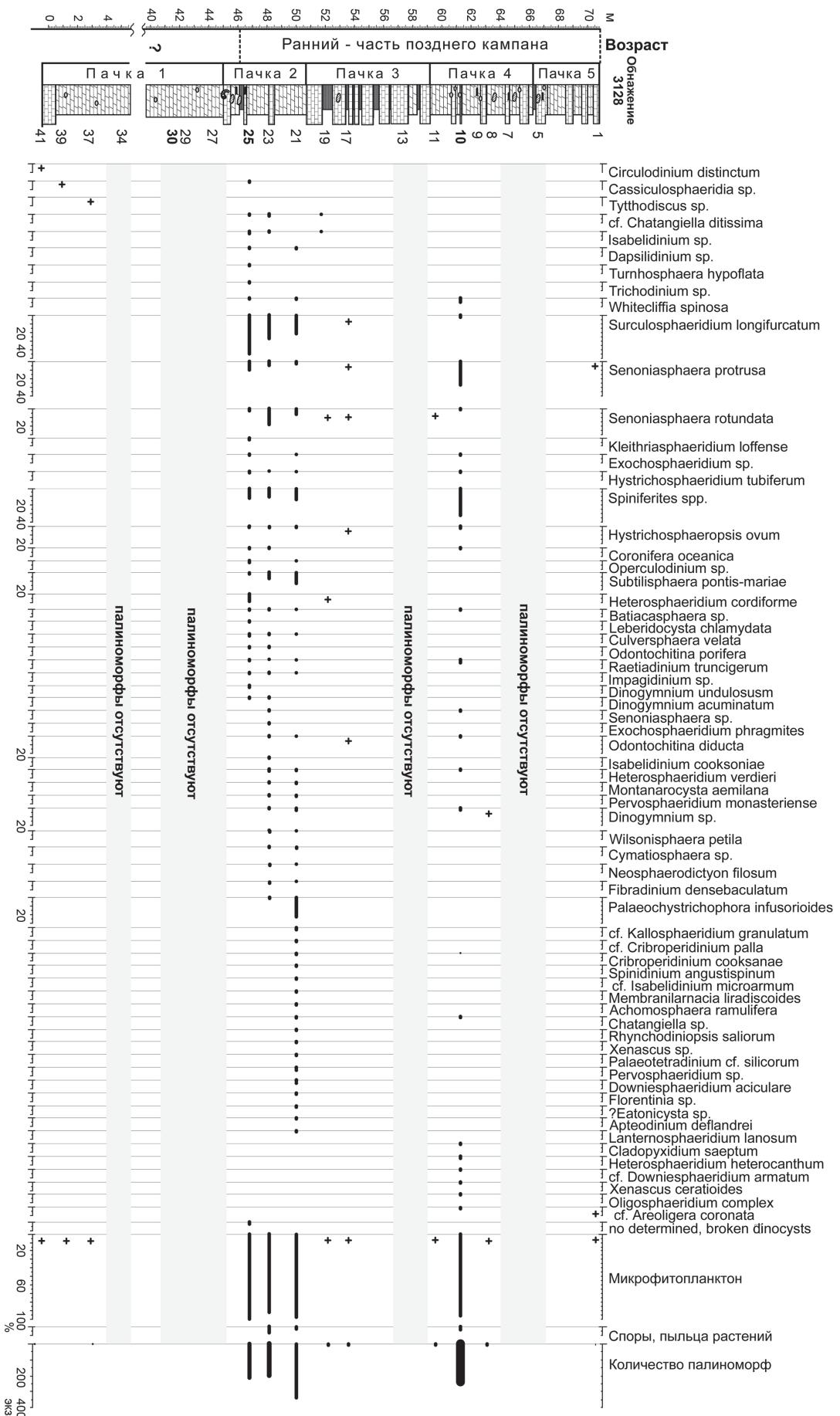


Рис. 4. Распространение палиноморф в разрезе Алан-Кыр. Численность палиноморф представлена в процентах от общего числа палиноморф, «плюс» — единичные экземпляры. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

**Палинология.** Было изучено 18 проб из пачек 1–5 разреза Алан-Кыр (рис. 4, фототаблица). Из них в 11 пробах содержались палиноморфы удовлетворительной и плохой сохранности. Представительные спектры выявлены в пачке 2 (пробы с 3128-25 по 3128-21) и нижней части пачки 4 (проба 3128-10), где палиноморфы представлены многочисленными диноцистами, при единичной встречаемости празинофитов, спор и пыльцы высших растений. Количественный анализ выполнен для 4 проб, содержание палиноморф в которых превышало 200 экз., в остальных случаях (7 проб) были встречены единичные экземпляры (рис. 4).

Пачка 1 охарактеризована единичными экземплярами диноцист широкого стратиграфического диапазона (*Circulodinium distinctum*, *Cassiculosphaeridia* sp.), а также празинофитов (*Tytthodiscus* sp.).

Ассоциация диноцист из пачки 2 — нижней части пачки 3 разнообразна, здесь определено более 50 таксонов. Ассоциация характеризуется преобладанием *Surculosphaeridium longifurcatum* (25–45%), частой встречаемостью *Senoniasphaera protrusa*, *Senoniasphaera rotundata*, *Spiniferites* spp., *Subtilisphaera pontis-mariae* при незначительном, преимущественно единичном участии других таксонов. В пробе 3128-21 зафиксировано также высокое содержание *Palaeochytrichophora infusorioides*.

В ассоциации диноцист из пачки 4 значительно сокращается разнообразие, здесь обнаружено только 16 таксонов из встреченных ранее. На этом уровне впервые встречаются *Cladopyxidium saeptum*, *Xenascus ceratoides*, *Heterosphaeridium heterocanthum*, cf. *Areoligera coronata*.

В пробе 3128-1 из пачки 5 встречены единичные палиноморфы (рис. 4, фототаблица).

Ассоциация диноцист из пачек 2–4 на основании совместной встречаемости of *S. protrusa*, *R. truncigerum*, *Whitecliffia spinosa*, *Surculosphaeridium? longifurcatum*, может быть сопоставлена с комплексом диноцист из тех частей формаций Ньюхевен Чолк [Prince et al., 1999] и Маргейт Чолк [Prince et al., 2008], которые отнесены к макрофаунистическим зонам *Uintacrinus socialis* (терминальная часть) — *Marsupites testudinarius* — *Offaster pilula* позднего сантоне — раннего кампана.

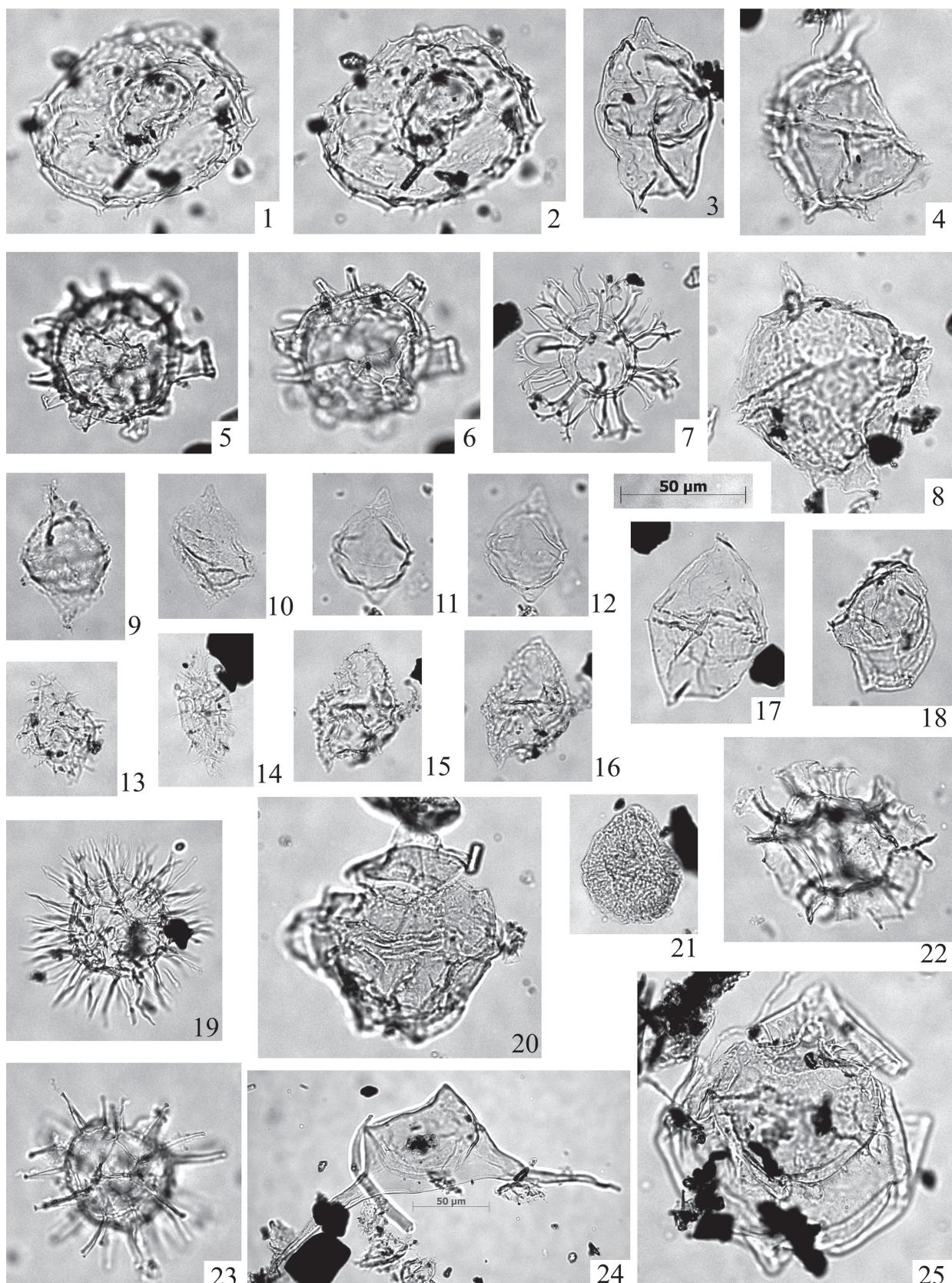
В пограничном интервале сантоне — кампана Англии, несмотря на отсутствие в нем существенных изменений в составе комплексов диноцист, установлено несколько датум-плейнов, предлагаемых для корреляций [Prince et al., 1999] (рис. 5). Большая часть из указанных таксонов встречена в разрезе Алан-Кыр. Так, *Raetiadinium truncigerum* появляется в основании зоны *Uintacrinus socialis* верхнего сантоне и совместно с *Surculosphaeridium? longifurcatum*, *Pervosphaeridium monasteriense* постоянно присутствует в комплексах по нижний кампан включительно. Уровень появления *Whitecliffia* (= *Thalassiphora*) *spinosa* установлен

в верхах зоны *Uintacrinus socialis*, а исчезновение — в основании зоны *Gonioteuthis quadrata*. В раннем кампане (зона *O. pilula*) установлено последовательное исчезновение видов *Xenascus perforatus*, *Spinidinium echinoideum*, *S.? longifurcatum*, *R. truncigerum* и *S. protrusa*. Первые два вида не установлены в разрезе Алан-Кыр, остальные таксоны постоянно присутствуют, при этом их совместная встречаемость, выявленная в пачке 2, свидетельствует в пользу раннекампанского возраста последней. Повторное появление *Subtilisphaera pontis-mariae* установлено в средней части зоны *Uintacrinus socialis*, а частая встречаемость этого вида выявлена в нижнем кампане — в зоне *Offaster pilula* и в базальной части зоны *Gonioteuthis quadrata*. Все указанные таксоны, а также частая встречаемость *Subtilisphaera pontis-mariae* выявлены в пачках 2–4 разреза Алан-Кыр, что позволяет утверждать, что их возраст не древнее раннего кампана.

Этот вывод подтверждается и присутствием *Rhynchodiniopsis salorum* (проба 3128-21), описанного из нижнего кампана Бельгии [Louwye, 1995]. Близкий таксон (*Rhynchodiniopsis* sp.) указан для диноцистовых зон нижнего кампана — нижней части верхнего кампана (при двуслойном делении яруса) Бельгии [Slimani, 2001] (рис. 5). В этом регионе указанный вид, а также *Whitecliffia spinosa* часто встречаются и являются руководящими для диноцистовой зоны *Exochosphaeridium? masurae*, приуроченной к зоне *Belemnitella mucronata* нижнего кампана, а их исчезновение установлено на уровне нижней части зоны *Belemnitella woodi* верхнего кампана. В средней части зоны *Belemnitella woodi* фиксируется исчезновение видов *Spimidinium angustispinum*, *P. infusorioides*, присутствующих только в пачке 2 разреза Алан-Кыр.

Ассоциация диноцист пачки 2 на основании присутствия руководящего вида и встречаемости *R. truncigerum*, *Pervosphaeridium monasteriense*, *P. infusorioides* может быть сопоставлена со слоями с *Odontochitina porifera* по диноцистам, установленным в пудовкинской свите Нижнего Поволжья. Она отвечает зоне *Cibicidoides temirensis* / *Bolivinoides decoratus* (LC13) по бентосным фораминиферам, слоям с *Prunobrachium crassum* — *Archaeospongoprunum salumi* по радиоляриям, датируемым ранним кампаном [Александрова и др., 2012]. В разрезах гельветских и ультрагельветских покровов Германии [Kirsch, 1991] совместная встречаются *O. porifera*, *R. truncigerum*, *Ap. deflandrei*, *P. monasteriense* установлена внутри зоны *Areoligera coronata*, охватывающей большую часть кампана и отвечающей стратиграфическому интервалу от середины зоны *Globotruncanita elevata* до зоны *Radotruncana calcarata* по планктонным фораминиферам (рис. 5).

Важным представляется присутствие в пачке 4 cf. *Areoligera coronata*, являющейся видом-индексом



Фототаблица. Характерные виды диноцист из разреза Алан-Кыр, в одном увеличении, кроме 24: 1, 2 — *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010; 3 — *Isabelidinium cooksoniae* (Alberti, 1959) Lentin et Williams, 1977; 4, 8 — *Rhynchodiniopsis salorum* Louwye, 1997; 5, 6 — *Raetiaedinium truncigerum* (Deflandre, 1937) Kirsch, 1991; 7 — *Surculosphaeridium? longifurcatum* (Firtion, 1952) Davey et al., 1966; 9—12 — *Subtilisphaera pontis-mariae* (Deflandre, 1936) Lentin et Williams, 1976; 13, 14 — *Palaeohystrichophora infusoroides* Deflandre, 1935; 15, 16 — *Spinidinium angustispinum* in Wilson, 1974; 17 — *Chatangiella* sp.; 18 — *Hystrichosphaeropsis ovum* Deflandre, 1935; 19 — *Coronifera oceanica* Cookson et Eisenack, 1958; 20 — *Senoniasphaera rotundata* Clarke et Verdier, 1967; 21 — *Aptedinium deflandrei* (Clarke et Verdier, 1967) Lucas-Clark, 1987; 22 — *Montanarocysta aemiliana* Corradini, 1973; 23 — *Pervosphaeridium monasteriense* Yun Hyesu, 1981; 24 — *Odontochitina diducta* Pearce, 2010; 25 — *Senoniasphaera protrusa* Clarke et Verdier, 1967

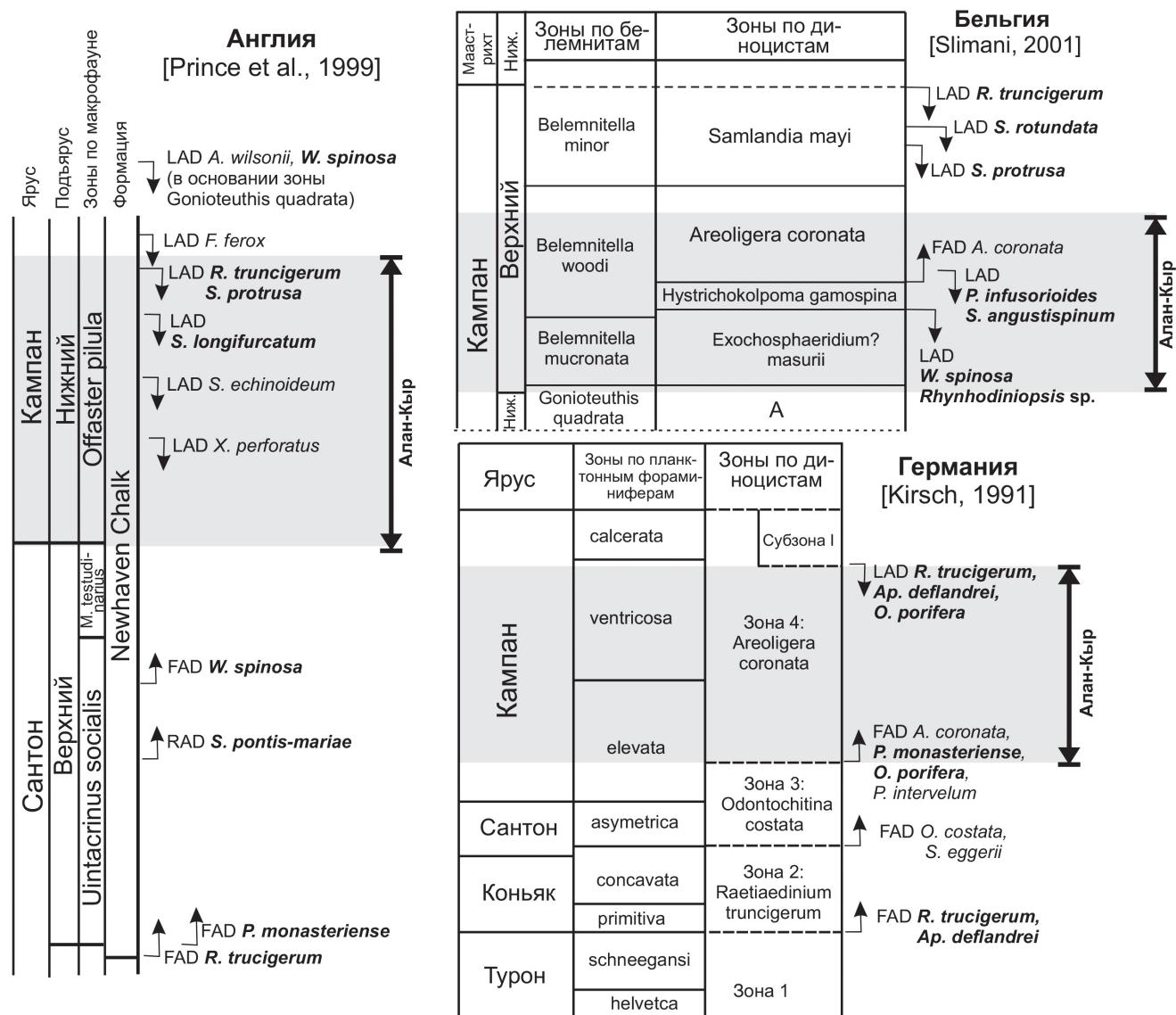


Рис. 5. Стратиграфический диапазон комплекса диноцист из пачек 2–4 разреза Алан-Кыр при его сопоставлении с данными о распространении диноцист в сантоне–кампане из разных регионов Европы. FAD — появление; LAD — исчезновение; RAD — повторное появление. Полужирным шрифтом показаны таксоны, встреченные в разрезе Алан-Кыр

одноименной диноцистовой зоны не только в Германии [Kirsch, 1991], но и в Бельгии [Slimani, 2001] (рис. 5). В Бельгии стратиграфический объем зоны *Areoligera coronata* меньше, чем в Германии: он охватывает большую часть зоны *B. woodi*, что соответствует только середине верхнего кампана при двучленном делении яруса. Как в бельгийских, так и в немецких разрезах наблюдается более позднее (в верхней части верхнего кампана) исчезновение видов *S. protrusa*, *S. rotundata*, *R. truncigerum* по сравнению с английскими разрезами. Эти данные не исключают и позднекампанный возраст изученной части разреза Алан-Кыр.

Сравнение комплекса диноцист из разреза Алан-Кыр с зональными комплексами верхнего мела Западной Сибири [Lebedeva, 2006], Гренландии [Nøhr-Hansen, 1996], Норвежского и Баренцева морей [Radmacher et al., 2014, 2015] показывает

существенные различия в их систематическом составе и невозможность прямого сопоставления.

В результате анализа опубликованных данных по диноцистам выявлено, что уровень знаний еще не достаточен для проведения высокоразрешающей стратиграфии сантона и кампана по этой группе. Учитывая изложенное, возраст пачек 2–4 принимается как ранний—начало позднего кампана (исходя из двучленного деления яруса). Положение подошвы яруса не установлено, но, скорее всего, она расположена ниже пачки 2 по разрезу (к сожалению, в пачке 1 стратиграфически значимые виды диноцист не обнаружены) (рис. 4).

**Заключение.** Таким образом, существенно дополнена стратиграфическая и седиментологическая характеристика разреза Алан-Кыр по сравнению с имеющимися данными [Брагина и др., 2016]. В частности, уточнена номенклатура пород,

подтвержден пелагический генезис отложений, формировавшихся в глубокой части шельфа или на дне бассейна.

Впервые для разреза получены магнитостратиграфические и палинологические данные.

Петромагнитные данные о наличии гематита подтверждают наличие перерыва в осадконакоплении, установленного ранее в основании пачки 5 по фораминиферам [Брагина и др., 2016].

Из сопоставления палеомагнитной колонки разреза со Шкалой геологического времени (GTS) [Ogg et al., 2016] следует, что верхняя часть R-зоны в разрезе соответствует кровле хрона C33г, а верхи пачки 1 относятся к низам среднего кампана (при трехчленном делении яруса) или к низам верхнего кампана (при двухчленном делении яруса, принятом в России).

Корреляция нижней части R-зоны с хроном C33г нуждается в дополнительном обосновании, но с точки зрения полученных данных она представляется наиболее вероятной. Если следовать рекомендации использовать основание C33г в качестве первичного признака для определения по-дошвы кампанского яруса [Wolfgring et al., 2018], то границе сантон-кампана в разрезе соответствует уровень между образцами 39 и 40. Подтвердить этот вывод на палинологическом материале не удалось, потому что в пачке 1 палиноморфы не обнаружены, а первые находки диноцист, сделанные выше по разрезу, указывают на возраст не древнее раннего кампана.

Возраст пачек 2–4, определенный по диноцистам в диапазоне от раннего до начала позднего кампана, согласуется с датировками по радиоляриям и фораминиферам [Брагина и др., 2016] только для верхней части пачки 4, имеющей раннекампанный возраст. Остальная часть пачки 4 и

пачки 3, 2 отнесены Л.Г. Брагиной с соавторами [2016] к верхнему сантону, но в более поздней публикации [Беньяковский, Копаевич, 2016] не исключается принадлежность этих отложений к нижнему кампану.

Несовпадения в датировках, полученных палеомагнитным методом и по диноцистам, с одной стороны, и по фораминиферам и радиоляриям — с другой, нельзя объяснить неточной увязкой наших образцов с пробами, изученными Л.Г. Брагиной с соавторами [2016], тем более что противоречия фиксируются и по результатам исследований, проведенных по системе «образец в образец». Так, отложения, возраст которых по радиоляриям и планктонным фораминиферам обоснован как позднесантонский, содержат комплексы бентосных фораминифер, типичных для нижнего кампана [Беньяковский, Копаевич, 2016]. Подобные расхождения предопределяют необходимость пересмотра традиционных представлений о взаимоотношениях стратиграфических границ, обоснованных по разным микропалеонтологическим группам с учетом их диахронности при корреляциях между удаленными регионами.

**Благодарности.** Авторы благодарны В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому и другим сотрудникам лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре и проведения термомагнитного анализа. Мы признательны рецензентам Л.Ф. Копаевич (МГУ имени М.В. Ломоносова), Н.К. Лебедевой (ИНГГ СО РАН) и В.А. Фомину (СГУ) за полезные замечания и комментарии.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00784-а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Г.Н., Беньяковский В.Н., Вишневская В.С., Засторожнов А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 5. С. 25–64.
- Беньяковский В.Н., Копаевич Л.Ф. Конъяк-кампанный разрез Алан-Кыр (Горный Крым): аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Брагина Л.Г., Беньяковский В.Н., Копаевич Л.Ф. Радиолярии, фораминиферы и биостратиграфическое расчленение конъяка-кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 1. С. 44–63.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Храмов А.Н., Шолло Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 224 с.
- Guzhikova A.A., Guzhikov A.Y., Pervushov E.M. et al. Existence of the reversal polarity zones in Turonian-Coniacian from the Lower Volga (Russia): new data // Recent advances in rock magnetism, environmental magnetism and paleomagnetism. Springer Geophysics. Cham: Springer, 2019. P. 353–369.
- Flügel E. Microfacies analysis of limestones. Analysis, interpretation, and application. Berlin: Springer, 2010. 894 p.
- Kirsch K.-H. Dinoflagellatenzonen aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // Munchner Geowiss. Abh. Reihe A. Geol. Paläontol. 1991. N 22. S. 1–306.
- Lebedeva N.K. Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // Paleontol. J. 2006. Vol. 40. P. S604–S621.
- Louwye S. New dinoflagellate cyst species from Upper Cretaceous subsurface deposits of Western Belgium // Ann. Soc. Géol. Belgique. 1995. Vol. 118, fasc. 2. P. 147–159.
- McFadden P.L. A new fold test for palaeomagnetic studies // Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 103. P. 163–169.
- Nøhr-Hansen H. Upper Cretaceous dinoflagellate cyst stratigraphy, onshore West Greenland // Bull. Grønl. Geol. Unders. 1996. Vol. 170. P. 1–104.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A concise geologic time scale. N.Y: Elsevier, 2016. 242 p.

*Prince I.M., Jarvis I., Pearce M.A., Tocher B.A.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Coniacian–Santonian (Upper Cretaceous): New data from the English // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2008. Vol. 150. P. 59–96.

*Prince I.M., Jarvis I., Tocher B.A.* High-resolution dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Santonian–basal Campanian (Upper Cretaceous): new data from Whitecliff, Isle of Wight, England // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1999. Vol. 105. P. 143–169.

*Radmacher W., Mangerud G., Tyszka J.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous strata from two wells in the Norwegian Sea // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. Vol. 216. P. 18–32.

*Radmacher W., Tyszka J., Mangerud G., Pearce M.A.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Late Albian to Early

Maastrichtian in the southwestern Barents Sea // *Mar. Pet. Geol.* 2014. Vol. 57. P. 109–121.

*Slimani H.* Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique, Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): Biozonation et corrélation avec d’autres régions en Europe occidentale // *Geol. et Palaeontol.* 2001. N 35. P. 161–201.

*Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rock. L.: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

*Wolfring E., Wagreich M., Dinarus-Turell J. et al.* The Santonian–Campanian boundary and the end of the long cretaceous normal polarity-chron: isotope and plankton stratigraphy of a pelagic reference section in the NW Tethys (Austria) // *Newsl. Stratigr. PrePub Article* (Published online, May 2018).

Поступила в редакцию 11.03.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 56.016.3:551.734 (47)

В.М. Назарова<sup>1</sup>, Ю.А. Гатовский<sup>2</sup>

## «КОНОДОНТОВЫЙ ЖЕМЧУГ» ИЗ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрены история изучения и гипотезы происхождения уникальных фосфатных микрофоссилий — «конодонтового жемчуга». Материал происходит из отложений среднего и верхнего девона европейской части России. Анализ химического состава образований показал большое сходство с другими фосфатными микрофоссилиями, принадлежавшими конодонтам и рыбам, обитавшим в тех же палеобассейнах. Морфологические особенности и химический состав позволяют предположить, что «конодонтовый жемчуг», по-видимому, являлся отолитами конодонтов.

**Ключевые слова:** конодонты, «конодонтовый жемчуг», отолиты, девон, европейская часть России.

The history of study and hypothesis of origin unique phosphate microfossils — «conodont pearls» was considered. The material comes from the Middle and Upper Devonian sediments of the European part of Russia. Analysis of the chemical composition of the formations showed great similarity with other phosphate microfossils belonging to conodonts and fishes inhabiting the same paleobasins. Apparently, the morphological features and chemical composition suggests that the «conodont pearls» was the otoliths of the conodonts.

**Key words:** conodonts, «conodont pearls», otoliths, Devonian, European part of Russia.

**Введение.** Под «конодонтовым жемчугом» понимают микроскопические сферические фосфатные образования. Цвет этих образований изменяется от желтоватого, почти бесцветного, через коричневый и до черного. Прозрачность варьирует от почти полной у светлых разновидностей до совершенно непрозрачных темных разностей. На поверхности каждой сферы имеется небольшое углубление (базальная ямка). На просвет видны концентрические линии нарастания, подобные таковым у конодонтовых элементов. «Конодонтовый жемчуг» обнаруживается в одних и тех же пробах вместе с конодонтами, причем встречается крайне редко. За всю историю изучения конодонтов опубликовано около 20 работ, в которых упоминался «конодонтовый жемчуг». Анализу этих работ и рассмотрению гипотез происхождения фосфатных образований посвящена эта статья.

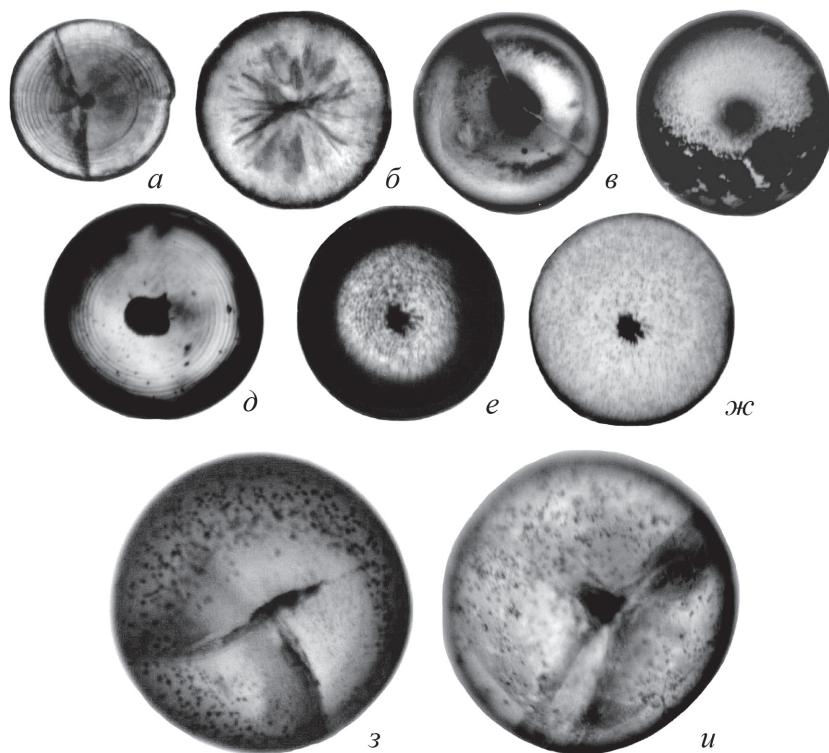
**История изучения и интерпретации.** Впервые «конодонтовый жемчуг» описал К.Р. Стгаффер [Stauffer, 1935] из ордовикских отложений в штате Миннесота (США) вместе с таксонами конодонтов под названием «оболочки яиц?» («egg cases?»): «Эти маленькие сферические тела состоят из того же материала, что и зубы [конодонтовые элементы]. Они не имеют особых характеристик, кроме круглого или эллиптического отверстия с одной

стороны. В одном из местонахождений они были весьма обычны и казались достаточно важными, чтобы их проиллюстрировать. Мы неуверенно предполагаем, что это оболочки яиц, но этому нет обосновывающих доказательств». Судя по изображениям, это были непрозрачные шарики. Позднее К.Р. Стгаффер [Stauffer, 1940] описал «конодонтовый жемчуг» из девонских отложений в Миннесоте. Эти шарики были прозрачными, в них просматривались стадии роста. И хотя К.Р. Стгаффер снова назвал их «оболочки яиц», он указал, что природа этих тел и их возможное значение пока неизвестны, но их общий вид, состав и совместная встречаемость с конодонтами говорят о том, что тела могут принадлежать этим животным [Stauffer, 1940, p. 434].

Впоследствии «конодонтовый жемчуг» был отмечен преимущественно в отложениях девона [Youngquist, Miller, 1948; Leuteritz et al., 1972; Bischoff, 1973; Glenister et al., 1976; Clarkson, 1980; Wang, Chatterton, 1993; Levman, 2001; Giles et al., 2002; Kemp, 2002; Назарова, 2013; Huang, Gong, 2014; Назарова и др., 2016; Назарова, Кононова, 2016], реже ордовика [Kemp, 2002] и силура [Glenister et al., 1976]. Есть также упоминания о «конодонтовом жемчуге» из нижнекаменноугольных отложений [Krumhardt, 1994; Dumoulin et al.,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, канд. геол.-минер. н.; ст. науч. с.; e-mail: VM516@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, канд. геол.-минер. н.; ст. науч. с.; e-mail: uistas62@bk.ru



296,6–301,3 м, обр. НХ-568; *и* — крупные радиальные трещины и вторичные изменения на поверхности, экз. 364/11, франский ярус, мендымский горизонт, Башкирия, обнажение на р. Сиказа, обр. 1–13

2006], но в первой работе возраст определен под вопросом, а во второй — высказаны сомнения относительно принадлежности найденных образований к «конодонтовому жемчугу», изображения и описания в этих работах отсутствуют.

В итоге установлено, что наличие «конодонтового жемчуга» не зависит от литологических особенностей образца [Glenister et al., 1976; Levman, 2001], но всегда сопровождается конодонтовыми элементами [Stauffer, 1935, 1940; Youngquist, Miller, 1948; Glenister et al., 1976; Levman, 2001; Назарова, 2013; Huang, Gong, 2014; Назарова, Кононова, 2016]. Количество «жемчужин» прямо пропорционально количеству конодонтовых элементов, которые всегда более многочисленны [Youngquist, Miller, 1948]. Анализы вещества показали фосфатный состав «конодонтового жемчуга» [Youngquist, Miller, 1948; Leuteritz et al., 1972; Glenister et al., 1976; Wang, Chatterton, 1993; Levman, 2001; Giles et al., 2002; Huang, Gong, 2014; Назарова и др., 2016]. Замечено, что шарики состоят из радиальных кристаллитов, расположенных концентрическими полосами вокруг центрального ядра [Leuteritz et al., 1972; Giles et al., 2002]. Иногда отмечалось присутствие радиальных лучей в центре сферы [Leuteritz et al., 1972; Glenister et al., 1976; Wang, Chatterton, 1993; Назарова, 2013].

Слишком простая морфология не позволяла исследователям выделять какие-либо таксоны среди «конодонтового жемчуга», поэтому публикации посвящены поиску ответа на вопрос о его природе.

Рис. 1. Элементы строения «конодонтового жемчуга», видимые в световой микроскоп в проходящем свете, во всех случаях увеличение 140: *а* — линии нарастания и радиальные трещины, экз. 364/9, франский ярус, мендымский горизонт, Башкирия, обнажение на р. Сиказа, обр. 2–6; *б* — вторичные изменения по радиальным трещинам, экз. 364/10, местонахождение и возраст те же, обр. 1–13; *в* — радиальные трещины и концентрические вторичные изменения, экз. 364/6, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Курская обл., скв. Шигры-19, интервал 180,0–184,9 м, обр. Ш-19/185; *г* — вторичные изменения на поверхности, экз. 364/5, обр. тот же; *д* — концентрические линии нарастания, экз. 364/4, местонахождение и возраст те же, интервал 189,8–194,7 м, обр. Ш-19/203; *е* — концентрические линии нарастания и короткие радиальные трещины в центре, экз. 364/1, возраст тот же, Курская обл., скв. Шигры-16, интервал 184,35–189,25 м, обр. Ш-16/206; *ж* — короткие радиальные трещины в центре и вторичные изменения на поверхности, экз. тот же; *з* — крупные радиальные трещины и вторичные изменения на поверхности, экз. 364/8, эйфельский (?) ярус, черноярский горизонт, Воронежская обл., скв. Новохоперская 8750/1, интервал

К. Лютериц с соавторами [Leuteritz et al., 1972] полагали, что фосфатные микросфера образовались без участия живых организмов. На поперечных срезах в некоторых шариках из коллекции этих исследователей видны короткие лучи, расходящиеся из ядер шариков. Они были интерпретированы как выросты диноцист, вокруг которых сформировались конкреции. В материалах других авторов [Glenister et al., 1976; Wang, Chatterton, 1993], а также в изученных нами образцах (рис. 1, *б*, *е*, *ж*) подобные лучи тоже иногда присутствуют, они бывают гораздо длиннее и их сложно представить элементами микрофоссилий. Вероятно, это радиальные микротрещины, образовавшиеся позднее. Против неорганической гипотезы происхождения шариков прежде всего свидетельствует наличие у каждого из них базальной ямки. Кроме того, они встречаются в разных породах, а значит, не зависят от условий образования этих пород.

Г.К.О. Бишоф [Bischoff, 1973] интерпретировал фосфатные шарики как статолиты конулят — группы ископаемых медуз, скелет которых содержит фосфат кальция. Этот автор, помимо конодонтовых элементов и «жемчуга», обнаружил в образцах множество разнообразных фосфатных гребней и пластин. Отпечатки конодонтовых животных в то время еще не были найдены, и он попытался представить, как из всех найденных им фосфатных образований можно было бы собрать скелет медузы. Он предложил выделять новый класс *Conulariida* с двумя подклассами — соб-

ственными конулятами и конодонтами. «Конодонтовый жемчуг» в рамках этой концепции оказался статолитами медуз. У современных медуз статолиты, хотя и имеют разнообразный химический состав, обычно представлены единичными кристаллами и не имеют такой сложной микроструктуры [Зоология..., 2008]. К тому же, как теперь уже известно, благодаря найденным отпечаткам сами конодонты не имеют отношения к медузам [Барсков, 1985].

Собственно термин «конодонтовый жемчуг» впервые применили Б.Ф. Гленистер с соавторами [Glenister et al., 1976]. Они обобщили все ранее сделанные находки и высказали предположение, что конодонтовые животные, подобно моллюскам, секрециировали «жемчуг» в ответ на механические или органические раздражители. Однако при раздражении тканей, производящих конодонтовые элементы, с большей вероятностью появились бы не ровные шаровидные тела, а патологически измененные элементы, что, кстати, нередко встречается в ископаемой летописи [Назарова, Кононова, 2018]. Даже жемчужины моллюсков редко бывают правильной формы. Поэтому далеко не все исследователи поддержали эту гипотезу, но название «конодонтовый жемчуг» за шариками закрепилось. Встречающиеся в литературе термины «микросферулы» («microspherules») [Wang, Chatterton, 1993; Giles et al., 2002; Huang, Gong, 2014] и «сфера из фосфата кальция» («calciumphosphat-sphären») [Leuteritz et al., 1972] могут быть применимы и к другим объектам, например, к конкрециям, текститам. Термин «конодонтовый жемчуг» отвечает конкретным образованиям, хотя не отражает их природу.

Д. МакКоннел и П. Уорд [McConnel, Ward, 1978] сопоставили «конодонтовый жемчуг» с уролитами современных наутилоидей, которые имеют шарообразную форму, фосфатный состав, характеризуются концентрическим нарастанием и изменяют окраску при нагревании, как конодонтовые элементы. Однако на фотографиях видно, что уролиты имеют неровную форму и срастаются между собой. Кроме того, окраска конодонтовых элементов изменяется не от розовой до серой, а от янтарной до коричневой и черной. Не понятно также, почему не обнаружены уролиты наутилоидей на других возрастных уровнях, например, в мезозое.

К.А. Гилес и ее коллеги [Giles et al., 2002] полагали, что «конодонтовый жемчуг» — отолиты лучеперых рыб, поскольку результаты анализа химического состава материала показали большее сходство с зубами рыб, чем с конодонтовыми элементами. Однако отолиты современных и ископаемых рыб имеют сложную морфологию и известковый химический состав. Они чувствительны к изменению состава морской воды, но эти изменения, как правило, сказываются не на

количество фосфора в их составе, а кальция и натрия [Павлова, Павлов, 2006]. По данным других исследователей, химический состав «конодонтового жемчуга» ближе к таковому у конодонтовых элементов, а не ихтиолитов [Wang, Chatterton, 1993]. А. Кемп [Kemp, 2002], изучив аминокислоты из разных фосфатных микрофоссилий, также был склонен полагать, что «конодонтовый жемчуг» секрециировался внутри организма конодонта, при этом он был нормальной составляющей животного, а не формировался вокруг раздражителя.

Большинство ученых склонялись к тому, что «конодонтовый жемчуг» имеет отношение к конодонтам [Stauffer, 1935, 1940; Youngquist, Miller, 1948; Bischoff, 1973; Glenister et al., 1976; Donoghue, 1998; Levman, 2001]. И «жемчуг», и конодонтовые элементы имеют сходные химический состав, цвет, микроструктуру и встречаются совместно. Но «конодонтовый жемчуг» невозможно представить как часть зубного аппарата, к тому же следы стертостей или прижизненных повреждений на нем не отмечены.

У Янквиста и А.К. Миллера [Youngquist, Miller, 1948] первыми высказали предположение, что фосфатные шарики могут быть отолитами конодонтов. Это мнение было поддержано другими исследователями [Donoghue, 1998; Huang, Gong, 2014]. Органы равновесия (статоцисты) у представителей разных групп животных очень разнообразны. Они отличаются по расположению в теле, а также по форме, количеству, происхождению в онтогенезе, механизму действия, форме статолитов, их химическому составу, причем это разнообразие может проявляться в пределах одного типа и даже более низких таксономических подразделений. То есть органы равновесия в разных (хотя и близких) эволюционных ветвях часто возникали независимо, и образовывались они с помощью тех структур, которые у животных были наиболее развиты (щупальца, конечности, ряды ресничек, голова и т.п.).

У конодонтов единственная минерализованная часть тела — конодонтовые элементы. Возможно, отолиты этих животных имеют с ними общее происхождение.

Наличие у конодонтов отолитов со сложной микроструктурой свидетельствует о высоком уровне их развития по сравнению с беспозвоночными и, возможно, о наличии вестибулярного аппарата. Конодонтам было небезразлично их положение в пространстве, вероятно, они могли хорошо управлять этим положением. Это подтверждает традиционное мнение о нектонном образе жизни конодонтов [Барсков, 1985].

В литературе не обсуждалось назначение базальной ямки, только упоминалось ее присутствие [Stauffer, 1935; Glenister et al., 1976; Wang, Chatterton, 1993; Назарова, 2013; Huang, Gong, 2014]. Мы полагаем, что базальная ямка — место соединения «конодонтового жемчуга» с мягким телом. Темное

вещество, которое в небольшом количестве иногда сохраняется в ямке, может быть аналогом базального каллуса конодонтовых элементов. Подобная интерпретация не противоречит гипотезе о том, что «конодонтовый жемчуг» — отолиты конодонтов. Отолиты рыб, например, тоже соединяются с ресничками чувствительного эпителия [Дзержинский, 2005].

«Конодонтовый жемчуг» не встречается в отложениях моложе девона (раннего карбона?), хотя конодонты просуществовали до конца триаса. Возможно, это объясняется тем, что конодонтам пришлось перестроить вестибулярный аппарат из-за стрессовых изменений внешней среды либо их отолиты стали настолько мелкими, что не обнаруживаются в пробах.

**Материалы и методы исследований.** На территории России упоминаний о находках «конодонтового жемчуга» до наших исследований [Назарова, 2013; Назарова и др., 2016; Назарова, Кононова, 2016] не было. В первых публикациях проблемы «конодонтового жемчуга» были рассмотрены в тезисной форме [Назарова, 2013; Назарова и др., 2016], в последней — «жемчуг» включен в общие списки конодонтовых элементов мосоловского горизонта Воронежской антеклизы [Назарова, Кононова, 2016].

Собранная коллекция «конодонтового жемчуга» насчитывает 153 экземпляра (табл. 1). Они происходят из отложений среднего и верхнего девона, вскрытых скважинами на Воронежской антеклизе: в Курской (скважины Щигры-16 (Нижнекрасное) и Щигры-19 (Осиновка)), Брянской (скв. Просвет 2П), Орловской (скв. Нарышкино 4177), Воронежской (скв. Новохоперская 8750/1), Липецкой областях (скв. Задонская ЗДОЛ-1). Расположение, разрезы этих скважин и данные о фаунистическом составе опубликованы ранее в [Назарова, Кононова, 2016]. Аналогичные образования обнаружены также в мендымском горизонте верхнего девона на р. Сиказа, Башкирия (данные о разрезе см. в [Кононова, 1979]), в сирабайском горизонте верхнего девона в скв. Хоседаюской Южной 1 в Ненецком АО (данные о разрезе см. в [Кирюхина и др., 2015]), а также в франских отложениях скв. Девонская 3 в Астраханской области (данные о разрезе см. в [Астраханский ..., 2008]). Образцы обрабатывали по стандартной методике для выделения конодонтовых элементов путем растворения в 10%-й уксусной кислоте. Для получения фотографий использовали СЭМ «CamScan», «Tescan» и «Zeiss Evo50» в ПИН РАН, а также микроскоп «Levenhuk 595» с окулярной фотокамерой «Levenhuk C310». Изученная коллекция «конодонтового жемчуга» хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под № 364.

**Результаты исследований и их обсуждение.** В изученном материале «конодонтовый жемчуг»

Таблица 1

## Места и уровни находок «конодонтового жемчуга»

Ярус, горизонт/ конодонтовая зона	Скважина, обнажение	Интервал, глубина, м	Номер образца	Число экземпляров
Фаменский, елецкий/ rhomboidea	Задонская 1	31,0	ЗДОЛ-1/29А	1
Франский, сирабайский/ нижняя rhenana	Хоседаюская Южная 1	3682,0–3696,0	обр. 38, 40	46
Франский	Скв. Девонская 3, Астраханский свод	5051,17–5057,76	обр. 8	15
Франский, мендымский/ нижняя rhenana	Сиказа	-	Сиказа-1-13	7
			Сиказа-2-6	2
Франский, саргаевский/ верхняя falsiovalis – transitans	Щигры-16	110,85–120,65	Щ-16/84, Щ-16/210а	1 1
Живетский, старооскольский/ varcus	Щигры-16	179,45–184,35	Щ-16/196	1
Живетский, черноярский/ верхняя epi-sensis	Новохоперская 8750/1	296,6–301,3	НХ-568	7
Эйфельский, мосоловский/ kockelianus – нижняя ensensis	Нарышкино 4177	346,4 346,9	Нар-161 Нар-162	2 2
	Просвет 2П	319,8 321,5	2П-50 2П-47	1 3
	Щигры-19	180,0–184,9 189,8–194,7	Щ-19/185 Щ-19/190 Щ-19/203	2 16 5
	Щигры-16	184,35–189,25 189,25–194,15	Щ-16/206 Щ-16/216 Щ-16/219 Щ-16/222 Щ-16/223 Щ-16/225	1 2 6 7 7 2
	Задонская ЗДОЛ-1	324,5 327,5 328,5 330,0 334,8 335,3 336,0 336,8	ЗДОЛ-1/324 ЗДОЛ-1/327 ЗДОЛ-1/328 ЗДОЛ-1/329 ЗДОЛ-1/334 ЗДОЛ-1/335 ЗДОЛ-1/336 ЗДОЛ-1/337	4 1 1 2 2 4 1 1

всегда встречается в образцах с конодонтовыми элементами. Шарики гладкие, блестящие, немного сплюснутые, диаметр 90–300 мкм (в среднем 150–200 мкм). Отметим, что при нашей методике обработки породы на конодонты, в частности, в связи с просеиванием отмытого порошка через мельничный газ встречаемость в пробах микрофоссилий диаметром <100 мкм маловероятна. Шарики от полупрозрачных до непрозрачных, цвет от желтоватого до коричневого и черного. На поверхности имеется небольшое углубление — базальная ямка (фототабл. 1, 1–16), иногда с темным веществом внутри. Редко базальных ямок две, расположены они рядом (фототабл. 1, 3–4, 12). На некотором удалении от ямки (ямок) «жемчужину» опоясывает тонкий ободок (фототабл. 1, 1–2, 5–10), иногда он едва различим. В литературе его наличие не упоминалось, но на некоторых опубликованных изображениях он заметен [Huang, Gong, 2014, fig. 3b, e, g–i]. На просвет видны концентрические линии нарастания (рис. 1, a, d, e), подобные таковым у конодонтовых элементов. Они видны также на расколах (фототабл. 2, 1; 26, 3а, б). Между линиями нарастания — радиально расположенные тонкие кристаллиты апатита (фототабл. 2, 4 а–в), сходные с таковыми в конодонтовых элементах [Donoghue, 1998]. В центре «конодонтовой жемчужины» находится полая сфера с ровными стенками, диаметр ≤10 мкм (фототабл. 2, 2б, 3в).

Нередко наблюдаются трещины (рис. 1, a, в, з, и), вторичные повреждения и изменения как внутри «конодонтового жемчуга» (рис. 1, б, в), так и на его поверхности (рис. 1 г, ж–и). Совместную встречаемость с какими-либо определенными родами конодонтов выявить не удалось. Большинство образцов с конодонтовыми элементами «жемчуг» не содержит.

**Результаты химического анализа.** С помощью сканирующего электронного микроскопа «Zeiss Evo50» с микроанализатором «Inca Oxford 350» при 20 кВ был изучен химический состав «конодонтового жемчуга», а также сопутствующих фосфатных микрофоссилий (конодонтовых элементов, зубов лопастеперых и хрящевых рыб, чешуи акантод и лучеперых рыб) из двух палеобассейнов. Из мосоловского горизонта (поздний эйфель, средний девон) Воронежской антеклизы (скважины Щигры-16 и -19) проанализировано 17 объектов, а из сирабойского горизонта (верхний фран, верхний девон) Тимано-Печорской провинции (скв. Хоседауская Южная 1) — 46 объектов. Образцы напыляли золотом. Для расчетов использованы значения в масс.%. Предварительные результаты были доложены на конференции «Ломоносовские чтения-2016» [Назарова и др., 2016].

Во всех изученных микрофоссилиях обнаружены Ca, P, C (табл. 2, 3). Углерод мы вынуждены были исключить из анализов, поскольку

его присутствие в пробах связано не только с его возможным содержанием в апатите, наличием в остатках органического вещества и возможными примесями вмещающих карбонатных пород, но и с технологией исследования: объекты приклеивали на столик органическим kleem, а столик монтировали в микроскоп на органический скотч.

Таблица 2

Средний химический состав (масс.%) фосфатных микрофоссилий мосоловского горизонта в Курской области (скв. Щигры-16, Щигры-19) по данным 17 объектов

Состав	«Конодонтовый жемчуг»	Конодонтовые элементы	Ихтиолиты
Na <sub>2</sub> O	—	0,15	0,15
MgO	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,42	0,40
SiO <sub>2</sub>	—	0,24	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>19,21</b>	<b>17,29</b>	<b>17,45</b>
SO <sub>3</sub>	—	—	—
CaO	<b>23,20</b>	<b>17,40</b>	<b>21,48</b>
FeO	—	—	<b>2,16</b>
F	—	—	—
Cl	—	0,07	—

Примечания. Частота встречаемости химического элемента/оксида в объектах: светлый — <25%, курсив — 25–50%, курсив полужирный — 50–75%, полужирный — 75–100%.

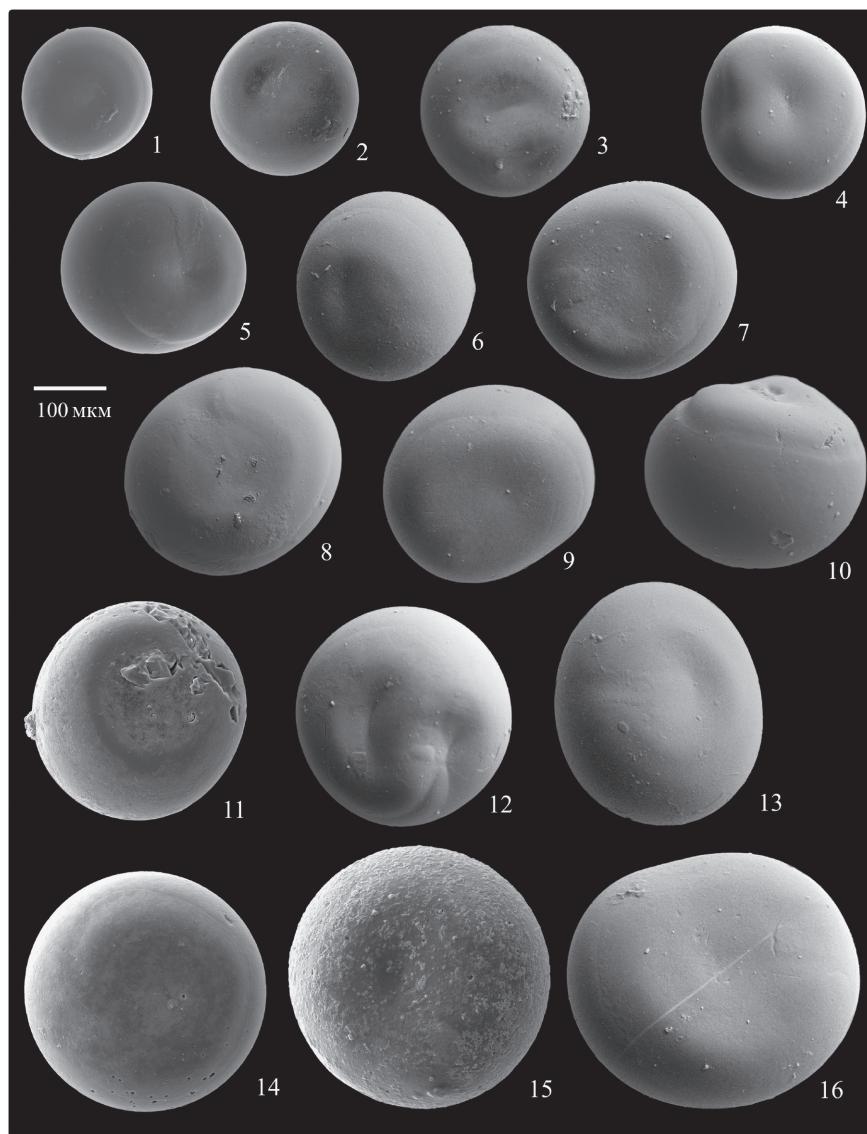
Таблица 3

Средний химический состав (масс.%) фосфатных микрофоссилий сирабойского горизонта в Ненецком АО (скв. Хоседауская Южная 1) по данным 46 объектов

Состав	«Конодонтовый жемчуг»*	Конодонтовые элементы	Ихтиолиты
Na <sub>2</sub> O	<b>0,52</b>	<b>0,59</b>	0,35
MgO	0,02	0,10	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>23,16</b>	<b>20,40</b>	<b>16,72</b>
SO <sub>3</sub>	<i>0,30</i>	—	2,2
CaO	<b>29,69</b>	<b>28,88</b>	<b>21,39</b>
FeO	0,05	—	<b>0,96</b>
F	<b>2,95</b>	<b>3,99</b>	<b>3,50</b>
Cl	0,03	<i>0,17</i>	<i>0,06</i>

\*См. примечания к табл. 2.

Анализ показал, что химический состав объектов из рассматриваемых палеобассейнов отличается больше, чем между объектами из одного бассейна. При сравнении разных групп микрофоссилий из одного палеобассейна можно отметить, что «конодонтовый жемчуг» состоит из более чистого апатита. В большинстве случаев в его состав входят только Ca и P, реже F



Фототаблица 1. Во всех случаях увеличение 140: 1 — экз. 364/12, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Липецкая обл., скв. Задонская 1, глубина 336,0 м, обр. ЗДОЛ-1/336; 2 — экз. 272/772, возраст тот же, Курская обл., скв. Щигры-16, интервал 189,25–194,15 м, обр. Щ-16/219; 3 — экз. 364/14, франский ярус, сирабойский горизонт, Ненецкий АО, скв. Хоседауская Южная 1, интервал 3682,0–3696,0 м, обр. 38; 4 — экз. 364/15, местонахождение и возраст те же; 5 — экз. 364/13, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Липецкая обл., скв. Задонская 1, глубина 330,0 м, обр. ЗДОЛ-1/329; 6 — экз. 364/3, возраст тот же, Курская обл., скв. Щигры-19, интервал 180,0–184,9 м, обр. Щ-19/190; 7 — экз. 364/16, франский ярус, сирабойский горизонт, Ненецкий АО, скв. Хоседауская Южная 1, интервал 3682,0–3696,0 м, обр. 38; 8 — экз. 364/17, местонахождение и возраст те же; 9 — экз. 364/18, местонахождение и возраст те же; 10 — экз. 364/2, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Курская обл., скв. Щигры-16, интервал 189,25–194,15 м, обр. Щ-16/222; 11 — экз. 364/21, франский ярус, Астраханская обл., скв. Девонская 3, интервал 5051,17–5057,76 м, обр. 8; 12 — экз. 364/19, франский ярус, сирабойский горизонт, Ненецкий АО, скв. Хоседауская Южная 1, интервал 3682,0–3696,0 м, обр. 38; 13 — экз. 364/7, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Курская обл., скв. Щигры-19, интервал 180,0–184,9 м, обр. Щ-19/190; 14 — экз. 364/22, франский ярус, Астраханская обл., скв. Девонская 3, интервал 5051,17–5057,76 м, обр. 8; 15 — экз. 364/23, местонахождение и возраст те же; 16 — экз. 364/20, франский ярус, сирабойский горизонт, Ненецкий АО, скв. Хоседауская Южная 1, интервал 3682,0–3696,0 м, обр. 38

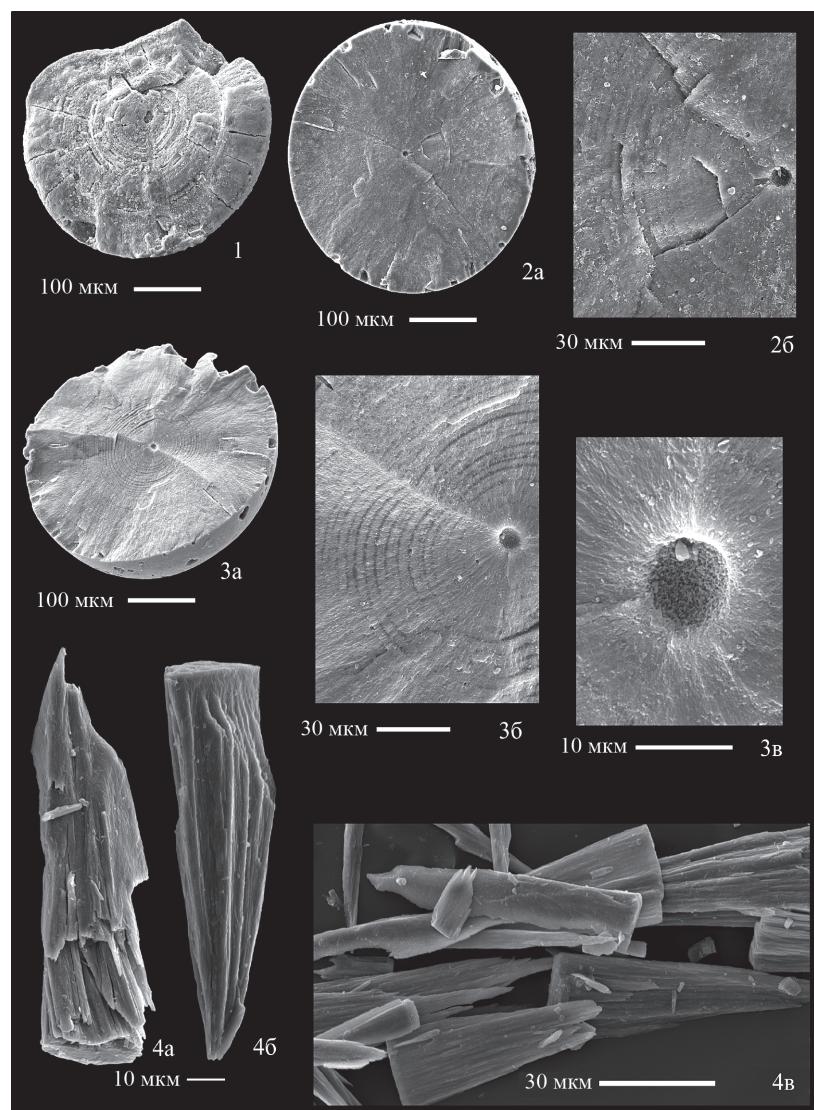
и Na, совсем редко Mg, S, Cl, Fe. Кроме того, установлено, что химический состав «конодонтового жемчуга» не зависит от его цвета, формы и размера. Остатки рыб включают максимум примесей кальцита, алюмосиликатов, пирита и др. Конодонтовые элементы в этом аспекте занимают промежуточную позицию. По-видимому, наличие и количество загрязнения зависят не от исходного состава объекта, а от характера его поверхности (на более гладкой поверхности меньше примесей) и пористости (у более пористых разностей больше примесей). Кроме того, большинство ихтиолитов содержит заметное количество железа, что было показано нашими исследованиями и на другом материале [Назарова, Зайцева, 2018]. В остальных микрофоссилиях железо почти не встречается.

**Заключение.** Рассмотрев историю изучения «конодонтового жемчуга» и проанализировав различные гипотезы его происхождения, мы пришли к выводу, что эти образования не могли принадле-

жать ни одному из рассматриваемых выше животных (конулятам, рыбам и т.д.). Химический состав, цвет, микроструктура и совместная встречаемость указывают на принадлежность «конодонтового жемчуга» к конодонтам. В теле конодонтов эти фосфатные микросферулы, скорее всего, играли роль отолитов, входящих в состав органа равновесия, который позволял животным ориентироваться и беспрепятственно передвигаться в морской среде. Необходимо отметить, что до наших работ эти специфичные образования на территории России не отмечались.

**Благодарности.** Авторы глубоко признательны Л.И. Кононовой за предоставление материала и помошь в его обработке, ценные советы и всестороннюю поддержку, Л.В. Зайцевой — за помошь в проведении химических анализов, Е.А. Жегалло и Р.А. Ракитову — за помошь в фотосъемке материала, С.В. Молошникову, Ю.В. Ростовцевой, Т.В. Филимоновой — за ценные замечания и конструктивную критику.

Фототаблица 2. 1 — экз. 364/24, поперечный скол, франский ярус, Астраханская обл., скв. Девонская 3, интервал 5051,17–5057,76 м, обр. 8, x140; 2 — экз. 364/25 (а — поперечный скол, x140; б — центральная часть, x500), местонахождение и возраст те же; 3 — экз. 364/26 (а — поперечный скол, x140; б — центральная часть, x500, в — центральная сфера, x2000), местонахождение и возраст те же; 4 — экз. 364/27, а, б, в — отколотые фрагменты, эйфельский ярус, мосоловский горизонт, Липецкая обл., скв. Задонская 1, глубина 336,8 м, обр. ЗДОЛ-1/337, x800



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
- Барков И.С. Конодонты в современной геологии // Итоги науки и техники. ВИНТИИ. Сер. Общая геология. 1985. Т. 19. С. 93–221.
- Дзержинский Ф.Я. Сравнительная анатомия позвоночных животных. М.: Аспект-Пресс, 2005. 320 с.
- Зоология беспозвоночных. В 2-х т. / Под ред. В. Вестхайде и Р. Ригера. Т. 1. От простейших до моллюсков и артропод. М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2008. 512 с.
- Кирюхина Т.А., Большакова М.А., Ступакова А.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. 2015. Т. 2, № 61. С. 87–100.
- Назарова В.М. О природе «конодонтового жемчуга» // Ломоносовские чтения-2013. Москва, апрель 2013 г. / Тез. докл. 2013. URL: [http://geo.web.ru/pubd//2013/11/24/0001187290/pdf/nazarova\\_2013.pdf](http://geo.web.ru/pubd//2013/11/24/0001187290/pdf/nazarova_2013.pdf)
- Назарова В.М., Гатовский Ю.А., Зайцева Л.В. Исследование фосфатных микрофоссилий из девонских отложений Русской плиты методом энерго-дисперсионного рентгеновского микроанализа // Ломоносовские чтения-2016. Москва, 13–22 апреля 2016 г. / Тез. докл. URL: [http://www1.geol.msu.ru/deps/paleont/conference/Nazarova\\_et\\_al\\_2016.pdf](http://www1.geol.msu.ru/deps/paleont/conference/Nazarova_et_al_2016.pdf)
- Назарова В.М., Зайцева Л.В. Химический состав позднедевонских фосфатных микрофоссилий Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 2. С. 42–53.
- Назарова В.М., Кононова Л.И. Стратиграфия мосоловского горизонта (эйфель, средний девон) Воронежской антеклизы по конодонтам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 4. С. 1–26.
- Назарова В.М., Кононова Л.И. Патологии девонских конодонтовых элементов Воронежской антеклизы // Тр. XVII Всеросс. микропалеонт. совещ. «Современная микропалеонтология — проблемы и перспективы». Казань, 24–28 сентября. М.: ГЕОС, 2018. С. 329–333.
- Павлова Л.А., Павлов С.М. Особенности РСМА отолитов рыб как перспективного метода мониторинга окружающей среды // Методы и объекты химического анализа. 2006. Т. 1, № 1. С. 48–53.
- Bischoff G.C.O. On the nature of the conodont animal // Geol. et Palaeontol. 1973. Bd. 7. S. 147–174.
- Clarkson G.R. Devonian conodont biostratigraphy in the subsurface of Mason county, West Virginia // Submitted

to the Graduate School West Virginia University in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of Science. Morgantown, 1980. 93 p.

*Donoghue P.C.J.* Growth and patterning in the conodont skeleton // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1998. B. 353. P. 633–666.

*Dumoulin J.A., Harris A.G., Blome Ch.D., Young L.E.* Conodont and Radiolarian Data from the De Long Mountains Quadrangle and Adjacent Areas, Northern Alaska // Open-File Rep. 2006–1068, 2006. 174 p.

*Giles K.A., McMillan N.J., McCarson B.L.* Geochemical analysis and paleoecological implications of phosphatic microspherules (otoliths?) from Frasnian-Famennian boundary strata in the Great Basin, USA // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 2002. Vol. 181. P. 111–125.

*Glenister B.F., Klapper G., Chauff K.M.* Conodont Pearls? // Science. 1976. Vol. 193. P. 571–573.

*Huang Ch., Gong Y.M.* Phosphatic microspherules and their geobiological implications from the Frasnian-Famennian transition at the Yangdi section, Guilin, South China // Sci. China. Earth Sci. 2014. Vol. 57. P. 943–956.

*Kemp A.* Amino acid residues in conodont elements // J. Paleontol. 2002. Vol. 76, N 3. P. 518–528.

*Kononova L.I.* Upper Frasnian and Tournaisian Conodonts of the Sikaza river section (Southern Urals) // Serv. Geol. de Belgique. Prof. Pap. 1979. Vol. 161. P. 71–86.

*Krumhardt A.P.* Conodont analyses from the Arctic National Wildlife refuge, Northeast Brooks range, Alaska 1990–1993 // Divis. Geol. & Geophys. Surv. 1994. 78 p.

*Leuteritz K., Pietzner H., Vahl J., Ziegler W.* Aufbau, Zusammensetzung und Entstehung von calciumphosphat-sphären in paläozoischen Kalken // Geol. et Palaeontol. 1972. Bd. 6. S. 111–137.

*Levman B.G.* The Frasnian/Famennian (mid-late Devonian) boundary in the Long Rapids formation, James Bay Lowlands, Northern Ontario, Canada // A thesis submitted in conformity with the requirements for the degree of Master of Science Graduate Department of Geology University of Toronto, 2001. 150 p.

*McConnell D., Ward P.* Nautiloid uroliths composed of phosphatic hydrogel // Science. 1978. Vol. 199, N 4325. P. 208–209.

*Stauffer C.R.* The conodont fauna of the Decorah Shale (Ordovician) // J. Paleontol. 1935. Vol. 9, N 7. P. 596–620.

*Stauffer C.R.* Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota // J. Paleontol. 1940. Vol. 14, N 5. P. 417–435.

*Wang K., Chatterton B.D.E.* Microspherules in Devonian sediments: origins, geological significance, and contamination problems // Canad. J. Earth Sci. 1993. Vol. 30, N 8. P. 1660–1667.

*Youngquist W., Miller A.K.* Additional conodonts from the Sweet land Creek Shale of Iowa // J. Paleontol. 1948. Vol. 22, N 4. P. 440–450.

Поступила в редакцию 15.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 551.736.1:561.43 (282.247.415.387)

С.В. Наугольных<sup>1</sup>, Е.М. Кирилишина<sup>2</sup>

## МАЗУЕВСКАЯ ФЛОРА (НИЖНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ПРИУРАЛЬЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТАКСОНОМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

ФГБУН Геологический институт Российской академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер, 7;

ФГБОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет», 420008, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Кремлевская, д.18

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7

Kazan (Volga region) Federal University, 420008, Kazan, Russian Federation, 18, Kremlyovskaya str.

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Охарактеризованы остатки пельтаспермовых птеридоспермов из нижнепермских (кунгурских) отложений местонахождения Мазуевка (Кишертский район Пермского края) на материале палеоботанической коллекции, переданной в Музей землеведения Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Впервые для местонахождения Мазуевка охарактеризована находка семеносного органа, определенного как *Peltaspermum* sp. Высказаны предположения о возможном насекомоопылении некоторых представителей пермских пельтаспермовых.

**Ключевые слова:** пельтаспермовые птеридоспермы, нижняя пермь, Мазуевка, Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, семеносные органы.

The paper is focused on characteristics of the peltaspermalean pteridosperms from the Lower Permian (Kungurian stage) of the Mazuevka locality (Kishert District of the Perm region, Russia). The paper is based on the material kept in the paleobotanical collection of the Earth Science Museum of the Lomonosov Moscow State University. The peltasperm seed-bearing organ is characterized for the Mazuevka locality for the first time. This organ is preliminarily determined in open nomenclature as *Peltaspermum* sp. General considerations by the present authors on the possible entomophily of at least some representatives of peltaspermalean pteridosperms are given.

**Key words:** peltaspermalean pteridosperms, Lower Permian, Mazuevka locality, Earth Science Museum of the Lomonosov Moscow State University, seed-bearing organs.

**Введение.** Среди высших растений позднего палеозоя довольно много групп, которые полностью вымерли, не оставив прямых потомков в современной флоре. Сложность при морфологической интерпретации строения репродуктивных органов таких растений заключается в том, что у нас нет прямых аналогов среди ныне живущих растений, которые можно было бы использовать в качестве экстраполяционных моделей для расшифровки морфологических и анатомических особенностей давно исчезнувших групп растений.

Одна из таких весьма своеобразных групп — пельтаспермовые, представители особого порядка (Peltaspermales), относящегося к голосеменным. Первые находки пельтаспермовых известны из верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Приуралья и из верхнекаменноугольных—нижнепермских отложений Западной Европы [Meyen, 1983]. Судя по последним данным,

временем настоящего расцвета пельтаспермовых был пермский период. Именно к пермским отложениям приурочено наибольшее количество находок листьев и репродуктивных органов пельтаспермовых из самых разных регионов Земного шара [Залесский, Чиркова, 1938; Мейен, Мигдисова, 1969; Гоманьков, Мейен, 1986; Мейен, 1982, 1983, 1987, 1992; Meyen, 1982, 1984, 1987, 1988; Пухонто, Фефилова, 1982; Barthel, 1983; Naugolnykh, 2001, 2005, 2012, 2014, 2018; Galtier, Broutin, 1995; Wang, 1997; Yang et al., 2011, 2012; Zhang et al., 2012], но преимущественно из Северного полушария, т.е. из северной тропической и субтропической зон Пангеи, палеофитогеографически относящихся к поясу развития сухолюбивой растительности, близкой по экологическому типу к современной средиземноморской. В триасовом периоде пельтаспермовые освоили и Южное полушарие [Townrow, 1960; Anderson, Anderson,

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, отдел стратиграфии, лаборатория палеофлористики, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; контрактная аффилиация Казанский федеральный университет; e-mail: naugolnykh@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: conodont@mail.ru

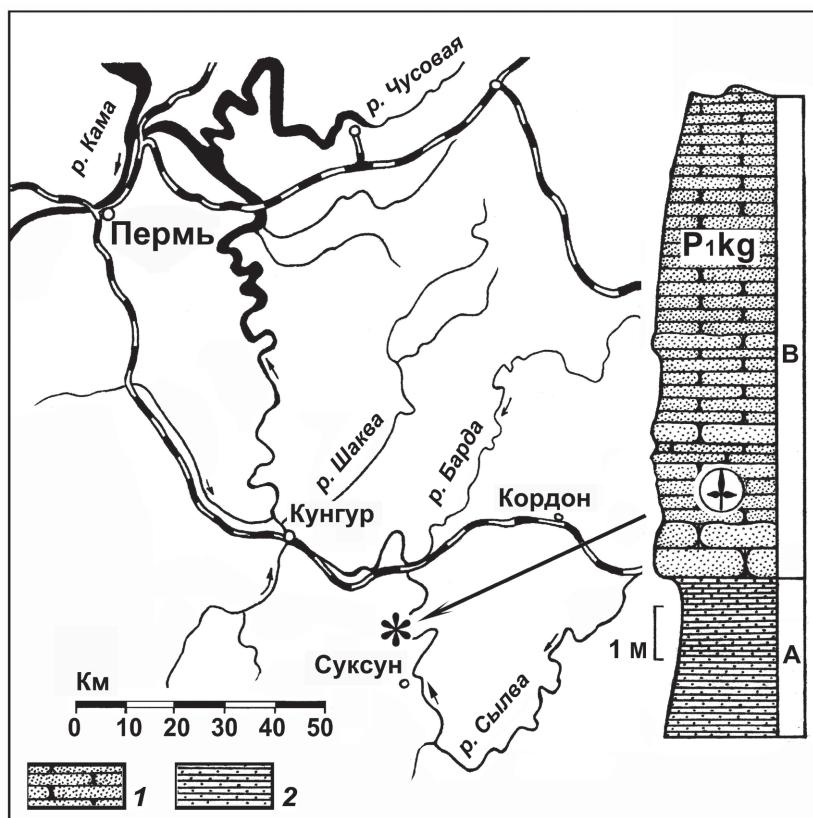


Рис. 1. Географическое и стратиграфическое положение Мазуевского местонахождения растительных остатков. Географическое положение местонахождения на карте отмечено астериском; стратиграфический уровень сбора растительных остатков отмечен знаком трилистника, заключенным в кружок. Длина масштабной линейки для стратиграфической колонки 1 м: А — пачка А; В — пачка В; 1 — песчаники, 2 — алевролиты

1985], а также удаленные (иными словами, краевые) зоны Северного полушария.

Несмотря на большое количество работ, посвященных пельтаспермовым, остается довольно много открытых вопросов, которые касаются как таксономии этой группы, так и ее экологических преференций. Поэтому каждая новая находка пельтаспермовых, которая расширяет феноменологическую картину строения представителей этой группы, имеет большое значение для палеоботаники.

Статья посвящена характеристике остатков пельтаспермовых птеридоспермов, найденных в местонахождении Мазуевка, ставшем знаменитым благодаря исследованиям последних лет [Naugolnykh, 2013]. В изученной коллекции присутствуют как листовые остатки, так и остатки семеносных органов, которым в ходе изучения было уделено особенно большое внимание.

**Материал.** Материал, положенный в основу работы, собран С.В. Наугольных, одним из авторов, в ходе полевых работ на Мазуевском местонахождении (рис. 1). Мазуевский разрез находится в Кышертском районе Пермского края (GPS-координаты: 57°16'19.3" N, 57°23'47.6" E), между дер. Мазуевка и Черный Яр на левом берегу р. Сылва, левом притоке Чусовой. Разрез представляет собой дорожную выемку (в северо-западном борту автомобильной дороги Кунгур–Черный Яр), расположенную в цокольной береговой террасе р. Сылва.

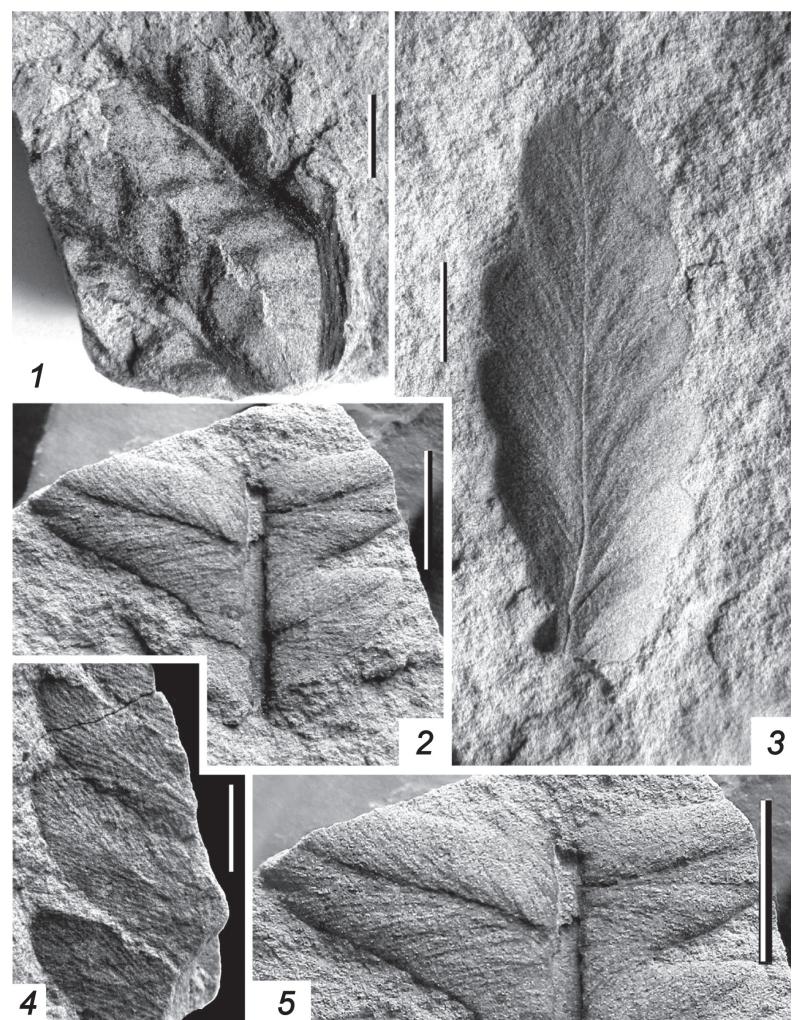
Полевые работы проводились совместно с сотрудниками Кунгурского историко-архитек-

турного и художественного музея-заповедника (КИАХМЗ; г. Кунгур, Пермский край), которые оказали неоценимую помощь в организации изучения этого интересного разреза. Часть собранной коллекции хранится в КИАХМЗ; образцы, описанные в статье, находятся в Музее землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва), монографическая коллекция МЗ МГУ № 135. Образцы, переданные на постоянное хранение в Музей землеведения МГУ, органично дополнили хранящуюся здесь коллекцию пермских растений из Приуралья и Печорского угольного бассейна [Исаев и др., 2018].

Растительные остатки в Мазуевском местонахождении представлены в основном отпечатками листьев и других органов (рис. 2–4) на тонкозернистом и среднезернистом песчанике, причем в некоторых местах сохранились и сами растительные ткани (фитолеймы), замещенные оксидами и гидроксидами железа, что придает растительным остаткам характерный красноватый, оранжевый или сиреневато-розовый оттенок. Иногда встречаются крупномерные углефицированные остатки побегов и древесины.

Большая часть растительных остатков собрана в основании пачки «В» (рис. 1, стратиграфическая колонка справа). Стратиграфически эти отложения относятся к кошлевской свите иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми. Возраст вмещающих отложений определен по структурно-геологическим данным и по фауне морских беспозвоночных, которые встречены в карбонатных фациях кунгурских отложений, обнажающихся на западе

Рис. 2. Растительные остатки пельтаспермовых из местонахождения Мазуевка, пачка В: 1 — экз. МЗ МГУ № 135/1, *Comia* sp., фрагмент вайи пельтаспермового с уникогерентными перьями последнего порядка; 2, 5 — экз. МЗ МГУ № 135/2, *Permocallipteris retensoria* (Zalessky) Naug., фрагмент пера последнего порядка с тремя перышками; 3 — экз. МЗ МГУ № 135/3, *Permocallipteris* sp., перо последнего порядка с уникогерентным жилкованием; 4 — экз. МЗ МГУ № 135/4, *Permocallipteris* sp., апикальные части перышек. Длина масштабной линейки 1 см



от Мазуевского разреза в окрестностях г. Кунгур (анализ проблемы см. [Наугольных, 2007]).

**Палеоботанические наблюдения.** В коллекции присутствуют многочисленные листья пельтаспермовых, принадлежащие морфологической группе каллиптерид (подробнее см. ниже) и в основном распределяемые по разным видам рода *Permocallipteris* Naug. Этот род был предложен для преимущественно ангарских и субангарских сложноперистых листьев пельтаспермовых, у которых характерно наличие не менее двух порядков перистости (известны листья с тремя порядками перистости и листья с дополнительными порядками перистости, образованными повторной псевдодихотомией верхушки вайи). Перышки имеют ланцетовидную или округлую форму, обычно с притупленными, реже приостренными верхушками, перистым жилкованием и наличием дополнительных интеркалирующих перышек, прикрепляющихся непосредственно к рахису вайи. Для перистых листьев пельтаспермовых нередко используется неформальный (морфологический) термин «каллиптериды». К каллиптеридам относится широкий спектр формальных родов, предложенных для разных морфотипов перистых листьев пельтаспермовых.

В пермских ангарских и субангарских (подробнее о палеофитогеографическом статусе Субангарского экотонного пояса см. [Мейен, 1987]) флорах, а также в регионах, примыкающих с Субангарским поясу, встречаются, помимо рода *Permocallipteris*, еще три рода каллиптерид: *Comsopteris* Zalessky (с простоперистыми вайями, парноперистой верхушкой и длинными ланцетовидными перышками); *Comia* Zalessky (с простоперистыми, реже, с двумя порядками перистости вайями, непарноперистой верхушкой и с отчетливым когерентным жилкованием, образованным последовательными пучками жилок, соответствующих зачаточным перышкам); *Vjaznikopteris* Naug. (вайи от простоперистых до дваждыперистых, с парноперистой верхушкой, иногда с длинными модифицированными лопастями на верхушке и с субтреугольными лопастями в основании вайи). Представители родов *Permocallipteris* и *Comia* встречаются в Приуралье в широком стратиграфическом интервале от артинского яруса до казанского яруса. Род *Comsopteris* характерен в основном для казанского яруса, род *Vjaznikopteris* характеризует исключительно верхнепермские отложения.

При реконструкции облика пермской растительности часто встает вопрос о формах роста той

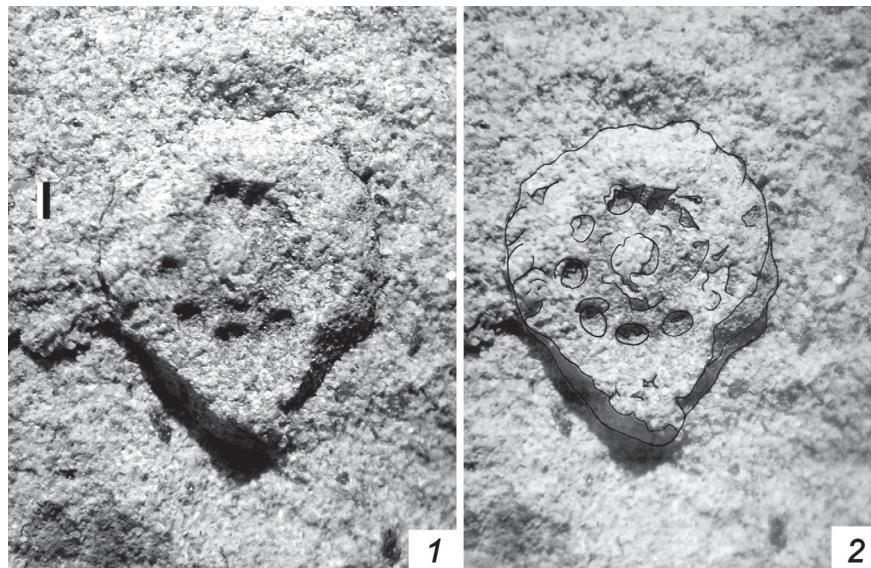


Рис. 3. Семеносный орган пельтаспермового *Peltaspermum* sp. из местонахождения Мазуевка, пачка В, экз. МЗ МГУ № 135/5а: 1 — макроморфология; 2 — дешифровка морфологии остатка по методике line-tracing. Длина масштабной линейки 1 мм

или иной группы ископаемых растений. Применительно к пельтаспермовым есть основание предполагать, что это были относительно небольшие фанерофиты, внешне отдаленно напоминавшие современные древовидные папоротники или цикадовые. Это мнение подтверждается находкой в нижнепермских отложениях Германии пахикаульного ствола, описанного под самостоятельными родовым и видовым названиями *Kontheria striata* Roselt, в прикреплении к которому сохранились листья каллиптеридной морфологии *Arthardtia* (al. *Callipteris*) *sheibei* (Gothan) Haubold et Kerp [Roselt, 1962].

В коллекции присутствуют фрагменты вайи каллиптерид (рис. 2, 1), изолированные перья каллиптеридной морфологии (рис. 2, 2, 3), а также фрагменты перьев и перышек разной сохранности (рис. 2, 4). Важная особенность сохранности растительных остатков из Мазуевского местонахождения — жилкование листьев нередко сохраняется достаточно хорошо (рис. 2, 4, 5), что способствует точному определению того или иного остатка.

Применительно к остаткам каллиптерид из Мазуевки отметим, что большая часть из них уверенно относится к виду *Permocallipteris retensoria* (Zalesky) Naug. — одному из наиболее широко распространенных в кунгурском ярусе Среднего и Южного Приуралья (рис. 2, 2, 5, рис. 4, 1). В отношении видовой принадлежности некоторых других остатков каллиптерид из изученной коллекции (рис. 2, 3, 4) остаются сомнения, поэтому эти экземпляры определены в открытой номенклатуре как *Permocallipteris* sp. Кроме того, в коллекции присутствует остаток, условно определенный как *Comia* sp., который демонстрирует характерную для рода *Comia* уникогерентность. Однако нельзя исключать, что это базальная часть молодой вайи *Permocallipteris* с зачаточными перышками, сливающимися краями. Видовая атрибуция листьев каллиптерид осложняется довольно

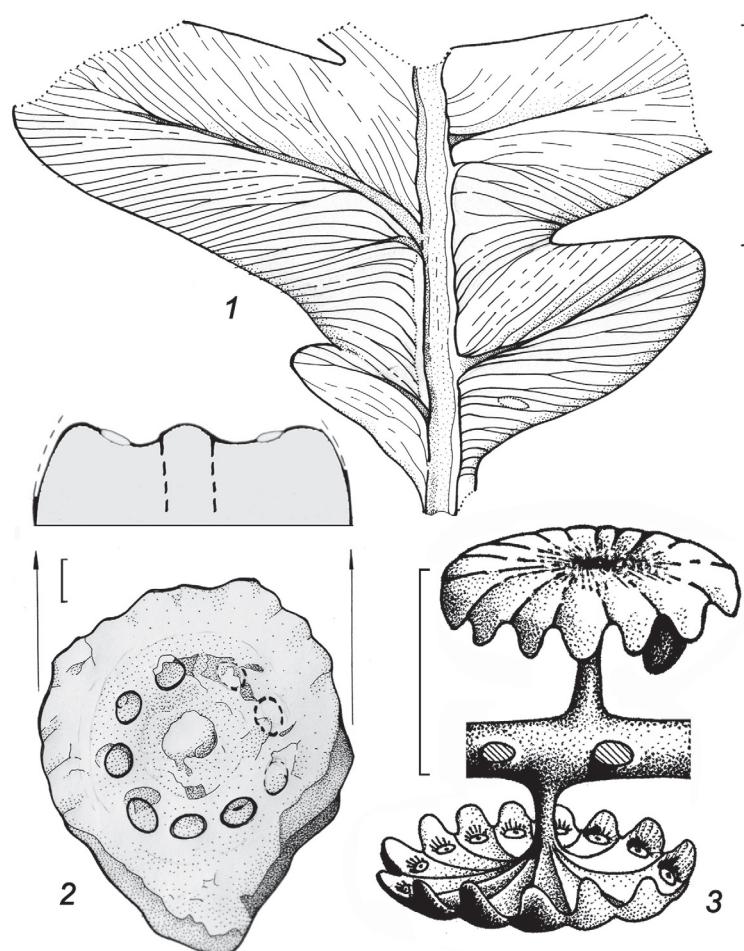
высокой внутривидовой (внутрипопуляционной и индивидуальной) изменчивостью, характерной для пельтаспермовых.

Отдельного внимания заслуживает остаток пельтатного семеносного органа, найденный вместе с листьями каллиптеридной морфологии. Семеносный орган представляет собой овально вытянутый мегаспорофилл с сильно загнутыми книзу краями (рис. 3, рис. 4, 2), небольшим возвышением в центре и округлыми семенными рубцами, расположенными концентрически вокруг центрального возвышения. Длина мегаспорофилла 9 мм, ширина 7 мм. Обращает на себя внимание билатеральная симметрия семеносного органа и оттянутость одного из его краев, что придает мегаспорофиллу сходство с родом *Vetlugospermum* Naug. Однако отсутствие так называемой защитной септы заставляет предварительно отнести этот остаток к роду *Peltaspermum* Harris.

По нашему мнению, на образце видна адаксиальная (т.е. обращенная к несущей оси) поверхность мегаспорангиятного органа. Именно поэтому на ней заметны семенные рубцы, находившиеся на функционально нижней поверхности семеносного диска. Относительно отчетливо наблюдаются 6 семенных рубцов; наличие еще 3 рубцов можно предполагать исходя из общей топологии и симметрии остатка (рис. 3, 2, рис. 4, 2). Таким образом, общее число семенных рубцов составляло 9. Центральное возвышение, наблюдавшееся в средней части остатка, должно соответствовать месту прикрепления ножки мегаспорофилла.

**Энтомофильность пермских пельтаспермовых Приуралья.** Интересная особенность семеносного органа пельтаспермового из Мазуевки — высокая степень загнутости краев мегаспорофилла, что, как правило, не характерно для типичных представителей рода *Peltaspermum* (рис. 4, 3). Эта особенность имеет значение для развития представлений о возможной энтомофильности (т.е.

Рис. 4. Растительные остатки пельтаспермовых из местонахождения Мазуевка, пачка В (1, 2): 1 — экз. МЗ МГУ № 135/2, *Permcallipteris retensoria* (Zalessky) Naug., фрагмент пера последнего порядка с тремя перышками и хорошо сохранившимся жилкованием; 2 — экз. МЗ МГУ № 135/5а, семеносный орган пельтаспермового *Peltaspermum* sp.; 3 — генерализованная схема строения женского фертильного побега пельтаспермового с семеносными дисками, число радиальных секторов показано условно. Длина масштабной линейки 1 см (1, 3) и 1 мм (2)



насекомоопылении) некоторых представителей пельтаспермовых [Naugolnykh, Oskolski, 2010].

Отметим, что для наиболее древних представителей пельтаспермовых характерны микроспоропроклады, продуцировавшие двумешковую пыльцу *Protohaploxylinus* и производные от нее формы более простой морфологии (см. интегративную схему, опубликованную в [Мейен, 1987, с. 154, рис. 44]. Наличие мешков со всей определенностью указывает на то, что материнские растения были ветроопыляемыми. Однако у многих более поздних и одновременно эволюционно более продвинутых пельтаспермовых пыльца становится безмешковой. В то же время края мегаспорангиятных (семеносных) органов у таких форм начинают опускаться книзу и подворачиваться (очевидно, для защиты семязачатков), что не могло не препятствовать эффективному ветроопылению. К группе форм пельтаспермовых с глубоко подвернутыми краями семеносной пластинки можно причислить и *Peltaspermum* sp. из мазуевской флоры. Высока вероятность того, что и мазуевский *Peltaspermum* sp., и ряд близких форм пельтаспермовых (порядок *Peltaspermales* s.s.) пермского возраста (например, *Sylvocarpus* Naug.) были энтомофильными.

**Заключение.** В таксономическом составе мазуевской флоры (кунгурский ярус, нижняя пермь

Среднего Приуралья) присутствуют пельтаспермовые птеридоспермы, представленные в коллекции Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова родами *Permcallipteris* и *Comia* (листья), а также *Peltaspermum* (семеносные органы). Сильная загнутость краев мегаспорангиятной пластинки *Peltaspermum* sp. из мазуевской флоры, препятствовавшая эффективному ветроопылению семязачатков, косвенным образом указывает на возможную энтомофильность материнского растения.

**Благодарности.** Авторы искренне благодарны директору Кунгурского историко-архитектурного и художественного музея-заповедника С.М. Мушкалову и заведующей отделом природы этого музея Л.А. Долгих за помощь в организации полевых исследований на Мазуевском разрезе. Авторы признательны старшему научному сотруднику кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова В.М. Назаровой и заведующему лабораторией палеофлористики Геологического института РАН А.Б. Герману за просмотр рукописи и ценные замечания.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках темы госзадания № АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы» Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, в рамках темы

госзадания № 0135-2019-0044 «Фитостратиграфия, палеофлористика, кризисные события кайнозоя, мезозоя и палеозоя различных регионов Евразии, палеоклиматические, палеофитоценотические и палеофитогеографические реконструкции» Геологического института РАН, гранта РФФИ (про-

ект № 18-04-00322), а также за счет субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гоманьков А.В., Мейен С.В. Татариновая флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука. 1986. 174 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 401).

Залесский М.Д., Чиркова Е.Ф. Пермская флора Пермского Урала и хребта Пай-Хой. М.:Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 52 с.

Исаев В.С., Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Пермские ископаемые растения из отложений воркутской серии Печорского угольного бассейна в коллекции Музея землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 42–51.

Мейен С.В. Органы размножения голосеменных и их эволюция (по палеоботаническим данным) // Журн. общ. биол. 1982. Т. 43, № 3. С. 303–323.

Мейен С.В. Систематика пельтаспермовых птеридоспермов и их место в филогении голосеменных // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1983. Т. 88, вып. 1. С. 3–14.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.

Мейен С.В. Голосеменные ангарской флоры // Эволюция и систематика высших растений по данным палеоботаники. М.: Наука, 1992. С. 120–147.

Мейен С.В., Мигдисова А.В. Эпидермальное изучение ангарских *Callipteris* и *Compsopteris* // Птеридоспермы позднего палеозоя и мезозоя. М.: Наука, 1969. С. 59–83. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 190).

Пухонто С.К., Фефилова Л.А. Макрофлора // Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. Л.: Наука, 1982. С. 28–92.

Anderson J.M., Anderson H.M. Palaeoflora of Southern Africa. Prodromus of South African megafloras Devonian to lower Cretaceous. Rotterdam: A.A.Balkema, 1985. 423 p.

Barthel M. Die Pflanzenwelt // Die Lebewelt des Rotliegenden / Ed. H. Haubold. Wittenberg Lutherstadt: A. Ziems Verlag, 1983. S. 63–131.

Galtier J., Broutin J. La flore de la zone de transition de l'Autunien Supérieur de Lodeve // Sci. Geol. Bull. Strasbourg. 1995. Vol. 48, N 1–3. P. 83–93.

Meyen S.V. The Carboniferous and Permian floras of Angaraland: a synthesis // Biol. Mem. 1982. Vol. 7. P. 1–109.

Meyen S.V. *Trichopitys*, *Medullopteris* and *Autunia* revisited // IOP Newsletters. 1983. N 18. P. 4–6.

Meyen S.V. Basic features of gymnosperm systematics and phylogeny as shown by the fossil record // Bot. Rev. 1984. Vol. 50, N 1. P. 1–111.

Meyen S.V. Fundamentals of Palaeobotany. L.: Chapman and Hall, Ltd, 1987. 432 p.

Meyen S.V. Gymnosperms of the Angara flora // Origin and evolution of Gymnosperms / Ed. Ch.B. Beck. N.Y.: Columbia University Press, 1988. P. 338–381.

Naugolnykh S.V. A new peltaspermaceous pteridosperm from the Upper Permian of the Russian Platform // Palaeobotanist. 2001. Vol. 50. P. 189–205.

Naugolnykh S.V. Upper Permian flora of Vjazniki (European part of Russia), its Zechstein appearance, and the nature of the Permian/Triassic extinction // The Nonmarine Permian. Albuquerque: New Mexico Museum of Natural History and Science. 2005. Bull. 30. P. 226–242.

Naugolnykh S.V. *Vetlugospermum* and *Vetlugospermaceae*: a new genus and family of peltasperms from the Lower Triassic of Moscow synecline (Russia) // Geobios. 2012. Vol. 45. P. 451–462.

Naugolnykh S.V. Lower Permian (Kungurian) flora of the Mazuevka locality (Perm region, Urals, Russia): taxonomic composition, taphonomy, and paleoecology // The Carboniferous-Permian Transition. New Mexico Museum of Natural History and Science. 2013. Bull. 60. P. 274–285.

Naugolnykh S.V. *Permocallipteris*, a new genus from the Permian of Angaraland // Wulfenia, Mitteilungen des Karntner Botanikzentrums Klagenfurt. 2014. Vol. 21. P. 1–20.

Naugolnykh S.V. A new concept and a newly emended diagnosis of the advanced peltasperm *Kuvakospermum pedatum* Naug. et Sidorov, emend. nov. from the Kazanian (Middle Permian) deposits of Russia // Wulfenia. 2018. Vol. 25. P. 1–14.

Naugolnykh S.V., Oskolski A.A. An advanced peltasperm *Permoxylocarpus trojanus* Naug. from the Lower Permian of the Urals (Russia): an ancient case of entomophily in gymnosperms? // Wulfenia. 2010. Vol. 17. P. 29–43.

Roselt G. Untersuchung der Gattung *Callipteris* // Freiberger Forschungsch. 1962. N 131. 81 s.

Townrow J.A. The Peltaspermaceae, a pteridosperm family of Permian and Triassic age // Palaeontology. 1960. Vol. 3, N 3. P. 333–361.

Wang Z.-Q. Permian *Supaia* fronds and an associated *Autunia* fructification from Shanxi, China // Palaeontology. 1997. Vol. 40, pt. 1. P. 245–277.

Yang T., Naugolnykh S.V., Sun G. A new representative of *Neocalamites* Halle from the Upper Permian of Northeastern China (Jiefangcun Formation) // Paleontol. J. 2011. Vol. 45, N. 3. P. 335–346.

Yang T., Sun G., Naugolnykh S.V. Late Permian Jiefangcun flora from Hunchun of Jilin, China // Japanese J. Palynol. 2012. Vol. 58. Spec. Iss. P. 265–266.

Zhang Y., Zheng S.-L., Naugolnykh S.V. A new species of *Lepidopteris* discovered from the Upper Permian of China, with its stratigraphic and biologic implications // Chinese Sci. Bull. 2012. Vol. 57, Iss. 27. P. 3603–3609.

Поступила в редакцию 18.02.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 550:552.52(571.1)

Т.А. Киреева<sup>1</sup>, А.Ю. Бычков<sup>2</sup>, М.Ю. Зубков<sup>3</sup>

## ОСОБЕННОСТИ МИКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ООО «ЗапСибГЦ», 625002, Тюменская обл., г.Тюмень, ул.Сургутская, д. 11, к. 4/9

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

LLC "ZapsibGTs", 625000, Tyumen region, Tyumen, Surgutskaya st., 11, bd 4/9

Представлены результаты экспериментальных исследований макро- и микрокомпонентного состава поровых растворов битуминозных глинисто-кремнистых пород баженовской свиты (БС) Западной Сибири с содержанием до 12,63% C<sub>org</sub> («нормальные породы»), а также алевропесчаников из «аномального» разреза БС, с содержанием C<sub>org</sub> до 0,63% («аномальные» породы), полученные на основе изучения водных вытяжек из образцов керна. Установлено, что поровые растворы «нормальных» пород БС имеют сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый состав, а «аномальных» — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый. В поровых растворах как «нормальных», так и «аномальных» пород относительно океанической воды отмечено: а) концентрирование Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Sb, Cd, Ba, V, Cr разной степени интенсивности; б) повышенное содержание Cs, Pb, Ti только в поровых растворах «аномальных» пород; в) пониженное содержание Li, B, Rb, Sr. Выявлена прямая зависимость содержания Li, B, Ba, Sr, U, Mo, Cd, Sb, Ni с содержанием в породе C<sub>org</sub>. Для V, Cs, Sb, Rb, Ti, Mn в поровых водах связь с количеством C<sub>org</sub> в породах близка к обратной зависимости. В поровых растворах «нормальных» пород БС содержание Ba равно или превышает содержание Sr, что аномально по отношению к пластовым водам большинства нефтяных месторождений и к океанической воде и, видимо, связано с особенностями накопления органоглинистых отложений, так как в «аномальных» породах БС содержание Sr в два раза превышает содержание Ba, что ближе к обычному для большинства природных вод.

**Ключевые слова:** ионно-солевой комплекс, баженовская свита, поровые растворы, микрокомпоненты.

The results of experimental studies of the macro- and microcomponent composition of pore solutions of bituminous clay-siliceous rocks of the Bazhenov Formation (BS) of Western Siberia, containing up to 12.63% Corg (“normal rocks”), as well as silt-sandstones from the “anomalous” section are presented. BS with a Corg content of up to 0.63% (“abnormal” rocks) obtained on the basis of a study of aqueous extracts from core samples. It has been established that pore solutions of “normal” BS rocks have a sulfate-bicarbonate-sodium composition, and “abnormal” ones have a hydrocarbonate-sodium chloride composition. In pore solutions of both “normal and” “abnormal” rocks relative to ocean water, the following were noted: a) concentration of Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Sb, Cd, Ba, V, Cr of various degrees of intensity; b) increased content of Cs, Pb, Ti only in pore solutions of “abnormal” rocks; c) reduced content of Li, B, Rb, Sr. A direct relationship was found between the contents of Li, B, Ba, Sr, U, Mo, Cd, Sb, and Ni with the content in the Corg rock. For V, Cs, Sb, Rb, Ti, Mn in pore waters, the relationship with the amount of Corg in the rocks is close to the inverse relationship. In the pore solutions of “normal” BS rocks, the Ba content is equal to or higher than the Sr content, which is anomalous with respect to the stratal waters of most oil fields and ocean water and, apparently, is associated with the peculiarities of the accumulation of organic clay deposits, since in “anomalous” rocks The BS content of Sr is two times higher than the Ba content, which is closer to the usual for most natural waters.

**Key words:** ion-salt complex, Bazhenov suite, pore solutions, microcomponents.

**Введение.** Несмотря на большое количество аналитических исследований, выполненных для пород баженовской свиты (БС) Западной Сибири, в литературе мало данных о макрокомпонентном

составе и минерализации их поровых растворов, а микроэлементный состав исследован только в нескольких последних работах [Казак, Киреева, 2017; Казак и др., 2017].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра гидрогеологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ta\_kireeva@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра геохимии, профессор, доктор геол.-минер. н.; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

<sup>3</sup> ООО «ЗапСибГЦ», директор, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: zubkovmyu@mail.ru

Природа вещества порового раствора зависит от условий формирования породы и степени постдиагенетических изменений, поэтому анализ состава поровых растворов может дать полезные сведения об этих процессах. Слабопреобразованные горные породы, находящиеся на стадии раннего диагенеза, содержат поровые воды, сохранившие в общих чертах облик морской воды, за исключением содержания сульфатов, количества которых может быть резко понижено в результате биохимических реакций сульфатредукции. На стадии позднего диагенеза горные породы уже значительно изменены, и поровые растворы представляют собой сложный результат взаимодействия исходных растворов с породой и выхода в поровое пространство «воздорожденных» связанных вод. Максимальное изменение состава поровых растворов в процессах диагенеза и катагенеза наиболее характерно для глинистых пород, содержащих много воды в связанном состоянии, а также способных к сорбционным процессам. Поэтому состав поровых растворов глинистых пород значительно отличается от исходных вод бассейна осадконакопления в сторону уменьшения минерализации (выход связанной воды), уменьшения количества кальция и магния (сорбция) и, напротив, увеличения содержания натрия и гидрокарбонатов.

О составе поровых растворов судят по данным отжима под большим давлением ( $\sim 500$ – $1000$  кг/см $^2$ ) «сухих» образцов пород. О составе всего ионно-солевого комплекса, включающего как остаточные поровые воды, так и вещества, переходящие в раствор при взаимодействии воды с породой, судят по результатам анализа водных вытяжек из измельченных образцов пород. При этом если анализируются такие малорастворимые породы, как глины, то состав воднорастворимых солей водной вытяжки будет представлять собой в основном состав порового раствора, так как минералы глин не будут растворяться дистиллиированной водой. В этих же условиях в раствор не будут переходить обменные катионы. Карбонатные минералы могут растворяться, но незначительно за короткое время приготовления вытяжки (5 мин).

**Постановка задачи.** Ранее [Киреева, Бочко, 1991; Киреева, Казак, 2017] водные вытяжки из пород БС были проанализированы на нескольких десятках образцов керна из 23 скважин ряда площадей Широтного Приобья, представленных всеми плотными литотипами БС (глинистые, кремнисто-глинистые и карбонатно-глинистые), а также тонколистоватыми разностями («бажениты»). В результате было установлено, что большая часть (62%) образцов плотных пород массивного сложения имела значение pH водных вытяжек в пределах 6–8, среднее содержание солей составляло около 0,17%, а по преобладающим ионам они были сульфатно-гидрокарбонатно-натриевыми. Таким образом, по количеству и ионному составу

водорастворимые соли в этой категории образцов соответствовали солевому комплексу поровых растворов глинистых пород в средней подзоне катагенеза. Известно, что на этой глубине значения pH солевого раствора составляют 7–8, общее количество солей не превышает 0,3%, в составе катионов преобладают  $\text{Na}^+$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , в анионной части —  $\text{SO}_4^{2-}$  [Затенецкая, 1963]. В работе [Казак, Киреева, 2017] изучение ионно-солевого состава пород БС было проведено на трех образцах керна, сохранивших естественную влажность, отобранных на двух месторождениях Нижневартовского свода; впервые для поровых растворов пород БС был выполнен анализ содержания микроэлементов, который показал резкое превышение кларковых значений (в 2–10 раз) для Ba, B, Zn, V, U, As. Наиболее интересным оказалось, что в поровых растворах содержание Ba в 10 раз превышало содержание Sr, это аномальное значение по отношению к пластовым водам большинства нефтяных месторождений и к океанической воде. Повышенное содержание Ba было сложно увязать с преобладанием сульфата в анионном составе водной вытяжки, так как Ba должен полностью осаждаться сульфатом. Было сделано предположение, что Ba содержится в поровых растворах пород БС в виде комплекса с сульфидом ( $\text{HS}^-$ ), который мог возникнуть в породах на стадии диагенеза в результате процесса сульфатредукции, весьма характерного для пород, содержащих повышенное количество органических веществ (OB).

Поэтому нашей задачей было более детальное рассмотрение компонентного состава водных вытяжек из битуминозных пород БС плотного сложения, как «нормального» состава, т.е. содержащих повышенное количество OB, так и пород БС «аномальных» разрезов, которые характеризуются повышенной песчанистостью и содержанием  $C_{\text{org}} \sim 0,5\%$  [Нежданов, Ушатинский, 1986]. В «аномальных» разрезах БС наблюдается переслаивание обычных битуминозных пород БС с повышенным содержанием  $C_{\text{org}}$  (до 12–13%) с песчано-алевритовыми осадочными отложениями, имеющими предположительно ранненеокомский возраст, соответствующий ачимовским отложениям, содержание  $C_{\text{org}}$  0,5–0,6%. Далее термином «аномальные породы» будем характеризовать алевропесчаники из «аномальных» разрезов БС с содержанием  $C_{\text{org}}$ , пониженным более чем на порядок по сравнению с битуминозными глинисто-кремнистыми породами БС. Последние будем называть нормальными породами БС.

**Материалы и методы исследований.** Для изучения элементного состава поровых растворов нормальных и аномальных пород БС были проанализированы водные вытяжки из 9 образцов керна, предоставленных М.Ю. Зубковым: 4 образца представляли собой аномальные породы (алевропесчаники) с содержанием  $C_{\text{org}}$  в пределах

0,47–0,63%, а 5 образцов относились к нормальным породам с содержанием  $C_{\text{опр}}$  в пределах 6,12–12,63%. Образцы не были запарафинированы и не сохранили естественную влажность. Водная вытяжка из исследуемых образцов приготовлена по ГОСТ 26423-85, согласно которому к навеске порошка породы прибавляется 5-кратный объем дистиллированной воды, в течение 5 мин проводится взвешивание, а затем суспензия фильтруется. Состав полученного раствора определяли методами объемного титрования. Для измерения pH использовали pH-метр «ЭКСПЕРТ-001». Измерение содержания микрокомпонентов в водной вытяжке выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) «ELEMENT2» («Thermo Finnigan»), позволяющем определять содержание элементов в количестве от 0,01 мкг.

Данные о глубине отбора образцов, их краткая литологическая характеристика, а также содержание  $C_{\text{опр}}$  и макрокомпонентный состав приведены в табл. 1. Содержание макрокомпонентов в мг/л пересчитано на общую сумму солей (M) на 100 г породы (табл. 1).

**Результаты исследований и их обсуждение.** Сравнение результатов содержания макрокомпонентов в нормальных и аномальных породах БС показало, что хотя общее засоление всех образцов

достаточно низкое (не превышает 0,23 г/100 г породы), но аномальные образцы содержат почти на порядок больше солей, чем нормальные породы БС (табл. 1). Различаются и соотношения компонентов в растворах: поровые растворы нормальных пород БС в основном (за исключением одного образца) были сульфатно-гидрокарбонатно-натриевыми, а водные вытяжки из аномальных пород имели гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав. В породах, содержащих повышенное количество  $C_{\text{опр}}$ , поровые растворы содержали ион  $\text{SO}_4^{2-}$  в значительно большем относительном количестве, чем в породах с пониженным содержанием  $C_{\text{опр}}$  (34–52 и 2–8 экв.-% соответственно). Разница заключалась также в содержание иона  $\text{CO}_3^{2-}$  — в породах, содержащих повышенное количество  $C_{\text{опр}}$ , он отсутствовал. Эти результаты соответствовали несколько пониженному значению pH растворов пород, обогащенных ОВ, хотя во всех породах поровые растворы были щелочными, значения pH изменялись от 8,4 до 9,2.

Сравнение формулы ионного состава океанической воды с составом поровых растворов показало их резкое изменение в сторону увеличения относительной доли сульфатов и гидрокарбонатов (табл. 1). И если резкое увеличение содержания иона  $\text{HCO}_3^-$  вполне увязывается с последствием реакции сульфатредукции:  $\text{SO}_4^{2-} + \text{C}_{\text{опр}} \rightarrow \text{S}^{2-} +$

Таблица 1

## Краткая литологическая характеристика и макрокомпонентный состав водных вытяжек исследованных пород БС

Месторождение, скважина, глубина отбора (м)	Литологический тип породы	$C_{\text{опр}}, \%$	рН	M, г/100 г породы	Содержание компонентов, мг/л						Формула ионного состава	
					$\text{CO}_3^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	(Na+K)	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	
Сев. Егурьяхское, 93 П	алевро-песчаник	0,63	8,9	0,23	9,6	122	26	144,84	144,9	6,4	1,92	$\text{Cl} 60 \text{ HCO}_3 27 \text{ SO}_4 8 \text{ CO}_3 5$ (Na+K)93 Ca5 Mg2
Сев. Контлорское, 318П	алевро-песчаник	0,53	9,2	0,12	2,4	114,68	4	45,44	72,68	2,4	0,48	$\text{HCO}_3 57 \text{ Cl} 39 \text{ SO}_4 2 \text{ CO}_3 2$ (Na+K)95 Ca4 Mg1
Мишаевское, 179 П	алевро-песчаник	0,50	9,1	0,09	19,2	82,96	3	28,4	60,26	1,6	1,92	$\text{HCO}_3 48 \text{ Cl} 28 \text{ CO}_3 22 \text{ SO}_4 2$ (Na+K)92 Mg6 Ca2
Лас-Еганское, 187 Р	алевро-песчаник	0,47	9,0	0,10	16,8	85,4	8	31,24	60,95	4	1,92	$\text{HCO}_3 47 \text{ Cl} 29 \text{ CO}_3 19 \text{ SO}_4 5$ (Na+K)88 Ca7 Mg5
Дружное, 322П; 2866,9	глинисто-кремнистая	6,12	8,4	0,03		9,76	16	17,04	12,71	0,03	0,02	$\text{Cl} 49 \text{ SO}_4 34 \text{ HCO}_3 17$ (Na+K)100
Новоорягунское, 187П; 2897,7	карбонатноглинистая	11,77	8,7	0,04		29,28	24	21,30	18,60	0,14	0,08	$\text{Cl} 38 \text{ SO}_4 32 \text{ HCO}_3 30$ (Na+K)100
Пальяновское, 153; 2667,7	глинисто-кремнистый	9,75	8,5	0,05		34,16	38	3,55	21,26	0,31	0,25	$\text{SO}_4 52 \text{ HCO}_3 40 \text{ Cl} 8$ (Na+K)64 Ca 35 Mg1
Повховское, 70Р; 2996,7	карбонатноглинистый	8,96	8,9	0,05		29,28	28	12,07	18,72	0,03	0,06	$\text{SO}_4 42 \text{ HCO}_3 34 \text{ Cl} 24$ (Na+K) 99 Mg1
Южно-Ягунское, 306П	карбонатноглинисто-кремнистая	12,63	8,5	0,08		53,68	46	26,98	33,69	0,73	0,26	$\text{SO}_4 40 \text{ HCO}_3 34 \text{ Cl} 26$ (Na+K)96 Ca 3 Mg1
Океаническая вода, по [Хорн, 1972]												$\text{Cl} 90 \text{ SO}_4 9 \text{ HCO}_3 1$ Na79 K1 Mg17 Ca3

2CO<sub>2</sub>, в результате которой образуются сероводород и углекислый газ, растворение последнего в водах и образует ион HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, то преобладание сульфата в анионном комплексе поровых вод нормальных пород БС объяснить затруднительно. Возможно, это связано с избыточным поступлением H<sub>2</sub>S в бассейн осадконакопления и окислением его до сульфата в водах, содержащих кислород. Такой подток H<sub>2</sub>S мог быть связан с вулканической деятельностью, которая проявлялась во время накопления пород БС и неоднократно отмечена многими исследователями, например [Перозио, Соколова, 1982].

Также обращает на себя внимание резкое сокращение доли Mg<sup>2+</sup> в поровых растворах всех образцов по отношению к океанической воде (табл. 1). Видимо, это результат взаимодействия воды с обменным комплексом глинистых минералов: Mg<sup>2+</sup> входит в обменный комплекс с вытеснением эквивалентного количества Na<sup>+</sup>. Преобладание Na<sup>+</sup> в обменном комплексе пород БС установлено в работе [Казак, Киреева, 2017].

Кроме того, исходя их полученной суммы растворенных солей представлялось интересным попытаться определить концентрацию поровых растворов пород БС. Сложность заключалось в том, что исследованные образцы пород БС не сохранили естественную влажность. Кроме того, определение естественной влажности, т.е. содержащейся жидкой фазы, весьма затруднительно даже в запарафинированных образцах пород БС, так как вода в них содержится не только в порах породы,

но и в составе ОВ и глинистых минералов. Поэтому для ориентировочного определения мы воспользовались данными работы [Казак и др., 2019], в которой по оригинальной методике испарения для ряда образцов пород БС месторождения Южное получены значения естественной влажности пород БС, изменяющиеся в пределах 0,51–1,88%, при среднем значении для 10 образцов, равном 0,91%. Исходя из средних значений были рассчитаны ориентировочные величины концентрации поровых растворов пород БС (табл. 2) для исследованной коллекции образцов. Конечно, этот расчет весьма приближенный, так как влажность одних образцов переносится на другие образцы. Но учитывая достаточную однородность состава плотных разностей пород БС, представляется возможным получить таким образом хотя бы порядок величин.

Полученные ориентировочные данные свидетельствуют о том, что породы БС содержат поровые воды с концентрацией 33,3–88,9 г/л, т.е. уже рассольной минерализации. Эти значения превышают величины минерализации пластовых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна, как верхнемелового водоносного комплекса, в котором минерализация пластовых вод не превышает 18–30 г/л, так и нижнемеловых и юрских отложений, в которых на большинстве площадей отмечена инверсия гидрохимической зональности, сопровождающаяся уменьшением минерализации до 6–12 г/л. Полученные величины минерализации поровых растворов пород БС в целом совпадают

Таблица 2

## Расчетная концентрации поровых растворов пород БС, мг/л

Месторождение, скважина/содержание солей в породе (С) и минерализация (М) порового раствора	Дружное, 322П	Новоортягунское, 187П	Пальяновское, 153	Повховское, 70Р	Южно-Ягунское, 187Р
С, г/100 г породы	0,03	0,04	0,05	0,05	0,08
М, мг/л	33,3	44,4	55,6	55,6	88,9

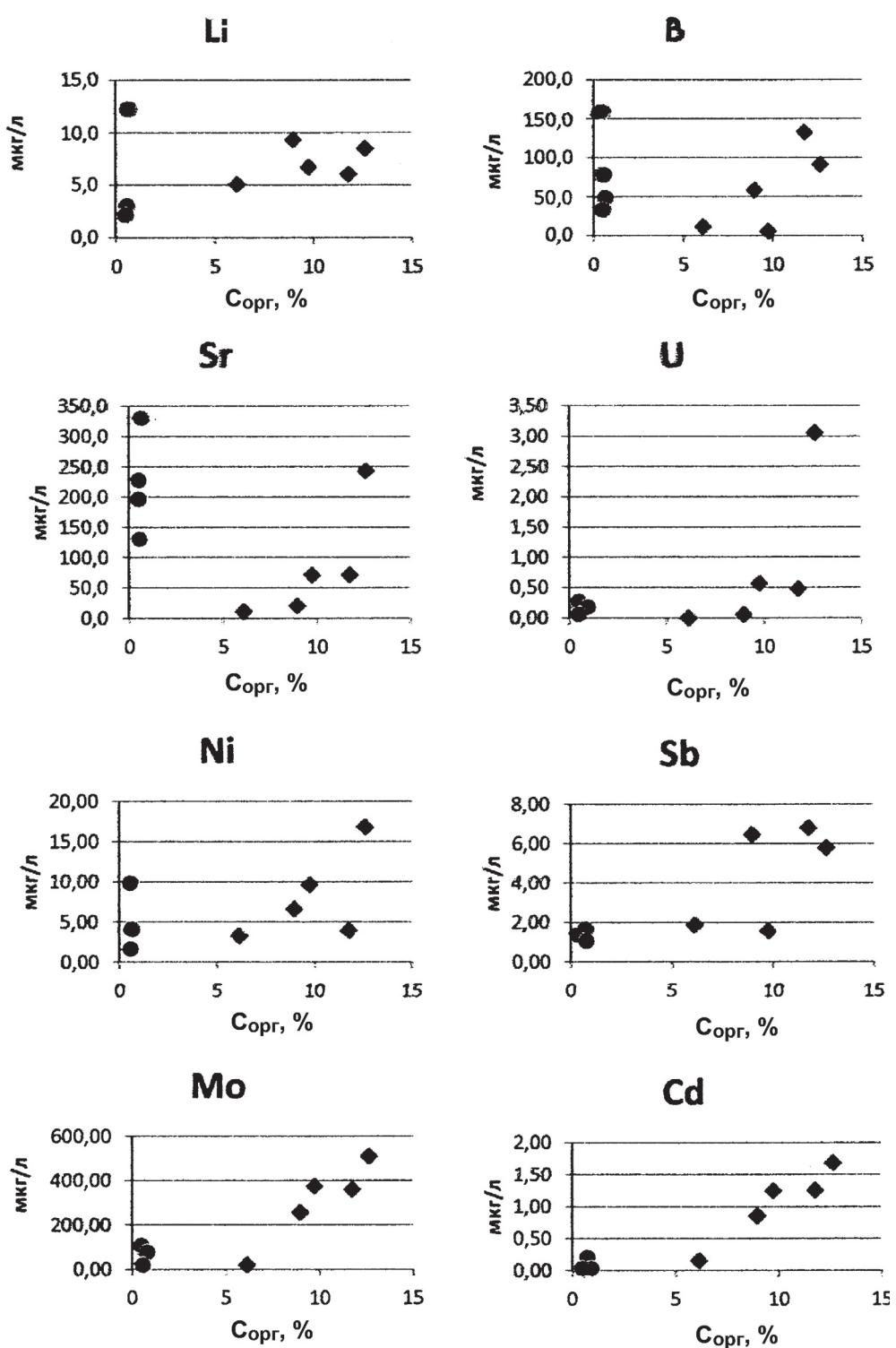
Таблица 3

## Содержание микрокомпонентов в поровых растворах «нормальных» и «аномальных» пород БС, мкг/л

Площадь, скважина	Li	B	Rb	Sr	Mo	Cd	Sb	Cs	Ba	Pb	U	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
Дружное, 322П	5,10	11,66	1,41	10,92	19,32	0,15	1,88	0,06	244,08	0,06	0,08	1,06	6,25	3,52	2,56	0,67	3,25	4,35	32,15
Новоортягунское, 187П	6,06	132,70	2,00	71,30	361,27	1,25	6,81	0,12	23,81	0,05	0,48	0,41	19,84	2,24	2,97	0,23	3,92	27,80	1,42
Пальяновское, 153	6,71	5,98	1,79	71,40	375,23	1,25	1,56	0,08	65,55	0,02	0,57	0,23	5,10	4,26	2,91	0,42	9,60	2,64	13,42
Повховское, 70Р	9,31	58,32	1,96	19,91	256,36	0,85	6,47	0,07	19,23	0,02	0,57	0,23	5,10	4,26	2,91	0,42	9,60	2,64	13,42
Южно-Ягунское, 306П	8,49	91,02	2,85	242,81	509,39	1,68	5,79	0,09	386,97	0,01	3,05	0,08	2,33	0,63	5,58	0,64	16,83	2,11	4,03
А-Северно-Егуряхское, 93П	12,28	48,79	15,81	331,25	75,86	0,09	1,60	0,66	149,16	0,58	0,13	22,91	15,25	5,12	51,10	1,22	3,97	14,15	5,20
А-Северно-Контлорское, 318П	2,96	159,69	15,51	131,41	27,29	0,02	1,28	0,88	71,74	0,77	0,19	70,34	25,72	9,67	6,31	0,73	9,79	7,28	3,29
А-Мишаевское, 179П	3,02	33,00	13,41	228,18	23,03	0,03	1,37	0,78	108,15	0,58	0,26	50,14	18,46	5,05	7,36	0,55	1,66	6,28	4,00
А-Лас-Еганское, 187Р	2,34	78,66	11,17	198,12	93,37	0,03	1,46	0,76	89,68	1,09	0,14	26,94	20,05	4,22	4,00	0,59	1,60	8,57	3,78

Примечание. Глубина отбора образцов и содержание C<sub>опр</sub> см. в табл. 1; А — аномальная порода.

Рис. 1. Микроэлементы, количество которых увеличивается в поровых водах пород с увеличением содержания  $C_{\text{орг}}$ . Здесь и на рис. 2 кружки — значения для аномальных пород с пониженным содержанием  $C_{\text{орг}}$ , ромбы — для нормальных пород БС с повышенным содержанием  $C_{\text{орг}}$



с данными, полученными в работе [Казак и др., 2018], в которой приведены величины минерализации поровых растворов пород БС, которые варьируют от 12,49 до 64,69 г/л (месторождение Южное).

Из анализа полученных значений концентрации микрокомпонентов, которые приведены в табл. 3, следует, что содержание некоторых элементов в породах, обогащенных  $C_{\text{орг}}$ , и в аномальных (со сниженным содержанием ОВ) породах, существенно различаются. Элементы по

корреляции с содержанием  $C_{\text{орг}}$  можно разделить на три группы.

Первая группа — элементы, содержание которых возрастает с увеличением в породах  $C_{\text{орг}}$ . Такая зависимость отмечена для U, Ni, Mo, Sb и Cd. Небольшое количество образцов не позволяет провести полный корреляционный анализ, однако тенденция проявляется достаточно ясно (рис. 1). Значения содержания микроэлементов приведены в табл. 3, поэтому полностью излагать их не имеет смысла, только отметим, что для некоторых

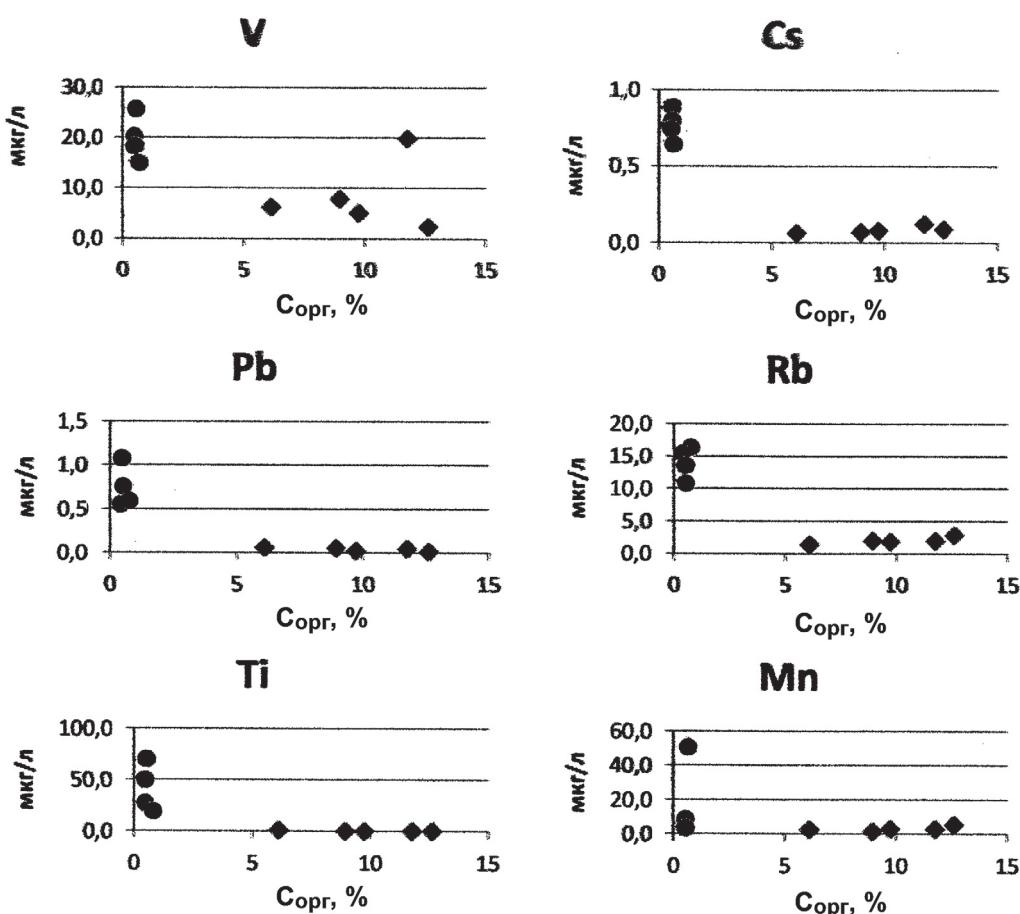


Рис. 2. Микроэлементы, содержание которых в поровых растворах увеличивается в аномальных породах с пониженным содержанием  $C_{\text{орг}}$

элементов разница содержания в породах, обогащенных и обедненных ОВ, весьма существенна. Так, Mo и Cd в нормальных породах БС приблизительно на порядок больше, чем в аномальных породах. Для Li, B и Sr концентрация в поровых растворах аномальных и нормальных пород может иметь близкие значения, но в породах, обогащенных  $C_{\text{орг}}$ , все же прослеживается увеличение их концентрации одновременно с увеличением содержания  $C_{\text{орг}}$ . К этой же группе элементов отнесен Ba, наибольшее содержание которого отмечено в породе с максимальным количеством  $C_{\text{орг}}$ , хотя практически равные значения концентрации выявлены как в нормальных, так и в аномальных породах БС (табл. 3).

Вторая группа — элементы, повышенное содержание которых, характерно для пород, обедненных органикой (рис. 2). К ним относятся V, Cs, Rb, Pb, Ti и Mn, причем содержание Pb и Ti в породах, обедненных  $C_{\text{орг}}$ , увеличивается более чем на порядок по сравнению с нормальными породами БС (табл. 3).

Третья группа — элементы Cr, Cu, Zn, Co, которые характеризуются практически равными значениями концентрации в поровых растворах как нормальных, так и аномальных пород БС, т.е. какая либо связь между содержанием этих элементов в поровых растворах и количеством  $C_{\text{орг}}$  в породе отсутствует.

Элементы, которые имеют повышенное содержание в поровых растворах пород, обогащенных органикой, видимо, накапливаются в виде органоминеральных или сульфидных комплексов. Накопление в виде соединения  $\text{Me}(\text{HS})_2$  или  $\text{MeS}$  (где Me — металл) характерно для бария, сульфид которого ( $\text{BaS}$ ) хорошо растворим (38 г/л при н.у. и 101 г/л при 100 °C). Устойчивость  $\text{BaS}$  при высоких значениях температуры отличает его от  $\text{CaS}$ , который разлагается при 100 °C. Повышенное содержание сероводорода, которое могло привести к образованию растворимого сульфида бария, вероятно, связано с образованием  $\text{H}_2\text{S}$  в результате реакции сульфатредукции, протекавшей в среде накопления органоглинистых пород. Именно этим можно объяснить резко повышенное содержание Ba, превышающее содержание Sr в поровых растворах пород БС, что впервые отмечено в работе [Казак, Киреева, 2017], это аномальное значение по отношению к водовмещающим осадочным породам и пластовым водам нефтяных месторождений. Нами в поровых растворах аномальных пород БС, т.е. в породах того же возраста, но по условиям осадконакопления обедненных ОВ, установлено, что содержание Ba приблизительно в 2 раза меньше, чем Sr (табл. 3), но все же больше, чем в большинстве природных вод, в которых отношение Sr:Ba обычно составляет ~10. Следовательно, аномально высокое содержание Ba в

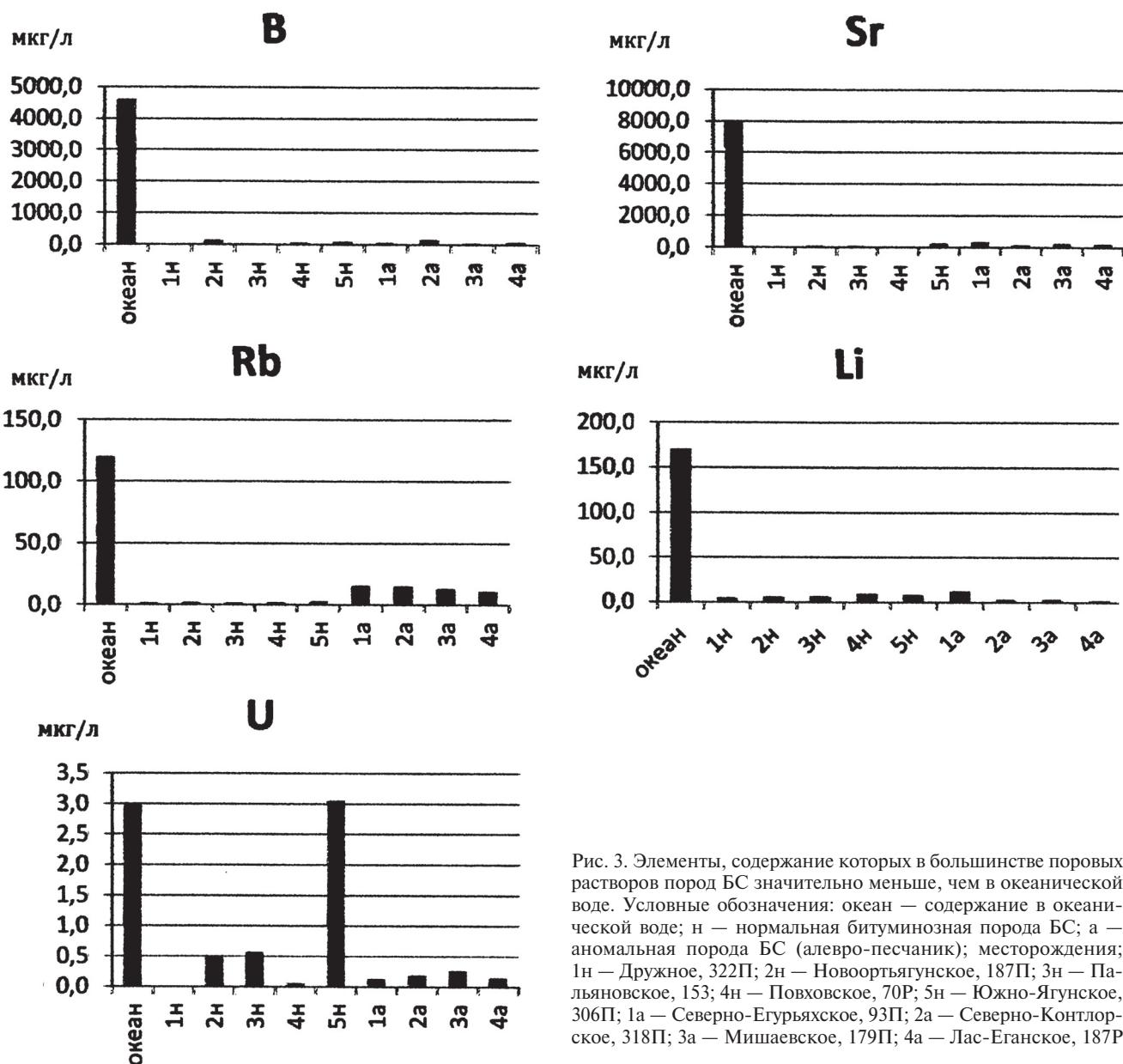


Рис. 3. Элементы, содержание которых в большинстве поровых растворов пород БС значительно меньше, чем в океанической воде. Условные обозначения: океан — содержание в океанической воде; н — нормальная битуминозная порода БС; а — аномальная порода БС (алевро-песчаник); месторождения: 1н — Дружное, 322П; 2н — Новоортягунское, 187П; 3н — Палляновское, 153; 4н — Повховское, 70Р; 5н — Южно-Ягунское, 306П; 1а — Северно-Егурьяхское, 93П; 2а — Северно-Контлорское, 318П; 3а — Мишаевское, 179П; 4а — Лас-Еганское, 187П

поровых растворах нормальных пород БС все же связано с их обогащенностью ОВ. Это позволяет объяснить ранее не вполне понятные повышенные значения концентрации Ва в водах нефтяных месторождений Западной Сибири [Матусевич, 1976]. Вероятно, барий поступал в пластовые воды вместе с «микронефтью» при отжиме поровых вод пород БС.

С целью выявления микрокомпонентов, концентрирующихся в поровых растворах относительно воды бассейна осадконакопления, выполнен сравнительный анализ содержания микрокомпонентов в поровых растворах исследованных образцов и в океанической воде, состав которой взят по [Хорн, 1972]. Выявлено весьма отличающееся накопление элементов в поровых растворах исследованных пород, если взять в качестве исходного раствора «захваченную» воду бассейна

осадконакопления. По отношению к содержанию в океанической воде образцы образовали несколько групп.

Первая группа — содержание Rb, B, Sr и U в океанической воде было существенно выше, чем в поровых растворах всех образцов (рис. 3). Правда, в одном образце нормальной породы БС с максимальным содержанием  $C_{опр}$  (Южно-Ягунское, 306П) содержание U было практически равно содержанию в океанической воде, что подчеркивает связь его накопления в растворе с органическими соединениями.

Вторая группа — содержание Mo, Sb, Cd, Ba, Cr, V в поровых растворах всех образцов было выше и почти равно их концентрации в океанической воде (рис. 4).

Третья группа — концентрация Mn, Co, Cu, Ni и Zn в поровых растворах всех образцов была

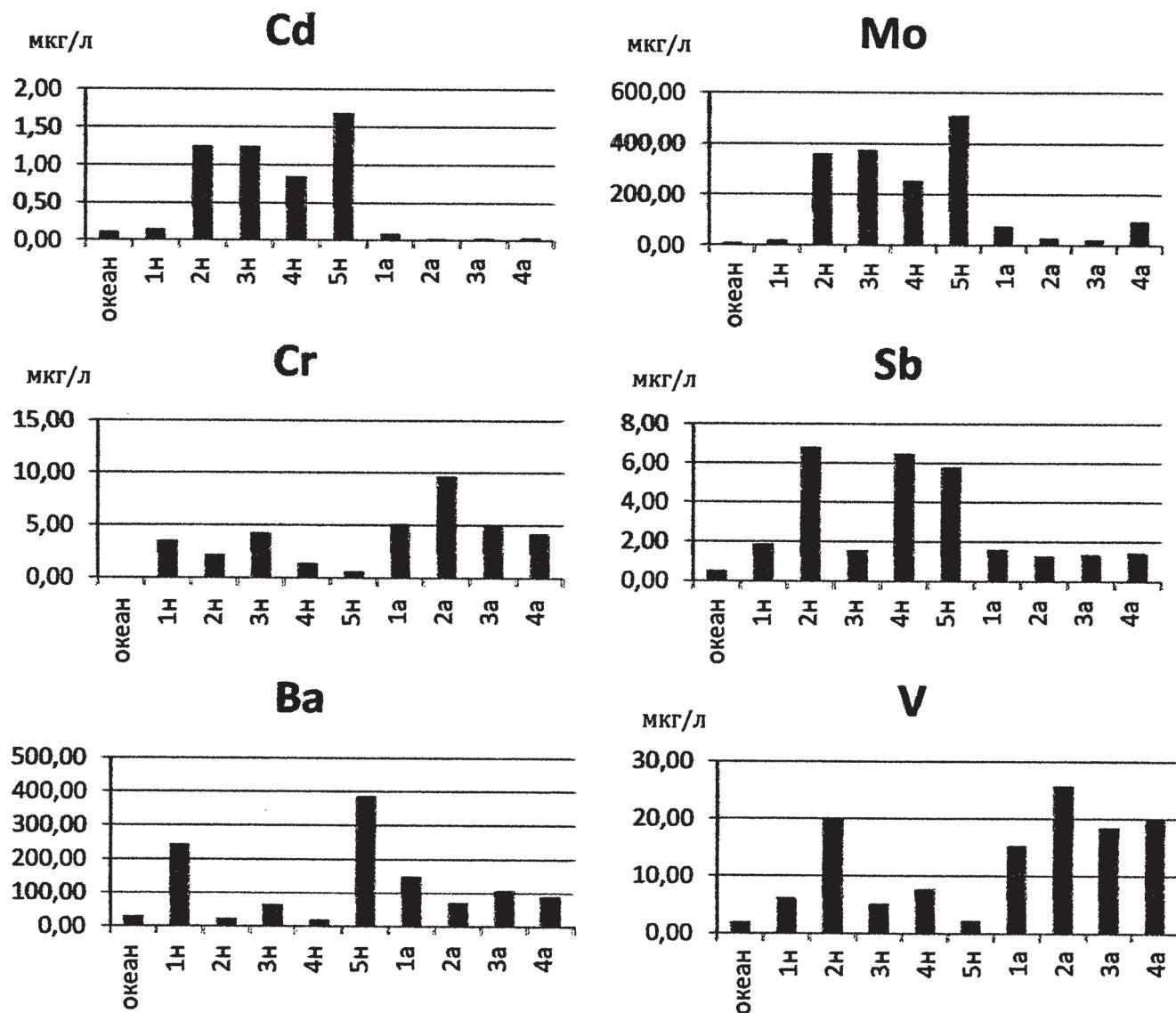


Рис. 4. Элементы, содержание которых в поровых растворах как нормальных пород БС, так и алевропесчаников из аномальных разрезов, значительно больше или равно их содержанию в океанической воде. Условные обозначения см. на рис. 3

сравнима с их концентрацией в океанической воде (рис. 5). В этой группе исключение составили образец аномальной породы с резко повышенным содержанием Mn (Северо-Егурьяхское, 93П), образец с резко повышенным содержанием Cu — нормальная порода БС (Новоортягунское, 187П) и образец с резко повышенным содержанием Zn — нормальная порода БС (Дружное, 322П)

Четвертая группа — концентрация Cs, Pb, Ti в поровых растворах резко превышала таковую в океанической воде, но только в аномальных породах (рис. 6). У нормальных пород БС концентрация этих элементов была ниже или практически равна содержанию в океанической воде.

Проведенный анализ показывает, что нельзя сделать вывод о накоплении элементов в поровых водах только благодаря концентрированию исходного раствора, хотя рассчитанная минерализация поровых растворов в 1,5–2 раза превышает минерализацию океанической воды. Это подтвержда-

ется резко пониженным содержанием Li, Rb, В и Sr в поровых водах всех образцов по отношению к океанической воде. Пониженные значения концентрации этих элементов в поровых растворах по отношению к содержанию в водах бассейна осадконакопления можно связать с их сорбцией глинистыми минералами, что особенно характерно для бора [Крайнов, 2004]. Концентрирование многих элементов в поровых водах (Mo, Sb, Cd, Ba, Cr) явно связано с их накоплением совместно с ОВ. Однако Ti, Pb и Cs отмечены в повышенном количестве по отношению к океанической воде, но в породах, обедненных ОВ. Следовательно, в поровых водах они, видимо, накапливаются при извлечении из пород и при повышении минерализации раствора (засоленность аномальных пород БС значительно выше, чем нормальных битуминозных пород БС).

**Заключение.** По макрокомпонентному составу поровые растворы нормальных пород БС в

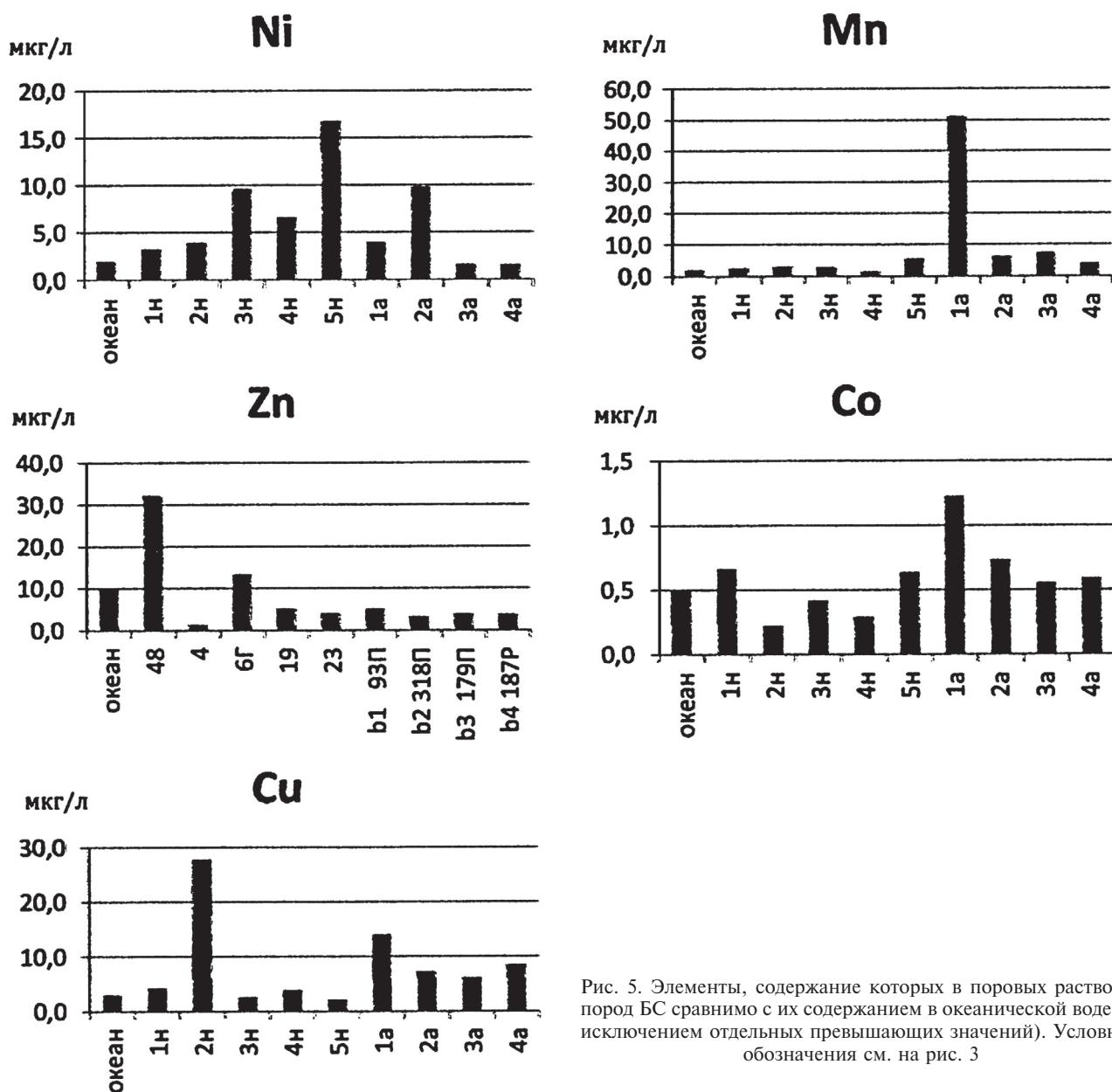


Рис. 5. Элементы, содержание которых в поровых растворах пород БС сравнимо с их содержанием в океанической воде (за исключением отдельных превышающих значений). Условные обозначения см. на рис. 3

основном сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, а поровые растворы аномальных пород — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые. Резкое увеличение относительной доли сульфатов в поровых растворах нормальных пород БС по отношению к аномальным разностям и океанической воде, видимо, связано с сероводородным заражением (биогенного и вулканогенного происхождения) бассейна осадконакопления, когда часть сероводорода окисляется до сульфата в водной среде, содержащей кислород.

Из анализа изменения концентрации микроэлементов относительно их содержания в океанической воде следует, что в поровых растворах как нормальных, так и аномальных пород относительно океанической воды отмечается разной степени интенсивности концентрирование Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Sb, Cd, Ba, V, Cr, но не

в результате только концентрирования исходного раствора бассейна осадконакопления. Элементы Mo, Sb, Cd и Ba, возможно, накапливались в виде органоминеральных или сульфидных комплексов, так как их максимальное содержание отмечено в поровых водах нормальных пород БС. Элементы Cs, Pb и Ti концентрируются в поровых растворах аномальных пород БС, т.е. в породах, близких по литологическому составу и содержанию  $C_{\text{org}}$  к обычным глинистым отложениям и, вероятно, поступают из вмещающих пород. В поровых растворах всех изученных образцов пород БС отмечено пониженное содержание Li, B, Rb, Sr.

Сравнение содержания микроэлементов в органоглинистых породах с повышенным содержанием  $C_{\text{org}}$  (нормальные породы БС) и аномальных породах БС, содержащих  $C_{\text{org}}$  в количестве, обычном для глинистых отложений, позволило установить

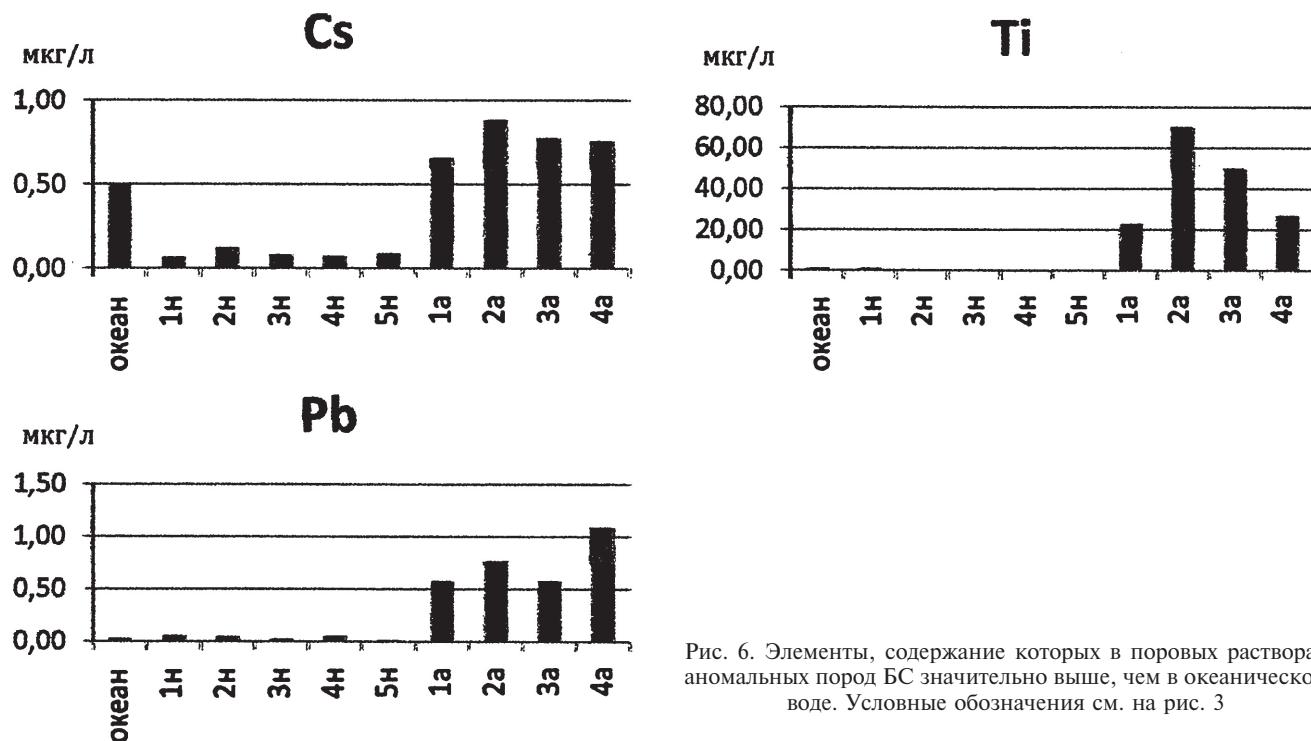


Рис. 6. Элементы, содержание которых в поровых растворах аномальных пород БС значительно выше, чем в океанической воде. Условные обозначения см. на рис. 3

явную связь увеличения концентрации Li, B, Sr, Ba, U, Mo, Ni, Cd, Sb в нормальных породах БС с повышением содержания  $C_{opr}$ . Если эта связь была ранее известна для большинства перечисленных элементов, то для Ba это установлено впервые.

Для многих элементов (Rb, Sr, Cs, Ti, Pb, V, Mn, Co, Cr, Cu, Zn) связь между их содержанием в поровых растворах и количеством  $C_{opr}$  в породах или отсутствует (Cr, Cu, Zn, Co), или является,

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Затенецкая Н.П. Поровые воды осадочных пород. М.: Наука, 1974. 158 с.

Казак Е.С., Казак А.В., Сорокоумова Я.В., Алексеев А.Д. Оптимальный метод определения водосодержания слабопроницаемых пород коллекторов баженовской свиты Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2019. № 7. С. 73–78.

Казак Е.С., Киреева Т.А., Казак А.В., Богданович Н.И. Ионно-солевой комплекс пород баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 68–75.

Казак Е.С., Харитонова Н.А., Казак А.В. Минерализация и макрокомпонентный состав поровых вод баженовской, ачимовской и георгиевской свит (по данным водных вытяжек) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 100–110.

Киреева Т.А. Бочко Р.А. Воднорастворимые соли баженовской свиты, как критерий выделения зон коллекторов // Геология нефти и газа. № 2. 1991. С. 23–26.

скорее, обратной (Rb, Cs, Ti, Pb, V, Mn), так как повышенное содержание этих элементов отмечено в породах, обедненных ОВ. Это достаточно неожиданный факт, так как постоянное присутствие тяжелых металлов (Ti, Pb, V, Co, Cr, Cu, Zn) в нефтях объяснялось их накоплением в органоглинистых илах, формирующих нефтематеринские породы, в результате диагенеза которых образуется «микро-нефть», захватывающая эти металлы.

Киреева Т.А., Казак Е.С. Поровые растворы пород баженовской свиты Западной Сибири и их изменение в результате гидротермальной проработки // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 83–92

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 677 с.

Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Недра, 1976. 156 с.

Нежданов А.А., Ушатинский И.Н. Состав пород и условия образования аномальных разрезов баженовской свиты // Геохимия процессов нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западной Сибири: Тр. ЗапСиБНИГНИ. Тюмень, 1986. С. 118–127.

Перозио Г.Н., Соколова М.Ф. Глинистые минералы баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности: Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1982. С. 59–67.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.

Поступила в редакцию 02.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 553.98+556.3

А.В. Лехов<sup>1</sup>, Т.А. Киреева<sup>2</sup>

## КОЛЬМАТАЦИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ КАТИОННОГО ОБМЕНА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучение изменения состава морской воды, закачиваемой для поддержания пластового давления (ППД) в безводный гранитоидный коллектор месторождения Белый Тигр, трещины в котором частично заполнены кальциевыми минералами (кальцит и ломонит), показало, что эти минералы взаимодействуют с закачиваемой морской водой. Гидрохимическое моделирование этого процесса выявило, что катионы морской воды (сначала натрий, а затем магний) вытесняют из обменного комплекса ломонита кальций, что приводит к осаждению ангидрита и незначительного количества кальцита. Поступающая вода растворяет ангидрит и осаждает его ниже по потоку, образуя постепенно расширяющуюся кольцевую область с постоянным повышением количества осажденного ангидрита. В результате происходит снижение проницаемости трещинной среды вследствие заполнения трещин ангидритом. Большое количество кальция в попутных водах при подъеме их к поверхности вызывает осаждение кальцита в добывающих скважинах и поверхностном оборудовании. При переходе бурения на все большую глубину, где породы почти повсеместно содержат ломонит, необходимо учитывать явления катионного обмена между закачиваемой водой и породой при прогнозах солеотложения.

**Ключевые слова:** эксплуатация нефтяных месторождений, катионный обмен, цеолиты, поддержание пластового давления, кольматация.

By analyzing the changes in seawater pumped to maintain reservoir pressure (FPD), the anhydrous granitoid reservoir of the White Tiger deposit, in which the cracks are partially filled with calcium minerals (calcite and lomontite), shows that these minerals interact with the injected seawater. Hydrogeochemical modeling of this process showed that cations of seawater are first sodium and then magnesium displace calcium from the lomonite exchange complex, which leads to precipitation of anhydrite and a small amount of calcite. The incoming water dissolves the anhydrite and precipitates it downstream, forming a gradually expanding annular region with a constant increase in the amount of precipitated anhydrite. As a result, there is a decrease in the permeability of the fracture medium due to the filling of the cracks with anhydrite. A large amount of calcium in the associated waters when they rise to the surface causes the precipitation of calcite in the production wells and surface equipment. The transition of drilling to ever greater depths, where the rocks contain lomontite almost everywhere, requires taking into account the phenomena of cation exchange between the injected water and the rock in the predictions of scaling.

**Key words:** exploitation of oil fields, cation exchange, zeolites, maintenance of reservoir pressure, colmatage.

**Введение.** При эксплуатации нефтяных месторождений используются методы повышения нефтеотдачи: закачка вод для поддержания пластового давления (ППД), термохимическое воздействие на пласт и пр. При этом происходит резкое нарушение гидрохимического равновесия, что практически всегда приводит к тем или иным видам солеотложения. Наиболее часто солеотложение происходит при смешении так называемых несовместимых вод, когда в результате их взаимодействия смесь пересыщается по какому-либо соединению, в результате выпадающему в осадок. Чаще всего таким образом происходит

отложение сульфатов Ca, Sr, Ba при смешении пластовых вод с закачиваемыми поверхностными (речными или морскими) водами [Кашавцев, Мищенко, 2001]. При дегазации попутных вод при подъеме к поверхности возможно выпадение карбонатов Ca и Mg в результате выхода из раствора CO<sub>2</sub>, поддерживающего эти соединения в более растворимой бикарбонатной форме. Также известны случаи отложения в скважинах NaCl из перенасыщенных растворов, образующихся при растворении закачиваемыми водами катагенного галита, выполняющего поры породы [Гидрохимические..., 2007]. Однако в литературе, посвя-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрохимии, профессор, доктор геол.-минер. н.; e-mail: avlekhov@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрохимии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ta\_kireeva@mail.ru

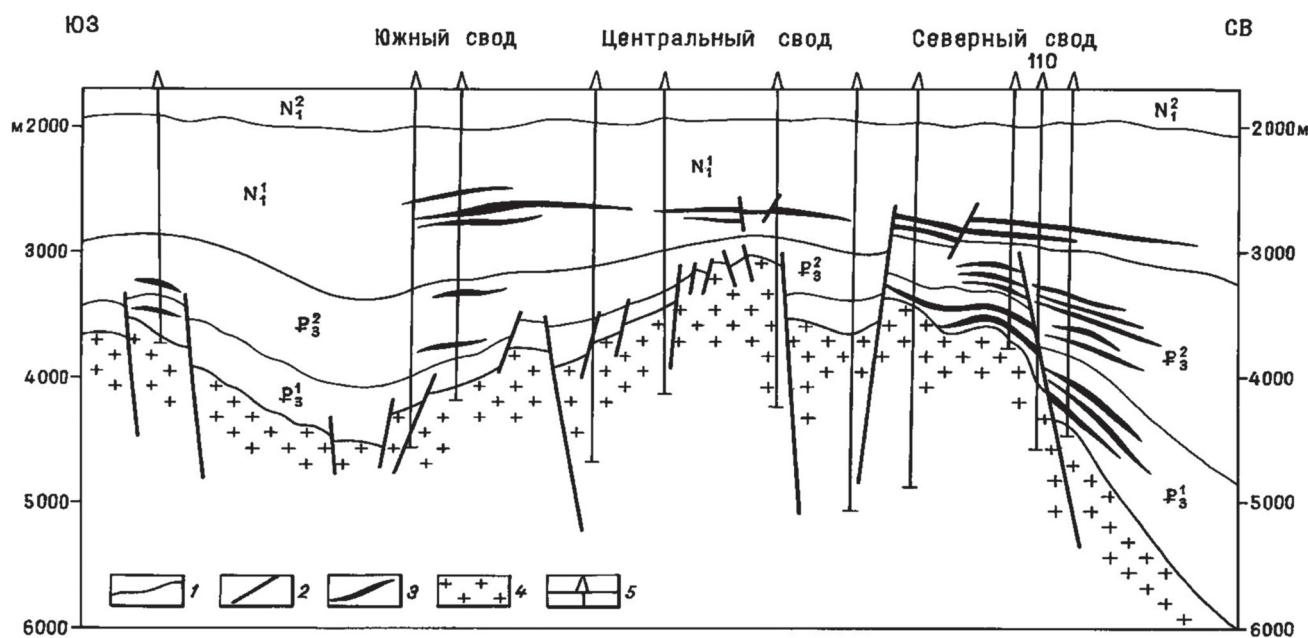


Рис. 1. Продольный разрез месторождения Белый Тигр, по [Тиен, 1998] с дополнениями: 1 — границы водоносных комплексов; 2 — разрывные нарушения; 3 — скопления нефти в осадочном чехле; 4 — нефтенасыщенные породы кристаллического фундамента; 5 — пробуренные скважины

щенной солеотложению при нефтеразработках, практически нет упоминаний о солеотложении, вызванном катионным обменом между породой и закачиваемыми водами. Именно этот случай и будет рассмотрен в статье.

**Объект исследования и постановка задачи.** В качестве примера рассмотрим разработку нефтяной залежи в гранитоидных породах месторождения Белый Тигр (шельф Южного Вьетнама). Ранее в работе [Киреева, 2019] рассмотрены геологические условия этого месторождения и возникшее при эксплуатации солеотложение, однако здесь следует повторить постановку задачи, которая не была решена достаточно полно. На этом объекте массивная нефтяная залежь, дающая более 90% накопленной добычи месторождения, находится в гранитоидном фундаменте, вскрытом на глубине около 3,5–4,5 км (рис. 1). Коллектор представлен гидротермально измененными, выщелоченными и трещиноватыми гранитами. Трещины часто имеют большое раскрытие (от нескольких десятых долей до нескольких миллиметров), но в подавляющем большинстве выполнены по стенкам вторичными минералами, среди которых преобладают кальцит  $\text{CaCO}_3$  и ломонит  $\text{CaSi}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , в качестве примесей отмечены барит  $\text{BaSO}_4$  (1–2%) и каолинит  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  [Арешев и др., 1996].

Отличительная особенность залежи нефти в гранитоидном фундаменте месторождения Белый Тигр — ее безводность. Этот продуктивный объект эксплуатируется с 1988 г., однако притоки пластовых вод не получены, хотя скважины пробурены до глубины 5014 м. Даже на этих отметках

подошвенная вода отсутствует, т.е. водонефтяной контакт не установлен [Арешев и др., 1996].

Первоначально при получении рекордных притоков безводной нефти (>1000 т/сут) эксплуатация производилась без каких либо мер повышения нефтеотдачи. Однако со временем, по мере снижения пластового давления, было принято решение о закачке в коллектор морской воды для ППД. Прогноз возможного солеотложения был выполнен с учетом вероятности отложения кальцита и ангидрита из морской воды при ее попадании в пластовые условия, которые характеризуются температурой в интервале 130–160 °C и давлением около 25 МПа [Арешев и др., 1996]. В этом прогнозе вероятности отложения сульфатов кальция (ангидрита), выполненный по методу Дж. Оддо и Б. Томпсона [Кашавцев, Мищенко, 2001], показано пресыщение по ангидриту в некоторых скважинах, т.е. возможность солеотложения. Оценка насыщенности воды кальцитом в пластовых условиях, выполненная с учетом теории активности Дебая–Хюкеля [Кашавцев, Мищенко, 2001], показала возможность карбонатного солеотложения в еще меньшем числе скважин. На основании этих расчетов прогнозировалось более существенное отложение кальцита на устье добывающих скважин вследствие дегазации воды при снижении давления (удаление  $\text{CO}_2$ ). Взаимодействие закачиваемых вод с минералами коллектора не рассматривалось, так как аналитически такой прогноз выполнить очень сложно из-за отсутствия общепринятых методов расчета. Термодинамическое гидрогеохимическое моделирование с помощью известных компьютерных программ,

которое позволяет учесть взаимодействие вытесняющей воды с породой, не применялось. Таким образом, в прогнозе, приведенном в [Кашавцев, Мищенко, 2001], оценивалась только тенденция осаждения ангидрита и кальцита из закачиваемой морской воды в пластовых условиях гранитоидного массива месторождения Белый Тигр.

Однако результаты разработки месторождения выявили значительно более масштабное солеотложение, чем предполагалось. Об этом свидетельствовало не только снижение (иногда до нуля) debitov отдельных добывающих скважин, несмотря на мероприятия по интенсификации нефтедобычи, и снижение приемистости многих нагнетательных скважин, но и обнаружение массивного солеотложения в трубах добывающих скважин, а также в поверхностном оборудовании, причем, состояние некоторых добывающих скважин оценивалось как критическое.

Анализ солевых отложений в скважинах и оборудовании, выполненный петрографическим и рентгенографическим методами, позволил установить, что в основном это две соли — кальцит и ангидрит. Проведенный затем химический анализ попутной воды, показал, что исходный состав закачиваемой морской воды сильно изменен (таблица).

Подобное изменение состава морской воды, вероятно, произошло в результате ее взаимодействия с минералами, выполняющими трещины в гранитоидной породе, а именно с кальцитом и обменным комплексом ломонитита. По результатам разработки отмечено, что наибольшее изменение состава попутных вод по сравнению с закачиваемой морской водой происходило в первоначальный период закачки и затухало со временем, что подтверждает изменение закачиваемой воды в результате взаимодействия с породой, так как со временем происходит заполнение емкости катионного обмена и снижение сорбционной способности минералов-катионообменников.

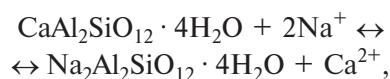
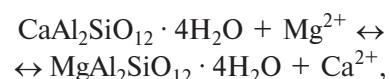
Из данных таблицы видно, что в результате прокачки воды через трещиноватый гранитоидный коллектор произошло уменьшение почти в 10 раз содержания  $Mg^{2+}$  в закачиваемой морской воде и одновременное увеличением количества  $Ca^{2+}$  более чем в 5 раз. Одновременно возросла концентрация микрокомпонентов — гидрохимических аналогов кальция, т.е.  $Ba^{2+}$  и  $Sr^{2+}$  (в 10 и 20 раз соответственно). Некоторое опреснение попутной воды, выражющееся в снижении минерализации на 10%, вероятно, вызвано процессами испарения закачиваемой воды в пластовых условиях в газовую шапку, свойственную почти всем нефтяным месторождениям, а также резким охлаждением воды на забое добывающих скважин вследствие дроссельного эффекта, что сопровождается затем выпадением конденсата в стволах скважин вблизи поверхности.

#### Изменение состава закачиваемой морской воды, используемой для ППД

Содержание компонентов (мг/л) и показатели химического состава	Морская вода	Вода с сепаратора
pH	8,2	7,1
$Na^+$	11800	9020,5
$K^+$	380,0	330,0
$Ca^{2+}$	400	2129,3
$Mg^{2+}$	1250	136,7
$Sr^{2+}$	5–6	123,2
$Ba^{2+}$	0,1–0,5	1,9
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	0,2–0,8	3,2
$Cl^-$	18700	15574,4
$SO_4^{2-}$	2500	431,5
$HCO_3^-$	120–140	73,3
Общая минерализация, г/л	35	31
Формула ионного состава	$Cl\ 91\ SO_4\ 9$ $Na\ 79\ K\ 1\ Mg\ 17\ Ca\ 3$	$Cl\ 98\ SO_4\ 2$ $Na\ 76\ K\ 1\ Ca\ 21\ Mg\ 2$

Учитывая, что гранитоидный коллектор на месторождении Белый Тигр полностью безводен, эти изменения состава закачиваемой морской воды можно объяснить только взаимодействием с активными минералами коллектора, а именно с ломонитом и кальцитом, выполняющими трещины. Взаимодействие с минералами гранодиоритов и лейкодиоритов маловероятно из-за их низкой растворимости и малого времени взаимодействия в системе раствор–порода, так как закачиваемая вода проходит расстояние от нагнетательной к добывающей скважине за несколько суток. Наиболее вероятно, что в результате катионного обмена происходит поглощение натрия и магния из вод, взаимодействующих с породой, и выход в раствор эквивалентного количества  $Ca^{2+}$  и его гидрохимических аналогов.

Это могут быть катионный обмен с ломонитом (цеолит), содержащим подвижные ионы  $Ca^{2+}$



и доломитизация кальцита



При этом скорость этих реакций сильно увеличивается при температуре среды  $>100\ ^\circ C$  [Крайнов и др., 2004], что соответствует пластовым условиям месторождения Белый Тигр.

В результате попутные воды обогащаются ионом  $Ca^{2+}$ , что может вызвать отложение сульфатов и карбонатов Ca, Sr и Ba, имеющих низкую растворимость.

римость. Растворимость в дистиллированной воде при 100 °C сульфата кальция составляет 2,2 г/л, а карбоната кальция — ~0,3 г/л. Растворимость аналогичных солей стронция на порядок меньше, так же, как карбоната бария, а сульфат бария практически нерастворим.

В большинстве аналитических методов прогноза отложения карбонатных и сульфатных солей [Кашавцев, Мищенко, 2001] возможна только качественная оценка, т.е. прогноз *вероятности* выпадения соли. Более того, даже качественная оценка вероятности выпадения карбонатных солей в большинстве методов не является достоверной, так как не учитывает парциальное давление CO<sub>2</sub> в системе, которое в основном и определяет растворение/отложение карбонатов. Кроме того, аналитические методы расчета разработаны не для всех типов отлагающихся минералов и часто требуют сложных графических построений, не применимых при массовых анализах в условиях разработки месторождения. Расчет *количество* образовавшихся солей при взаимодействии закачиваемых вод и породы возможен только с применением компьютерного моделирования, что в работе [Киреева, 2019] не было осуществлено.

**Физико-химическое моделирование.** При закачке морской воды для вытеснения нефти происходит ионный обмен с цеолитом, который может быть описан известными простыми соотношениями [Appelo, Postma, 2005]. В нашей работе использована модель катионного обмена по Ванселову с фиксированной емкостью обмена, что проверено экспериментально на клиноптилите и мордените [Barros de et al., 1997]. Способность кальцита к ионному обмену за счет механизма хемосорбции полагается ничтожной по отношению к цеолиту и игнорируется. Кроме того, кальцит может растворяться или осаждаться при взаимодействии с морской водой.

Для моделирования исследуем миграцию раствора в одной бесконечной идеальной трещине с раскрытием 40 мкм, что корреспондирует с проницаемостью на глубине закачки при расстоянии между такими трещинами 0,3–0,5 м [Нгуен, 2013; Поспелов, 2005]. Согласно исследованиям поведения скважин при падении пластового давления в залежи распространены чисто трещинные коллекторы [Фам, 2003]. Так как модельная задача должна показать возможность кольматации трещин при закачке морской воды, искажение поля скорости фильтрации за счет существования добывающих скважин не учитывается. В такой постановке поток от скважины радиальный, и область миграции разбита на кольцевые блоки с постоянной площадью стенок трещины, что обеспечит равный объем воды во всех блоках модели. Принимаем объем пространства трещины или же раствора в каждом блоке равным 1 л, что является общим модулем выражения концентрации всех

веществ жидкой и твердой фаз. Расстояние между центрами блоков уменьшается с расстоянием от скважины пропорционально квадрату радиуса ( $R$ ). Задача решается как одномерная в виде цепочки блоков-реакторов с одинаковым объемом водо-вмещающего пространства. Вода поступает в блок, приходит в равновесие с твердой фазой и перемещается в следующий блок. Ее место занимает вода из предыдущего блока.

Закачка морской воды проводится в породу, имеющую естественный температурный фон около 145 °C, при этом происходит охлаждение породы, так как температура закачиваемой воды около 25 °C. Дебит закачки для поддержания пластового давления должен вызвать минимальное охлаждение пород для предотвращения ухудшения нефтеотдачи за счет изменения вязкости и вероятности кристаллизации парафинов, содержащихся в нефти. Натурные исследования распределения температуры в призабойных зонах поглощающих скважин месторождения после длительной закачки показали диапазон 45–65 °C при закачке морской воды с температурой 25 °C на устье скважины [Кутовой и др., 2015]. Принципиально задача миграции раствора должна решаться совместно с задачей миграции тепла. На данном этапе исследования мы использовали постоянное линейное увеличение температуры с ростом площади поверхности стенок трещины от 60 до 130 °C.

**Гидрохимическая система** включает вещества морской воды (основные ионы и комплексы), обменного комплекса ломонитта и кальцита в определенных количествах. Состав морской воды (таблица) скорректирован для соблюдения электронейтральности по натрию. Вследствие некоторых ограничений для морской воды используемой в модели активности Дебая–Хюккеля была проведена корректировка состава закачиваемой воды термодинамическим моделированием по соответствию pH 8 при температуре лаборатории и отсутствию осаждения кальцита, после чего в состав воды добавлены равновесные количества H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, не определяемые анализом.

В системе предусмотрено образование минералов основных катионов за исключением породообразующих силикатов, кинетика растворения/осаждения которых обычно медленная и несопоставима со временем закачки и кинетикой взаимодействия с водой обменного комплекса, сульфатов и карбонатов. Наиболее вероятно осаждение/растворение ангидрита (An) при  $\rho=2,95$  г/см<sup>3</sup>;  $V_{An}=46,15$  см<sup>3</sup>/моль и кальцита (Cc) при  $\rho=2,715$  г/см<sup>3</sup>;  $V_{Cc}=36,87$  см<sup>3</sup>/моль. Предусмотрена возможность образования доломита, минералов магния (магнезит, гидромагнезит, несквегонит, артинит), бария (витерит, барит), стронция (стронцианит, целестин), кальция (арагонит, гипс, портландит). Возможность образования доломита не учитывалась вследствие

недостаточной определенности его произведения растворимости. Объемное тепловое расширение минералов в рассматриваемом диапазоне температуры не учитывается, так как оно в соответствии со справочными данным составляет <0,005%.

Согласно лабораторным исследованиям [Urtadze et al., 2016] емкость обмена измельченного ломонитта при комнатной температуре, определенная по сорбции магния и кальция, равна 250–300 мэк/100 г. По экспериментам на клиноптилолите [Wen et al., 2006] емкость катионного обмена (ЕКО) меняется для зерен разного размера следующим образом: 1–3,2 мм — 108 мэк/100 г, 8–15 мм — 97 мэк/г. Термодинамические параметры соединения активного центра ломонитта с катионами морской воды не рассчитывались. Опираясь на схожесть рядов селективности цеолита [Wen et al., 2006] с известными [Soil ..., 1982], а также на то, что обычно соотношение этих параметров примерно сохраняется, для приближенного моделирования используем известный набор коэффициентов селективности на основе базы параметров программы Phreeqc [Parkhurst, Appelo, 2013].

Наибольшей неопределенностью характеризуются состав и емкость обменного комплекса цеолита. Судя по отсутствию воды в нефтеносных породах и по содержанию только кальциевых минералов (кроме породообразующих), полагаем наличие в ЕКО только обменного кальция. ЕКО определяется контактом воды со стенками трещины. Заполнители микротрещин ломонит и кальцит. Полагаем что примерно половину стенок трещины выполняет ломонит. На основании ЕКО около 100 мэк/л для зерен размером 1–3 мм определена емкость поверхности зерен на 1 мэк. Объем блока модели составлял 1 л, раскрытие трещины — 40 мкм, поверхность двух стенок — 50 м<sup>2</sup>. В результате ЕКО, приходящаяся на 1 л объема трещины, составляет ~1 экв. или моль. Начальный состав гидрохимической системы соответствовал твердой фазе (кальцит и обменный комплекс, заполненный кальцием). Границный состав — модельная морская вода, нагретая до 60 °C.

Все термодинамические расчеты и моделирование миграции воды проводились с использованием программы HCh [Шваров, 1999]. Для более контрастных результатов предполагался только конвективный массоперенос без гидродинамической дисперсии, что записывается на метаязыке программы HCh в виде: [\*] = {S} + [A], где [\*] — результирующий состав системы в любом блоке после наступления равновесия, {S} — состав твердой фазы после реакции с предыдущим объемом жидкой фазы, [A] — состав жидкой фазы, поступающий в блок. Длина модели 200 блоков, всего пропущено 1600 л морской воды.

Возможность равновесного моделирования, примененного в этой модели, определяется высо-

кой скоростью протекания реакции ионного обмена и достаточно высокой скоростью растворения/осаждения гипса и ангидрита. По приведенным в работе [Лебедев, Лехов, 1989] значениям энергии активации реакции скорость установления равновесия в исследуемом диапазоне температуры повышается в 10–30 раз по отношению к стандартным условиям.

Результаты моделирования выражаются в количестве вещества, приходящегося на 1 л жидкой фазы (или на 1 дм<sup>3</sup> пространства трещины). Распределение значений валовых концентраций всех компонентов системы после пропускания 200 л воды показано на рис. 2–4. Образуются два фронта — растворения и осаждения ангидрита.

В низовой части потока, ниже фронта осаждения, натрий постепенно вытесняет кальций из обменного комплекса, что определяет образование небольшого количества ангидрита, постепенно возрастающего к фронту осаждения (рис. 3). Кардинальную роль играет ион магния, он вытесняет практически весь оставшийся кальций из обменного комплекса, что тут же отражается в появлении большого количества ангидрита. Кроме того, он вытесняет ранее сорбированный натрий, концентрация которого в воде становится выше граничной (рис. 2). Весь ангидрит растворяется поступающей с границы морской водой. Вследствие повышенного содержания кальция, вытесненного магнием, кальций начинает осаждаться, связываясь ионом сульфата, таким образом формируется своего рода вал твердого ангидрита, постепенно перемещающийся вниз по течению. При этом он увеличивается в длину и по количеству осадка на элементарный объем трещины (рис. 5).

Осаждается не только ангидрит, но и кальцит в несравненно меньшем количестве (рис. 6). Больше он осаждается от входа воды до вала ангидрита и на порядок меньше после его прохождения. Вместе с валом ангидрита образуются валы стронция и бария в воде и в обменном комплексе. Низовой фронт бария обгоняет фронт стронция, фронт стронция обгоняет фронт ангидрита.

**Изменение параметров.** Объем блока (части трещины) изменится от исходного на  $\Delta V = N_{An} V_{An}$ . Соответственно, раскрытие трещины изменится на  $\Delta b = \Delta V / F$ , где  $F$  — площадь стенок в блоке между границами блока  $r$  и  $R$ ,  $F = \pi(R^2 - r^2)$ .

Расход вод через одну трещину единичной ширины и с раскрытием  $b$  определяется в виде [Ромм, 1966]:

$$q = \left[ \frac{b^3 g}{12 \nu} \right] I = T I,$$

где  $g$  — ускорение свободного падения,  $\nu$  — кинематическая вязкость жидкости,  $I$  — градиент напора,  $T$  — проводимость трещины.

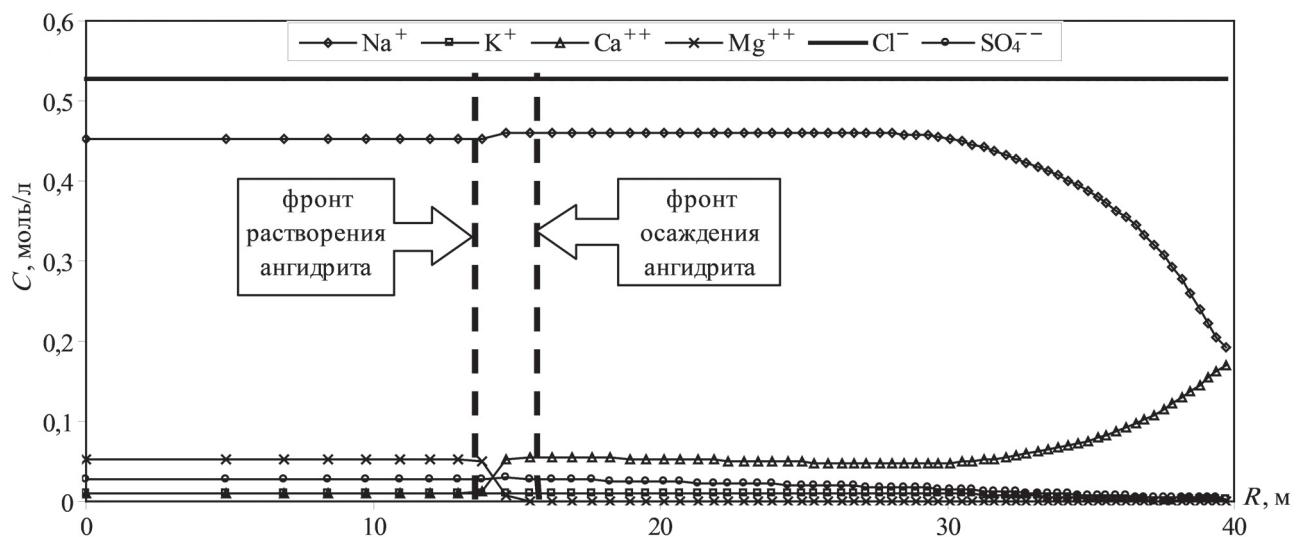


Рис. 2. Распределение значений валовой концентрации основных ионов по пути миграции после закачки 200 л морской воды

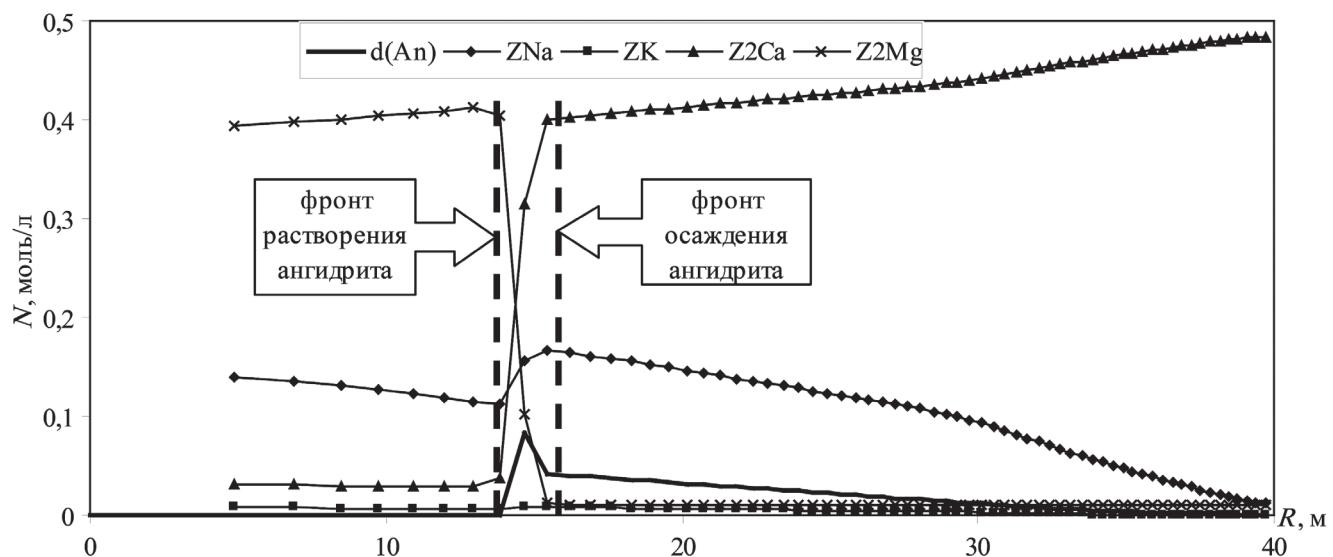


Рис. 3. Распределение масс осадившегося ангидрита и основных ионов в обменном комплексе по пути миграции после закачки 200 л морской воды

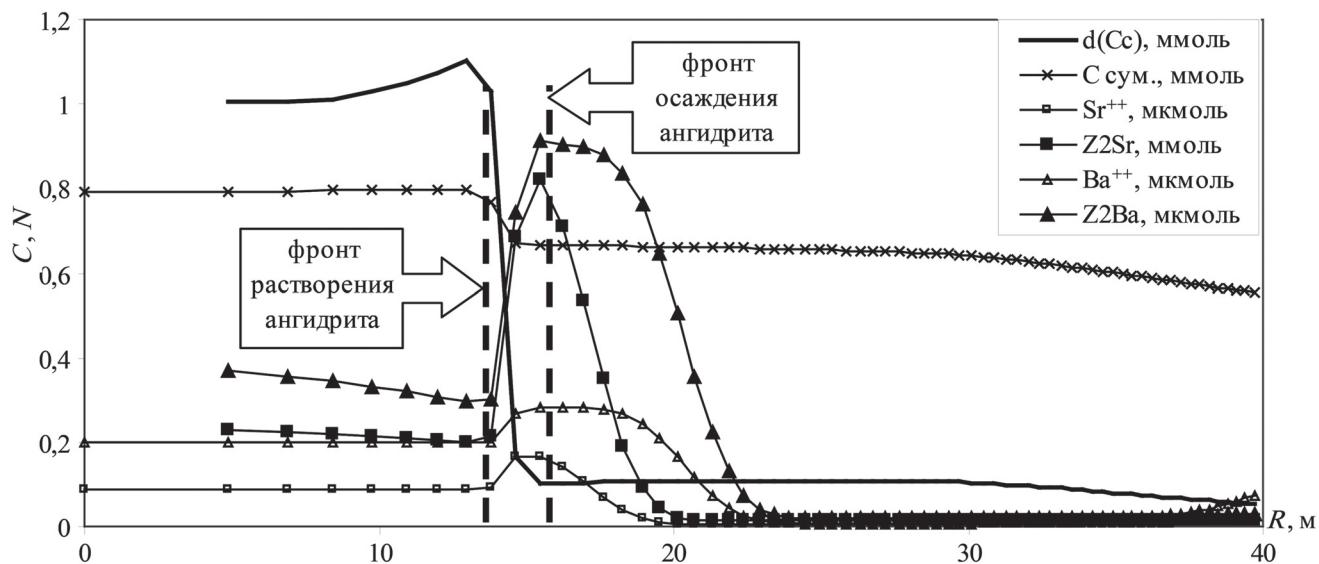


Рис. 4. Распределение количества осадившегося кальцита и основных микрокомпонентов в растворе и в обменном комплексе по пути миграции после закачки 200 л морской воды

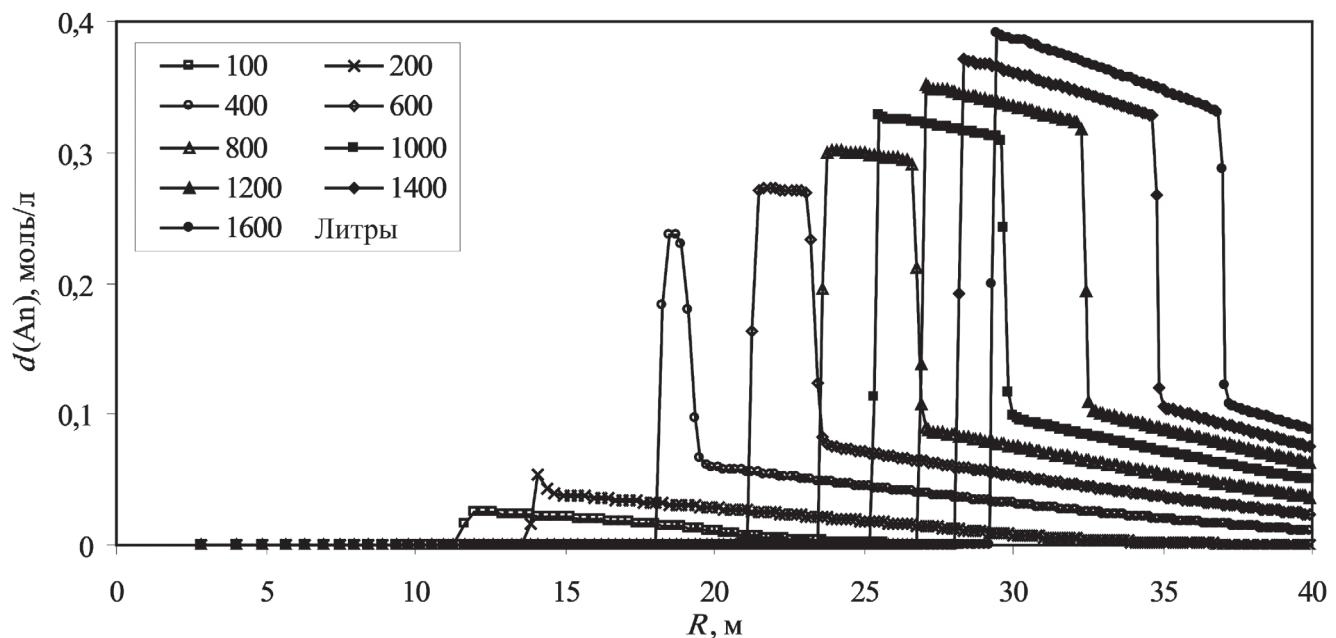


Рис. 5. Количество осадившегося ангидрита в зависимости от расстояния до скважины закачки при разных объемах закачки, л

Для радиальной задачи закачки в пласт постоянной проводимости с дебитом  $Q$  в квазистационарном режиме фильтрации [Шестаков, 1995] при использовании координаты  $x=\pi R^2$  падение напора в каждом блоке постоянных площади и объема будет следующим:

$$\Delta S = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{\pi R^2}{\pi r^2}\right) = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{X}{x}\right) = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{x + \Delta x}{x}\right).$$

Для оценки неравномерного изменения проводимости трещины воспользуемся приближенным расчетом с использованием цепочки фильтрационных сопротивлений  $\Phi$ , тогда падение напора в каждом  $i$ -м блоке модели будет следующим:

$$Q = \frac{\Delta S_i}{\ln\left(\frac{x_i + \Delta x}{x_i}\right)/4\pi T} = \frac{\Delta S_i}{\Phi_i} \rightarrow \Delta S_i = Q\Phi_i.$$

Наиболее интересно увеличение суммарного фильтрационного сопротивления в интервале вала ангидрита между фронтами растворения и осаждения. Суммарное сопротивление этого участка будет таким:

$$\Phi_{An} = \sum_{i=s}^f \frac{1}{b_i^3} \ln\left(\frac{x_i + \Delta x}{x_i}\right),$$

где  $s$  и  $f$  — номера первого и последнего блока вала ангидрита. Показательнее величина, обратная фильтрационному сопротивлению, —  $T_{An} = 1/\Phi_{An}$ , она должна уменьшаться. Изменение этой величины в зависимости от количества пропущенных объемов воды показано на рис. 6. На кривой выделяются два участка. Конечный участок имеет приблизительно линейный тренд, который показывает полную кольматацию трещины после прохождения  $70 \text{ м}^3$  воды (экстраполяция).

Размер области вала ангидрита и расстояние от нагнетательной скважины будут постепенно увеличиваться, увеличится и масса и объем осажденного внутри вала ангидрита. Тенденция изменения этих характеристик показана на рис. 7. Экстраполяция концов кривых линейной функцией показывает, что на момент смыкания стенок трещины увеличение ширины вала доходит до 350 м при смещении его примерно на 0,5 км для принятых параметров модели. Масса осажденного внутри вала ангидрита составит  $\sim 180 \text{ кг}$  или  $60 \text{ дм}^3$ .

Естественно, эта экстраполяция довольно приближенная по разным причинам. В первую очередь будет возрастать длина блока постоянного по всей модели объема, что необходимо ввести в расчет длины. Однако выполненная работа имеет принципиальный характер и показывает возможность механизма ионного обмена в кольматации трещин при закачке морской воды без смешения с пластовыми водами, а только в результате взаимодействия с минералами породы, а также определяет тенденции формирования и перемещения области максимального осаждения ангидрита.

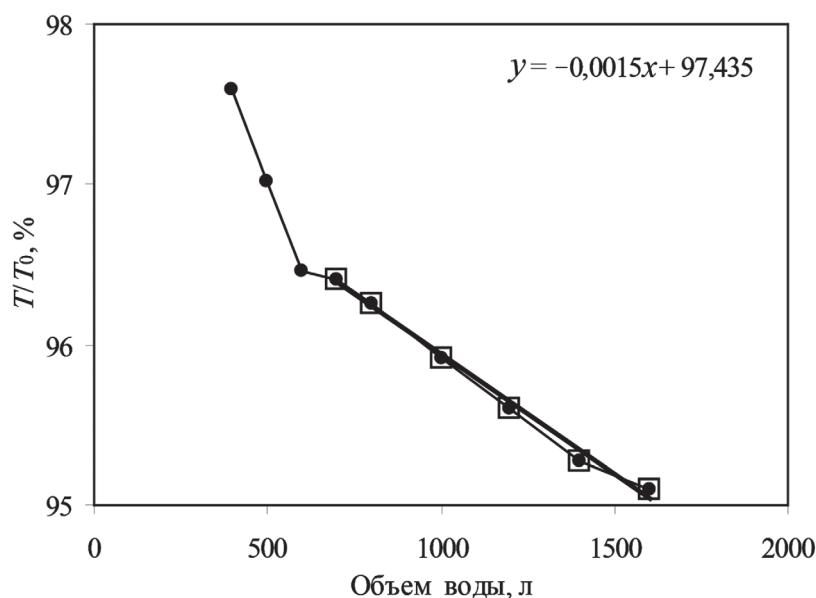


Рис. 6. Уменьшение проводимости фрагмента, содержащего вал ангидрита, в зависимости от объема закачки

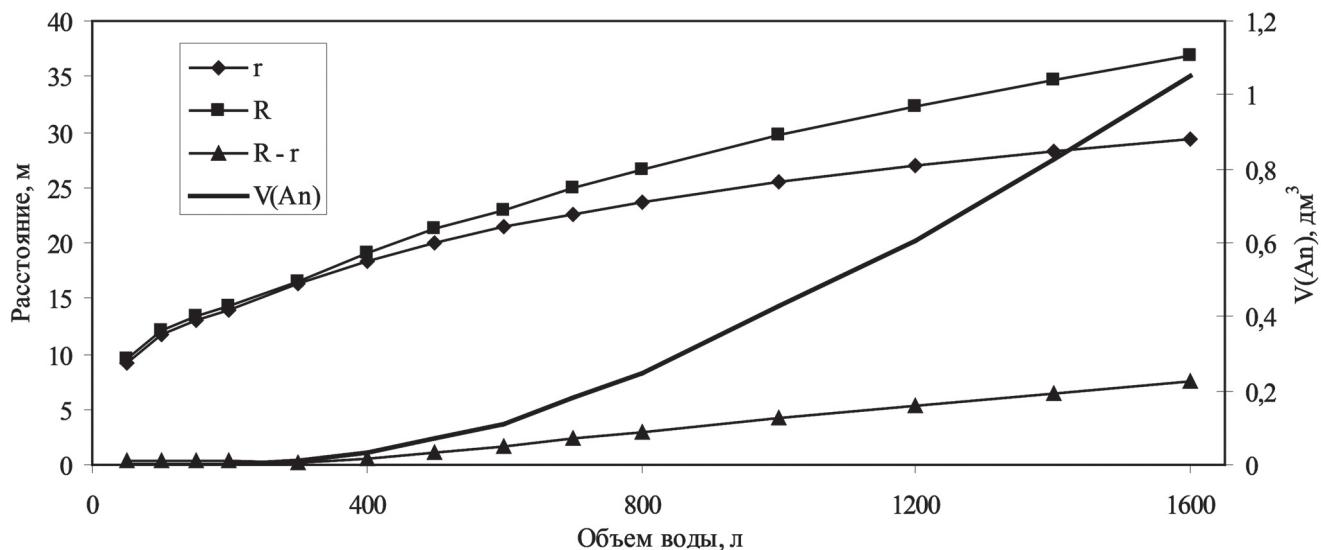


Рис. 7. Зависимость расстояния от скважины фронтов растворения ( $r$ ), осаждения ( $R$ ), ширины вала ангидрита ( $R-r$ ) и объема осажденного внутри вала ангидрита ( $V(An)$ ) в зависимости от объема закачки

**Заключение.** Закачка морской воды для поддержания ППД в породы, содержащие ломонит, который имеет  $\text{Ca}^{2+}$  в обменном комплексе, приводит к ионному обмену  $\text{Na}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$  морской воды на  $\text{Ca}^{2+}$  ломонита, что ведет к значительному увеличению концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  в попутных водах, вызывающему отложение ангидрита в пластовых условиях.

Физико-химическое моделирование, выполненное в программном комплексе HCh для одиночной трещины, выявило осаждение ангидрита в виде кольцевого вала в количестве около 180 кг или же объемом около 60 дм<sup>3</sup> после прохождения 70 м<sup>3</sup> закачиваемой морской воды. Отмечается

также выпадение кальцита, но в количестве, на порядок меньшем.

Проведенные исследования показывают, что при прогнозах солеоложения в процессе нефтедобычи нельзя пренебречь явлением катионного обмена между закачиваемыми водами и минералами, содержащими обменные катионы.

Достоверный прогноз возможного солеоложения при разработке нефтегазовых месторождений возможен только с применением методов компьютерного моделирования, позволяющих учесть взаимодействия между закачиваемыми водами и минералами коллектора в широком диапазоне  $P-T$  условий.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арешиев Е.Г., Донг Ч.Л., Киреев Ф.А.* Нефтегазоносность гранитоидов фундамента на примере месторождения Белый Тигр // Нефтяное хозяйство. 1996. № 8. С. 50–59.
- Арешиев Е.Г., Гавура В.Е., Немченко Т.Н.* и др. Нефть в гранитах фундамента (на примере месторождения Белый Тигр, Вьетнам) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 12. С. 4–13.
- Гидрохимические методы анализа и контроля разработки нефтяных и газовых месторождений. М.: ГЕОС, 2007. 244 с.
- Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т.* Прогнозирование и контроль солеотложений при добыче нефти. М.: Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2001. 134 с.
- Киреева Т.А.* Катионный обмен между водой и породой как фактор солеотложения при эксплуатации нефтяных месторождений // Нефтяное хозяйство. 2019. № 9. С.86–90.
- Крайнов С.Р., Рыженка Б.Н., Швец В.М.* Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 677 с.
- Кутовой А.С., Иванов А.Н., Хо Нам Чунг, Дао Нгуен Хынг.* Влияние закачки морской воды на подвижность нефти высокотемпературных коллекторов месторождения Белый Тигр // Нефтяное хозяйство. 2015. № 6. С. 48–51.
- Лебедев А.Л., Лехов А.В.* Кинетика растворения природного гипса в воде при 5–25 °C // Геохимия. 1989. №6. С. 865–874.
- Нгуен Хыу Бинь.* Фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов кристаллического фундамента месторождения Белый Тигр (по данным каротажа): Автореф. канд. дисс. Томск, 2013.
- Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама // Геология нефти и газа. 2005. № 4. С. 16–21.
- Ромм Е.С.* Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1966. 284 с.
- Tien X.D.* Гидрогеологические условия месторождения Белый Тигр // Тез. докл. 2-й конф. НИПИ морнефтегаз. Вунгтау, 1998. С. 103–119.
- Фам Тхань Ха.* Изменения физических свойств гранитоидных пластов в процессе разработки залежи и их влияние на производительность скважин (на примере месторождения Белый Тигр): Автореф. канд. дисс. M., 2003.
- Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 646–652.
- Шестаков В.М.* Гидрогеодинамика. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 368 с.
- Appelo C.A.J., Postma D.* Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema, 2005. 647 p.
- de Barros M.A.S.D., Machad N.R.C.F., Alves F.V., Sousa-Aguiar E.F.* Ion exchange mechanism of Cr+3 on naturally occurring clinoptilolite // Braz. J. Chem. Eng. 1997. Vol. 14, N 3.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J.* Description of input and examples for PHREEQC Version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations // U.S. Geolog. Surv. Denver, Colorado, 2013. 519 p.
- Soil Chemistry. B. Physico-Chemical Models / Ed. G.H. Bolt. Elsevier, 1982. 539 p.
- Urotadze S., Tsitsishvili V., Osipova N., Kvemadze T.* Laumontite — natural zeolite mineral of Georgia. // Bull. Georgian National Academy of Scie. 2016. Vol. 10, N 1. P. 32–37.
- Wen Donghui, Ho Yuh-Shan, Xie Shuguang, Tang Xiaoyan.* Mechanism of the adsorption of ammonium ions from aqueous solution by a chinese natural zeolite // Separation Sci. and Technology. 2006. Vol. 41. P. 3485–3498.

Поступила в редакцию 02.04.2019

Поступила с доработки 24.12.2019

Принята к публикации 25.12.2019

УДК 556.34:532.5

Р.С. Штенгелев<sup>1</sup>

## О ДЕЙСТВУЮЩИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИНАХ НА СЕТОЧНЫХ МОДЕЛЯХ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрены проблемы реализации гидрогеологических скважин на сеточных моделях. Предложено оригинальное решение для расчета поправки к модельному решению в случае несовершенной (по степени вскрытия пласта) скважины.

**Ключевые слова:** гидрогеодинамическая модель, гидрогеологическая скважина, модельная поправка, несовершенная скважина.

Special aspects of pumping wells realization on grid models are concerned. In case of partially penetrating well the original idea to correct model solution is proposed.

**Key words:** groundwater modeling, pumping well, model solution correction, partial penetration.

**Введение.** Под действующими понимают скважины, оборудованные фильтровым интервалом, в которых производится либо извлечение подземных вод из водоносного горизонта, либо подача воды (или специальных флюидов) в водоносный горизонт. Водозаборные скважины — основной вид водозахватных устройств при добыче пресных, минеральных и промышленных подземных вод; они также широко применяются в системах дренажа горных выработок и подземных сооружений. Водопоглощающие скважины в режиме свободного налива или нагнетания с избыточным давлением на устье используются в системах искусственного пополнения запасов подземных вод, кондиционирования воздуха, подземного выщелачивания, в различных модификациях заводнения нефтяных пластов и др.

В гидрогеодинамических расчетах на действующих скважинах в зависимости от функционального назначения устанавливаются два рода граничного условия — заданная производительность (например, на большинстве водозаборных скважин) или заданный напор/понижение (чаще всего на дренажных скважинах). В любом случае при моделировании действующих скважин существует проблема несоответствия между реальной пространственной структурой притока к фильтровому интервалу скважины и дискретной структурой течения к «скважинному» блоку на сеточной модели. Вследствие этого несоответствия появляется различие между модельным решением в узле «скважинного» блока и фактическим напором/понижением в скважине, что требует обязательной корректировки результатов моделирования.

**Совершенная скважина в потоке с независимой проводимостью (напорный поток).** Фильтровой интервал полностью каптирует обводненную часть разреза при любом положении уровня, что свойственно напорным пластам с пьезометрической поверхностью. Приток к скважине имеет плоско-плановую квазирадиальную структуру и в ближайшей окрестности скважины описывается логарифмикой Дюпюи:

$$H_{\Delta x} - H_c = \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{\Delta x}{r_c}, \quad (1)$$

где  $H_{\Delta x}$  — напор на расстоянии  $\Delta x$  от скважины,  $H_c$  — напор на фильтре скважины радиусом  $r_c$ ,  $Q_c$  — дебит скважины,  $T$  — проводимость пласта.

В отличие от этого на прямоугольной конечно-разностной модельной сетке (количество граней блока  $n = 4$ , рис. 1) приток к «скважинному» блоку происходит в виде линейных потоков из четырех смежных блоков; расход каждого из таких потоков при квадратной разбивке сетки с шагом  $\Delta x$ :

$$Q = T \Delta x \frac{H_{\Delta x} - H_{\text{мод}}}{\Delta x},$$

где  $H_{\text{мод}}$  — модельное решение для напора в узле «скважинного» блока.

При достаточном удалении в плане от граничных условий потока можно принимать равномерный характер притока из смежных блоков сетки ( $Q=1/nQ_c$ ). Тогда

$$H_{\Delta x} - H_{\text{мод}} = 0,25 \frac{Q_c}{T}. \quad (2)$$

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: rssteng@mail.ru

Почленно вычитая (2) из (1), получим выражение для расчета величины поправки для перехода от модельного решения в «скважинном» блоке к фактическому напору/понижению в реальной скважине:

$$H_{\text{мод}} - H_c \quad (\text{или} \quad S_c - S_{\text{мод}}) = \frac{Q_c}{T} \left( \frac{1}{2\pi} \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,25 \right). \quad (3)$$

Таким образом, между напором/понижением в реальной скважине и сеточным модельным решением объективно существует разность (обозначим ее  $\Delta U$ ), зависящая от параметров скважины ( $Q_c, r_c$ ), пласта ( $T$ ) и модельной сетки ( $\Delta x$ ). Она может быть нулевой лишь при условии  $r_c \approx 0,208\Delta x$ , что не реально для одиночных скважин, так как при характерных диаметрах фильтров 8–12" размер блока сетки не должен превышать 0,5–0,7 м. Но в редких частных случаях существования в блоке сетки нескольких скважин, объединенных в расчетный «большой колодец», возможно выполнение условия  $\Delta U = 0$  при реальных размерах сеточной разбивки.

В общем виде для  $n$ -угольных конечно-элементных сеток в формуле (3) вместо 0,25 используется расчетная величина  $(1/n)\text{ctg}(\pi/n)$  [Лукнер, Шестаков, 1976].

При прямоугольной разбивке сетки ( $\Delta x > \Delta y$ ) [Андреев, Крякина, 1972]

$$\Delta U = \frac{Q_c}{2\pi T} \left( \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,577 - \ln \frac{4\Delta x}{\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}} \right),$$

либо в интервале  $\bar{x} = \Delta x / \Delta y = 1 \div 5$  [Штенгелов, 1988]:

$$\Delta U = \frac{Q_c}{T} \left( \frac{1}{2\pi} \ln \frac{\Delta y}{r_c} - 0,25 \right) \cdot \left( 0,75 + 0,25\sqrt{\bar{x}} \right).$$

**Совершенная скважина в однородном по вертикали потоке на горизонтальном водоупоре (безнапорный поток, схема Дюпюи).** В безнапорных потоках со свободной поверхностью проводимость линейно зависит от текущей мощности обводненной части пласта («глубины» потока)  $T = Kh$ . Применяя линеаризацию уравнений фильтрации по Багрову–Веригину, получим аналогично предыдущему случаю:

для радиального притока к реальной скважине

$$h_{\Delta x}^2 - h_c^2 = \frac{Q_c}{\pi K} \ln \frac{\Delta x}{r_c},$$

для линейных притоков на квадратной модельной сетке

$$(n = 4) \quad h_{\Delta x}^2 - h_{\text{мод}}^2 = 0,5 \frac{Q_c}{K},$$

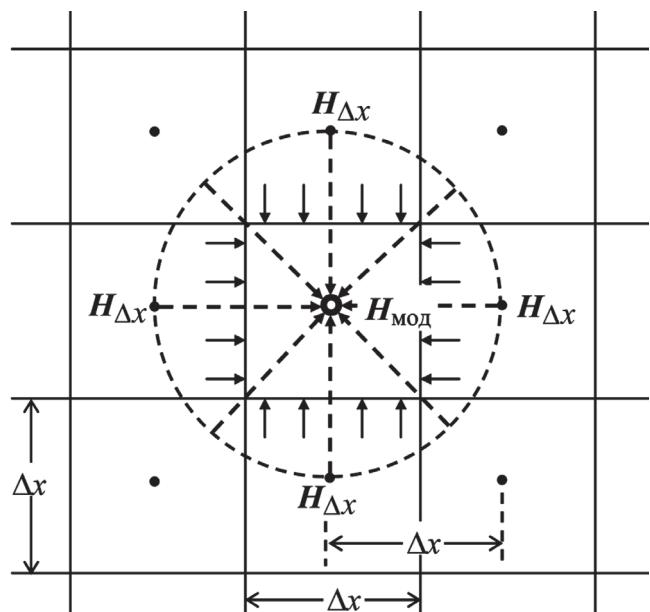


Рис. 1. Характер притока к водозаборной скважине в реальном плоско-плановом потоке и на сеточной модели

$$h_c = \sqrt{h_{\text{мод}}^2 - \frac{Q_c}{K} \left( \frac{1}{\pi} \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,5 \right)}, \quad (4)$$

$$\Delta U = h_{\text{мод}} - h_c = h_{\text{мод}} - \sqrt{h_{\text{мод}}^2 - \frac{Q_c}{K} \left( \frac{1}{\pi} \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,5 \right)}, \quad (5)$$

где  $h$  — обводненная мощность пласта,  $K$  — коэффициент фильтрации.

Сравнивая формулы (3) и (5), следует обратить внимание на то, что в напорных потоках с независимой проводимостью поправка к модельному решению в «скважинном» блоке возрастает только пропорционально увеличению дебита. В безнапорных потоках она возрастает нелинейно и более интенсивно, так как сложно зависит не только от дебита, но и от текущей мощности потока  $h$  (рис. 2). Поэтому модельное решение для безнапорного потока значительно и прогрессирующим образом «отстает» от реального уровня в скважине, что хорошо видно на рис. 3 при сравнении кривых реального понижения в скважине и модельного понижения в «скважинном» блоке. Когда в реальной скважине сработано почти 90% исходной мощности потока и она обвально перепонижается уже при небольшом увеличении дебита, на модели понижение еще не превышает даже 50% мощности, что создает иллюзию возможности значительно наращивать дебит. Эту особенность нужно учитывать, в частности, при автоматизированном решении оптимизационных задач по подбору дебитов в группах взаимодействующих скважин.

**Выводы применительно к потокам плоско-плановой структуры.** 1. Для определения факти-

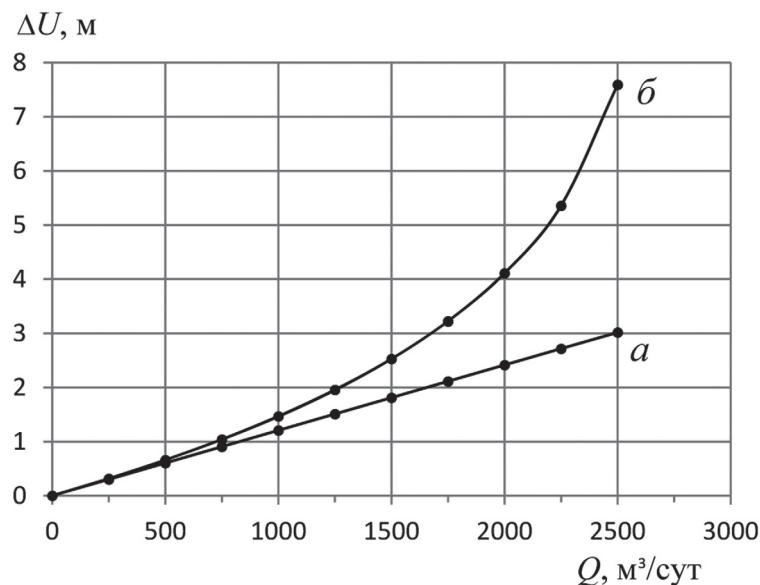


Рис. 2. Зависимость модельной поправки от дебита скважины (*а* — в напорном потоке, *б* — в безнапорном потоке)

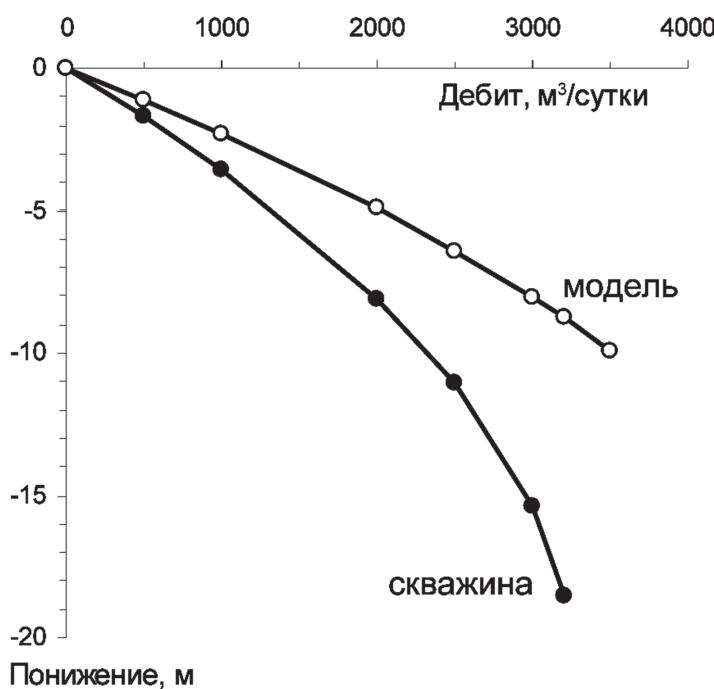


Рис. 3. Зависимость понижения от дебита в безнапорном потоке в реальной скважине и на модели

ческого значения напора/понижения в реальной скважине, работающей в режиме заданного дебита, необходимо ввести поправку к модельному решению в «скважинном» блоке:

$$H_c = H_{\text{мод}} - \Delta U, \quad S_c = S_{\text{мод}} + \Delta U.$$

Поправка  $\Delta U$  имеет знак, противоположный балансовому знаку дебита. При откачке (водозаборные скважины — стоки, балансовый знак «минус») поправка положительна, при наливах/нагнетаниях (водопоглощающие скважины — источники, балансовый знак «плюс») поправка при-

обретает отрицательное значение. Соответственно, при откачке  $H_c < H_{\text{мод}}$ ,  $S_c > S_{\text{мод}}$ ; при наливах  $H_c > H_{\text{мод}}$ ,  $S_c < S_{\text{мод}}$  (учитывая, что при наливах величина «понижения» является отрицательной).

2. Если скважина работает в режиме заданного напора/понижения  $H_c(S_c)$ , то величина поправки  $\Delta U$  заранее не известна, поскольку прогнозная производительность скважины должна быть определена только по результатам решения. Задание значения  $H_c(S_c)$  в виде условия 1-го рода непосредственно в «скважинный» блок модели ошибочно. Эффективный прием моделирования для напорных потоков в этом случае — установка в «скважинный» блок граничного условия 3-го рода с заданным напором/понижением через дополнительное сопротивление:

$$\Phi^* = \frac{1}{T} \left( \frac{1}{2\pi} \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,25 \right).$$

Производительность скважины определяется по величине разности  $\Delta H(\Delta S)$  между модельным решением и заданным значением напора/понижения:

$$Q = \frac{\Delta H(\Delta S)}{\Phi^*}.$$

Для безнапорных условий эта методика неприменима, поскольку величина  $\Phi^*$  зависит от модельного решения  $h_{\text{мод}}$ . Производительность скважины в этом случае должна определяться подбором до достижения выполнения условия:

$$h_{\text{мод}} = \sqrt{h_c^2 + \frac{Q_c}{K} \left( \frac{1}{\pi} \ln \frac{\Delta x}{r_c} - 0,5 \right)}.$$

**Несовершенная скважина в потоке пространственной структуры.** Теоретическая модель в этих условиях описывает приток к линейному стоку (фильтровой интервал несовершенной скважины), расположенному в пласте, неограниченном, полуограниченном или ограниченном по мощности. На моделях продуктивный пласт имеет реальную конечную мощность. Для реализации несовершенной скважины в разрезе продуктивного пласта должен быть выделен отдельный модельный слой, мощность которого соответствует длине фильтрового интервала, а в общем случае — еще два модельных слоя: над фильтром (мощностью от кровли пласта до верха фильтрового интервала) и под ним (мощностью от низа фильтрового интервала до подошвы пласта). В частных случаях примыкания фильтра к кровле или подошве

пласта соответствующие слои в структуре модели отсутствуют.

Необходимость введения поправки к модельному решению  $\Delta U$  обусловлена несоответствием структуры квазисферического притока к фильтру реальной несовершенной скважины и линейного характера притока к «водозаборному» блоку трехмерной прямоугольной модельной сетки. Количественное выражение поправки определяется положением фильтра относительно кровли и подошвы пласта. Покажем принцип обоснования величины поправки для достаточно распространенного случая расположения фильтра радиуса  $r_c$  и длиной  $l$ , центр которого расположен в разрезе на расстоянии  $c_0$  от непроницаемой кровли пласта. Влияние другой границы (подошвы) с допустимой погрешностью не учитывается, если она удалена на расстояние больше  $(1 \div 1,6)l$ . Понижение в действующей скважине с дебитом  $Q_c$  [Шестаков, 1979]:

$$S_c = \frac{Q_c}{4\pi Kl} \left( \text{Arsh} \frac{z+0,5l}{r_c} - \text{Arsh} \frac{z-0,5l}{r_c} + \text{Arsh} \frac{2c_0-z+0,5l}{r_c} - \text{Arsh} \frac{2c_0-z-0,5l}{r_c} \right),$$

где  $z$  — расстояние по вертикали от середины фильтра (для действующей скважины  $z = 0$ ).

Учитывая, что гиперболические функции  $\text{sh}$  и  $\text{Arsh}$  нечетные, получим:

$$S_c = \frac{Q_c}{4\pi Kl} \times \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5l}{r_c} + \text{Arsh} \frac{2c_0+0,5l}{r_c} - \text{Arsh} \frac{2c_0-0,5l}{r_c} \right).$$

Понижение в точке на расстоянии  $\Delta x$  в плане с фильтром на той же высоте (с теми же преобразованиями) будет следующим:

$$S_{\Delta x} = \frac{Q_c}{4\pi Kl} \times \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5l}{\Delta x} + \text{Arsh} \frac{2c_0+0,5l}{\Delta x} - \text{Arsh} \frac{2c_0-0,5l}{\Delta x} \right),$$

тогда разность понижений между действующей скважиной и точкой на расстоянии  $\Delta x$  составит:

$$S_c - S_{\Delta x} = \frac{Q_c}{4\pi Kl} \times \left\{ \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5l}{r_c} + \text{Arsh} \frac{2c_0+0,5l}{r_c} - \text{Arsh} \frac{2c_0-0,5l}{r_c} \right) - \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5l}{\Delta x} + \text{Arsh} \frac{2c_0+0,5l}{\Delta x} - \text{Arsh} \frac{2c_0-0,5l}{\Delta x} \right) \right\} = \frac{Q_c}{4\pi Kl} D. \quad (6)$$

При нумерации модельных слоев сверху вниз (слой фильтрового интервала с номером  $i$ ) безразмерная константа  $D$  равна

$$D = \left\{ \begin{aligned} & \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5m_i}{r_c} + \text{Arsh} \frac{2m_{i-1}+1,5m_i}{r_c} - \text{Arsh} \frac{2m_{i-1}+0,5m_i}{r_c} \right) - \\ & - \left( 2\text{Arsh} \frac{0,5m_i}{\Delta x} + \text{Arsh} \frac{2m_{i-1}+1,5m_i}{\Delta x} - \text{Arsh} \frac{2m_{i-1}+0,5m_i}{\Delta x} \right) \end{aligned} \right\},$$

При ее вычислении можно пользоваться достаточно точным приближением

$$\text{Arsh } X = \ln \left( X + \sqrt{X^2 + 1} \right).$$

На модели приток к блоку скважины (с решением  $S_{\text{мод}}$ ) осуществляется по шести направлениям — четыре по слою  $i$  и два по вертикали из слоев  $i-1$  и  $i+1$ :

$$Q_c = 4Q_{xy} + Q_z^{i-1} + Q_z^{i+1},$$

$$Q_{xy} = K\Delta x m_i \frac{S_{\text{мод}} - S_{\Delta x}}{\Delta x} = Kl(S_{\text{мод}} - S_{\Delta x}).$$

В этой формуле  $K$  — латеральный коэффициент фильтрации,  $S_{\Delta x}$  — модельное понижение в соседних блоках в слое  $i$ ,

$$Q_z^{i-1} = K_z \Delta x^2 \frac{S_{\text{мод}} - S_{i-1}}{0,5(m_{i-1} + l)},$$

$$Q_z^{i+1} = K_z \Delta x^2 \frac{S_{\text{мод}} - S_{i+1}}{0,5(m_{i+1} + l)}.$$

В этих формулах должен использоваться вертикальный коэффициент фильтрации  $K_z$  (приток по вертикали).

Соответственно,

$$Q_c = 4Kl(S_{\text{мод}} - S_{\Delta x}) + 2K_z \Delta x^2 \left( \frac{S_{\text{мод}} - S_{i-1}}{0,5(m_{i-1} + l)} + \frac{S_{\text{мод}} - S_{i+1}}{0,5(m_{i+1} + l)} \right)$$

или

$$S_{\text{мод}} - S_{\Delta x} = Q_c - 2K_z \Delta x^2 \left( \frac{S_{\text{мод}} - S_{i-1}}{0,5(m_{i-1} + l)} + \frac{S_{\text{мод}} - S_{i+1}}{0,5(m_{i+1} + l)} \right) = \frac{4Kl}{4Kl} (Q_c - E_1 - E_2), \quad (7)$$

$$E_1 = \frac{4K_z \Delta x^2}{m_{i-1} + l} (S_{\text{мод}} - S_{i-1});$$

$$E_2 = \frac{4K_z \Delta x^2}{m_{i+1} + l} (S_{\text{мод}} - S_{i+1}).$$

Вычитая (7) из (6), окончательно получим

$$\Delta U = S_c - S_{\text{мод}} = \\ = \frac{0,25}{Kl} (Q_c (0,318 D - 1) + E_1 + E_2).$$

При ином положении фильтра относительно границ пласта в разрезе (примыкание к кровле или подошве, значительное удаление от обеих границ) выражения для расчета поправки должны быть получены на основе соответствующих теоретических решений гидрогеодинамики скважин.

**Заключение.** Численное тестирование величины поправки к модельному решению для действующих скважин в диапазоне ординарных и экстремальных наборов параметров среды и структуры сеточных моделей показывает ее сопоставимость с собственными, гидрогеодинамически обусловленными понижениями уровней в скважинах. Это обстоятельство требует учета таких поправок для мелкомасштабных региональных моделей, где размеры сеточных блоков достигают нескольких километров, а также при прогнозном моделировании водозаборных систем на конкретных месторождениях, поскольку гидрогеодинамическая обеспеченность запасов подземных вод оценивается строго по величине допустимых понижений уровней в скважинах. Однако в современных программах моделирования фильтрации эта проблема даже не обозначена, что потенциально создает возможность существенных расчетных погрешностей в случае недостаточной осведомленности

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев В.Б., Кряквина С.А. О функции источника сеточного оператора Лапласа // Журн. вычисл. математики и мат. физики. 1972. Т.12, № 2. С. 365–373.

Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1976. 407 с.

пользователя. Представляется, что назрела необходимость дополнить пользовательские интерфейсы и вычислительные алгоритмы системой расчетов поправок для типовых условий функционирования гидрогеологических скважин.

В заключение подчеркну, что понижения уровней в действующих скважинах формируются под влиянием дополнительного фильтрационного сопротивления, возникающего в процессе строительства и освоения скважины в связи с изменением пропускной способности фильтра и проницаемости отложений в прискважинной зоне. Учет этого весьма значимого фактора в аналитических расчетах и в практике моделирования возможен путем формальной замены технического радиуса фильтрового интервала  $r_c$  на расчетную величину  $r_c^0$  [Шестаков, 1979]. Оценка величины расчетного радиуса наиболее эффективна при наличии наблюдательной скважины на расстоянии  $r \geq m$ :

$$r_c^0 = \exp \left( \ln r - \frac{2\pi T(S_c - S)}{Q_c} \right),$$

где  $S_c$ ,  $S$  — понижения в действующей и наблюдательной скважинах соответственно.

Поскольку величина расчетного радиуса в процессе многолетней эксплуатации скважины может изменяться (в ту или иную сторону), целесообразно при проектировании состава объектного мониторинга на осваиваемых месторождениях подземных вод предусматривать сооружение наблюдательных скважин вблизи каждой действующей.

Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 368 с.

Штенгелев Р.С. Формирование и оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. М.: Недра, 1988. 231 с.

Поступила в редакцию 09.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 551.345

А.А. Шиманов<sup>1</sup>, И.А. Комаров<sup>2</sup>, Т.А. Киреева<sup>3</sup>

## ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КРИОПЭГОВ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ В ПРОЦЕССЕ КРИОГЕННОГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Проанализирован ионный состав легкорастворимых солей криопэгов с разной минерализацией на полуострове Ямал. Выявлены закономерности изменения химического состава вод криопэгов в процессе криогенного метаморфизма. Соотношения макрокомпонентов химического состава криопэгов позволяют сделать вывод, что генезис исходных растворов был различным — морским и инфильтрационным.

**Ключевые слова:** криопэг, химический состав, концентрирование, макрокомпоненты, кристаллизация солей, Ямал.

The analysis of the content of ions in cryopeg different mineralization of the Yamal Peninsula. The regularities of changes in the chemical composition of cryopeg waters in the process of cryogenic metamorphism are revealed. The ratios of the macro-components of the chemical composition of cryopegs allow us to conclude that the genesis of the initial solutions was different: marine and infiltration.

**Key words:** cryopeg, chemical composition, concentration, ion content, salt crystallization, Yamal.

**Введение.** Тематика работы направлена на решение одной из проблем геокриологии — выявление закономерностей криогенного метаморфизма криопэгов морского типа засоления в процессе изменения термобарических условий, включая промерзание—оттаивание. Под криогенным метаморфизмом природных вод мы понимаем совокупность физико-химических процессов, включающих такие явления, как кристаллизация воды и плавление льда, осаждение и растворение солей, удаление и поглощение газов, изменение состояния солевых равновесий, образование ячеек льда с включенным в структуру рассолом, перераспределение солей между твердой и жидкой фазами воды. Промерзание песчаных пород сопровождается, как правило, частичным отжиманием порового раствора из зоны кристаллизации и его концентрированием. Процесс криогенного концентрирования может приводить к образованию линз высокоминерализованных отрицательно-температурных подземных вод — криопэгов — природных соленых вод с отрицательными значениями температуры [Толстыхин, 1941]. В статье не рассматриваются процессы взаимодействия раствора с вмещающими породами.

Многообразие химического состава криопэгов природных засоленных растворов и их минерали-

зации крайне затрудняют экспериментальное исследование процессов криогенного метаморфизма при различных термобарических условиях. Так, в лабораторных условиях подробно исследован этот процесс только для морской воды [Гитерман, 1937; Доронин, Хасин, 1975; Жигарев, 1997; Nelson, Thompson, 1954]. Натурные определения химического состава легкорастворимых солей криопэгов носят, как правило, единичный (за сезон) и фрагментарный характер [Крицук, 2010; Фотиев, 1999; Савельев, 1971]. Выявление закономерностей криогенного метаморфизма позволяет разработать более обоснованные методики проведения прогнозных и эпигнозных (палеореконструкции) оценок температурного и водно-ионного режима засоленных пород, определяющего состояние и эволюцию ряда районов криолитозон России (зоны шельфа северных морей, приморские низменности), которые в настоящее время интенсивно осваиваются, в первую очередь как газо- и нефтеносные районы (п-ов Ямал, шельф Северного Ледовитого океана и т.д.).

**Объект исследования и методы его изучения.** Объектом исследования были криопэги п-ова Ямал с морским типом химического состава, химический состав которых и условия залегания приведены в работах [Крицук, 2010]. Под

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; *e-mail:* inferit90@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, профессор; *e-mail:* ilya\_komarov@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент; *e-mail:* ta\_kireeva@mail.ru

Таблица 1

## Химический состав криопэгов полуострова Ямал, по [Крицук, 2010]

№ образца	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>-</sup> +K <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	M, г/л	Структурный элемент
	г/л							эквивалент-%						
1	1,18	4,98	34,52	1,22	1,92	68,02	3	21	76	1	2	97	111,8	Лайды
2	1,18	3,53	25,67	0,92	2,11	50,02	4	20	76	1	3	96	83,4	
3	1,30	3,90	28,36	0,98	6,24	52,43	4	20	76	1	8	91	93,2	
4	0,72	4,07	32,41	1,10	7,73	57,01	2	19	79	1	9	90	103	
5	0,00	0,25	11,66	0,00	2,54	16,86	0	4	96	0	10	90	31,3	
6	0,84	3,16	24,86	0,85	6,00	44,30	3	19	78	1	9	90	80	
7	0,76	3,22	22,29	1,53	2,45	42,53	3	21	76	2	4	94	72,8	
8	1,04	3,60	21,92	0,79	6,29	41,25	4	23	73	1	10	89	74,9	
9	1,06	4,02	31,67	1,10	4,22	58,93	3	19	78	1	5	94	101	
10	0,24	0,73	26,36	0,00	1,78	42,00	1	5	94	0	3	97	71,1	
11	1,70	2,66	32,22	0,00	4,08	57,62	5	13	82	0	5	95	98,3	
12	1,12	3,01	25,05	0,00	4,03	46,61	4	18	78	0	6	94	79,8	
13	0,46	1,30	10,07	0,00	12,58	10,90	4	19	77	0	5	95	35,3	
14	0,10	0,18	3,04	0,00	0,82	4,79	3	10	87	0	11	89	9,1	
15	0,64	4,07	28,61	0,00	2,30	55,63	2	21	77	0	3	97	91,9	
16	0,62	5,04	25,07	0,00	0,77	54,71	2	27	70	0	1	99	86,4	
17	1,78	4,56	18,38	0,00	0,00	45,01	7	30	63	0	0	100	69,7	
18	1,54	2,26	13,52	0,00	0,00	30,28	9	22	69	0	0	100	47,6	
19	2,44	6,05	20,72	0,00	0,72	53,68	8	33	59	0	1	99,0	83,8	
20	0,36	0,56	1,08	0,00	0,00	4,01	16	42	42	0	0	100	6,02	
21	3,26	3,68	7,52	0,00	0,48	33,76	17	32	34	0	1	99	48,8	
22	0,56	2,84	15,69	0,00	1,82	32,31	3	25	72	0	4	96	53,7	
23	0,58	3,79	25,07	0,00	1,39	49,91	2	22	76	0	2	98	81,1	
24	0,00	1,78	22,72	0,00	0,00	40,29	0	13	87	0	0	100	64,8	
25	0,54	2,68	14,74	0,24	1,10	30,67	3	25	72	0,4	2,6	97	50,2	
26	1,14	5,65	31,21	0,81	0,91	61,52	3	25	72	7	1	92	107	
27	0,42	0,94	7,20	0,00	0,19	14,45	5	19	76	0	1	99	23,25	
28	0,34	1,36	9,98	0,00	1,87	18,60	3	20	77	0	7	93	32,7	Поймы
29	0,62	2,23	12,81	0,00	0,72	26,91	4	24	72	0	2	98	43,5	
30	1,06	2,77	13,87	0,00	0,43	31,17	6	26	68	0	1	99	49,4	
31	0,30	1,18	8,65	0,00	0,24	17,18	3	20	77	0	1	99	27,6	
32	0,20	0,70	6,33	0,85	0,14	11,61	3	17	80	4	1	95	19,7	
33	0,28	1,00	8,35	0,31	0,24	15,98	3	18	79	1	1	98	26,1	
34	1,06	2,44	11,41	0,00	0,10	26,59	7	27	66	0	0,3	99,7	41,6	
35	0,08	0,19	1,98	0,24	0,19	3,48	4	15	81	4	4	92	6,2	
36	0,30	1,72	8,12	0,00	0,24	17,96	3	28	69	0	1	99	28,4	
37	3,80	3,22	9,36	0,00	0,43	30,42	22	31	47	0	1	99	47,34	
38	2,04	1,98	6,92	0,00	0,29	19,99	18	29	53	0	1	99	31,3	
39	1,34	2,10	9,89	0,00	0,00	23,86	10	26	64	0	0	100	37,2	
40	0,00	1,58	17,20	0,00	0,00	31,24	0	15	85	0	0	100	50	
41	6,82	4,22	9,36	0,67	0,00	38,66	31	32	37	1	0	99	59,6	

морским типом химического состава криопэгов подразумеваются соленые воды и рассолы хлоридно-натриево-магниевого состава, содержащие в значительном количестве MgCl<sub>2</sub> — соль морского генезиса. Нами для изучения условий криогенного преобразования исходных растворов и выявления их генезиса использованы опубликованные данные о химическом составе 41 криопэга, которые расположены в пределах одного региона. Наличие

представительной выборки данных о химическом составе проб криопэгов, находящихся в схожих геологических условиях, но с разной минерализацией, позволяет выявить особенности изменения химического состава поровых растворов при их промерзании.

В геологическом строении рассматриваемой территории выделяют палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Последние, к которым

приурочены изучаемые криопэги, представлены палеогеновыми и четвертичными отложениями. Отложения палеогена имеют мощность до 100 м и представлены прибрежно-морскими фациями переслаивающихся алевролитов, алевритистых глин и песков. Мощность четвертичных отложений изменяется от 10–20 до 250–300 м. Они представлены глинами суглинистыми и песчаными разностями, имеющими морской генезис [Трофимов, 1975].

Исследованные криопэги расположены в разрезах трех геоморфологических уровней — лайдах, поймах и террасах (рис. 1). Химический состав криопэгов, определенный согласно ГОСТ 26449.1-85 и ГОСТ 26449.2-85, приведен в табл. 1.

Криопэги находились на глубине от 20–30 до 100–150 м. Криопэги лайд — безнапорные воды и расположены на глубине от 1,6 до 9,8 м, их минерализация изменяется в пределах 80–120 г/л, т.е. по величине минерализации они относятся к рассолам. На поймах криопэги встречены на глубине 5,8–12,0 м, это слабонапорные воды, с минерализацией в интервале 6,2–91,9 г/л, т.е. относятся как к рассолам (минерализация >50 г/л), так и к соленым водам. Криопэги морских террас зафиксированы на глубине 2,5–11 м, с минерализацией 6,2–42,5 г/л, относятся к соленым водам. Химический состав большинства исследованных линз криопэгов в разрезах всех геоморфологических уровней хлоридно-натриево-магниевый, с содержанием  $Mg^{2+}$  от 13 до 31 экв.-% (табл. 1). Однако три образца криопэгов лайд при значительной величине минерализации (до 98,3 г/л) имеют пониженное содержание  $Mg^{2+}$ : 4, 5 и 13 экв.-% (табл. 1) и, таким образом, относятся к хлоридно-натриевым соленым водам и рассолам. Аналогично пониженное содержание иона  $Mg^{2+}$  (10 экв.-%) характерно для одного образца криопэгов пойм, имеющего минерализацию 9,1 г/л и также по преобладающим ионам относящегося к соленым водам хлоридно-натриевого состава (табл. 1).

**Результаты исследований и их обсуждение.** Для исследования изменений химического состава криопэгов при замерзании были построены и проанализированы зависимости концентрации ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$  от общей минерализации раствора. Кроме того, для качественной оценки генезиса вод криопэгов выполнено сравнение данных о химическом составе криопэгов с химическим составом океанической воды и химическими составами растворов, образующихся при поверхностном концентрировании океанической воды, содержание макрокомпонентов (г/л и экв.-%) которой приведены в табл. 2.

Анализ экспериментальных данных о химическом составе криопэгов проводили с учетом гипотезы об идентичности влияния процессов испарения и промерзания на потенциал поровой влаги. Так, в работе [Комаров, 2003] качественное и количественное сопоставление динамики про-



Рис. 1. Схема расположения исследованных криопэгов по [Streletskaia, Kristsuk, 2004]: 1 — лайды, 2 — поймы, 3 — террасы

цессов промерзания и иссушения, представленное в предельно обобщенном виде в виде критериальных уравнений, однозначно свидетельствует об аналогичности этих процессов.

Исходя из того что физический смысл испарительного и криогенного концентрирования схож — при испарении вода уходит в паровую фазу, остаточный раствор концентрируется, а при промерзании вода уходит в твердую фазу, что также сопровождается концентрированием остаточного раствора, мы опирались на закономерности изменения растворов при испарительном концентрировании. Известно, что по мере испарительного концентрирования грунтовых вод из них последо-

Таблица 2

Содержание макрокомпонентов в океанической воде  
[Хорн, 1972]

Ион	г/л	Эквивалент-%
Na+K	10,8	79
Mg	1,3	17
Ca	0,4	4
Cl	19,4	90
SO <sub>4</sub>	2,7	9
HCO <sub>3</sub>	0,1	1

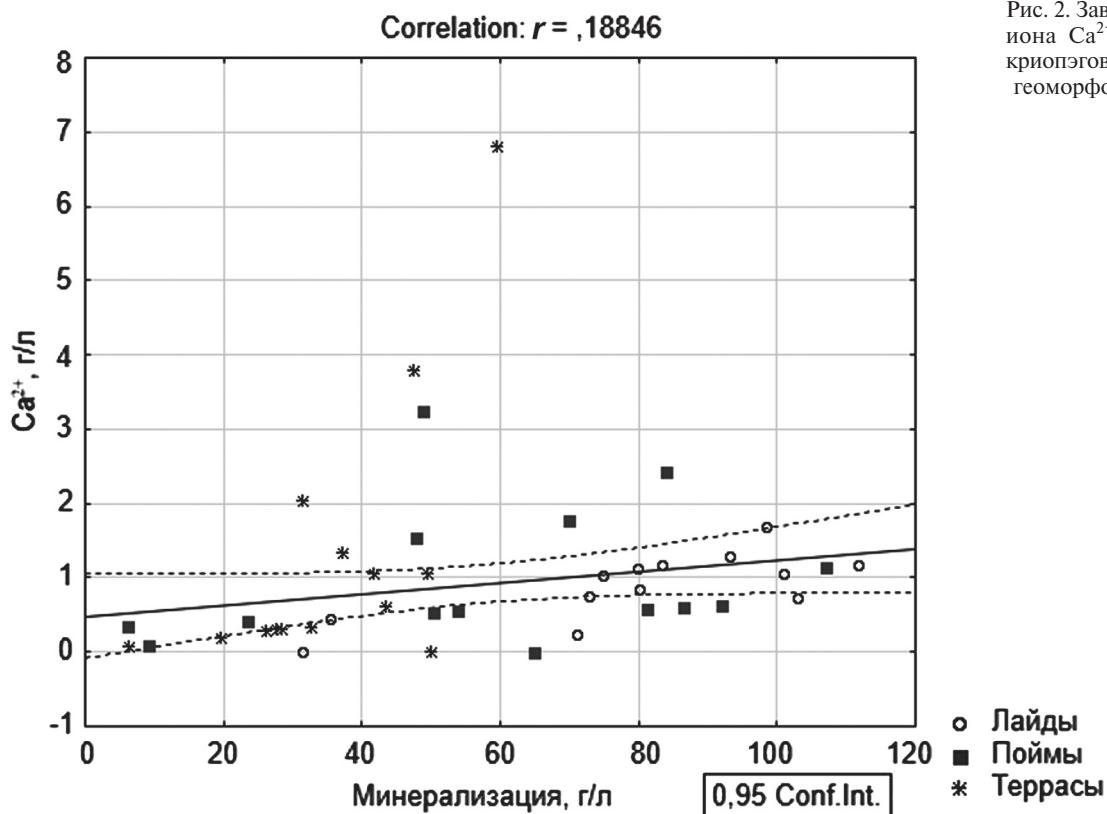


Рис. 2. Зависимость содержания иона  $\text{Ca}^{2+}$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней

вательно осаждаются сначала менее растворимые соли, а затем все более растворимые. Последовательность отложения солей из почвенно-грунтовых вод следующая: оксиды алюминия, железа, марганца ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\text{MnO}_2$ ),  $\text{SiO}_2$  и силикаты, фульваты и фосфаты,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{KNO}_3$  [Ковда, 1946]. При этом химический состав результирующего рассола будет зависеть от химического состава исходного раствора.

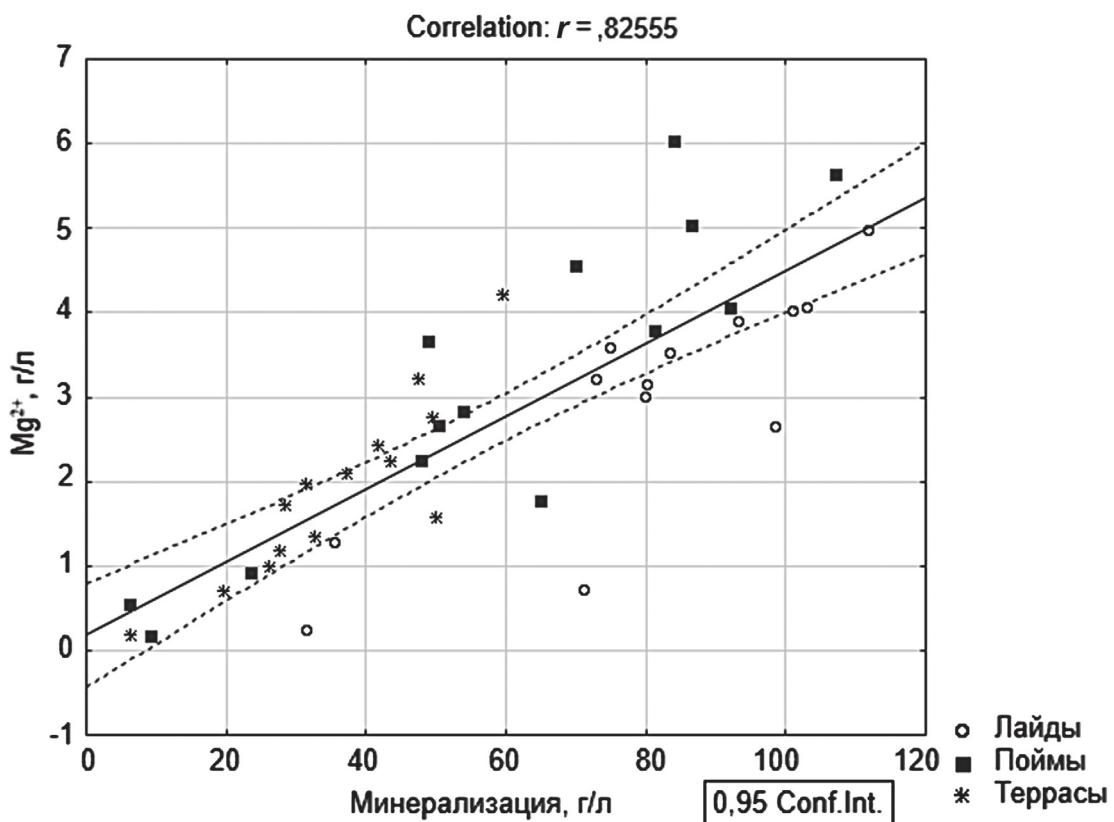
Так, при вымораживании маломинерализованных подземных вод с минимальным содержанием  $\text{Ca}^{2+}$  формируются минерализованные щелочные воды  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  состава. При концентрировании вод атмосферного генезиса, имеющих минерализацию до 1 г/л и в основном  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  состав, образуются сульфатно-натриевые растворы, а затем хлоридно-натриевые рассолы [Ковда, 1946]. При концентрировании океанической воды, имеющей минерализацию 35 г/л и хлоридно-натриево-магниевый состав (табл. 2), формируются сульфатно-натриевые растворы, а затем рассол хлоридно-магниевого состава [Крайнов и др., 2004]. Такие различия в составе результирующего рассола связаны с компонентным составом исходного раствора, который по мере концентрирования преобразуется согласно принципу разделения Харди-Эгстера, который формулируется в работе [Дривер, 1985]: «Испарение будет приводить к увеличению содержания иона, присутствующего в растворе в более высокой относительной концентрации, и к снижению содержания иона,

присутствующего в более низкой относительной концентрации». Таким образом, если в рассоле в катионном комплексе преобладает магний, то, следовательно, исходным раствором была вода морского генезиса; если преобладает натрий — то исходный раствор имел инфильтрационное происхождение. Эти закономерности нашли подтверждение при исследовании криопэгов п-ова Ямал и позволили предположительно определить генезис исходного раствора криопэгов.

Проанализировав зависимости содержания иона  $\text{Ca}^{2+}$  от минерализации криопэга (рис. 2), можно сделать вывод, что при криогенном концентрировании растворов ион  $\text{Ca}^{2+}$  практически не накапливается в растворе. Это обусловлено тем, что ион  $\text{Ca}^{2+}$  при наличии ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  образует слаборасторимые соли: кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ), гипс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), а в случае высокой минерализации раствора — ангидрит ( $\text{CaSO}_4$ ). Таким образом, при промерзании растворов, близких по химическому составу к морской воде, ион  $\text{Ca}^{2+}$ , по аналогии с поверхностным концентрированием не будет накапливаться в растворе. Ион  $\text{Ca}^{2+}$  начинает накапливаться в пластовых условиях на значительной глубине (1–2 км), когда в пластовых водах уже практически отсутствуют ионы  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . В этих условиях ион  $\text{Ca}^{2+}$  накапливается в составе хлорида кальция ( $\text{CaCl}_2$ ), имеющего растворимость 745,0 г/дм<sup>3</sup> при нормальных условиях и в природных условиях не выпадающего в осадок.

В большей части образцов криопэгов выявлена прямая зависимость содержания иона  $\text{Mg}^{2+}$  от ми-

Рис. 3. Зависимость содержания иона  $Mg^{2+}$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней



нерализации (рис. 3), т.е. в заданном интервале минерализации криопэгов накапливается ион  $Mg^{2+}$ , что связано с высокой растворимостью солей  $Mg^{2+}$ , а также, видимо, с преобладанием  $Mg^{2+}$  над  $Ca^{2+}$  в исходном растворе. Это проявляется в 37 образцах (93% коллекции) и соответствует минерализации от 6 до 112 г/л и содержанию  $Mg^{2+}$  от 17 до 42 экв.-%. В криопэгах такого химического состава  $Mg^{2+}$  может образовывать минерал бишофит ( $MgCl_2$ ), кристаллизующийся при минерализации около 550 г/дм<sup>3</sup>. Для образования таких солей, как магнезит ( $MgCO_3$ ), не достаточно  $HCO_3^-$ -иона, так как первоначально весь  $HCO_3^-$ -ион будет связан ионом  $Ca^{2+}$ . Карналлит ( $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ) будет кристаллизоваться при концентрации, превышающей концентрацию кристаллизации галита [Крайнов и др., 2004]. Анализ зависимости содержания иона  $Mg^{2+}$  от минерализации криопэга показывает, что при криогенном концентрировании изменение химического состава раствора проходит по сценарию, аналогичному поверхностному испарению, т.е. рассолы хлоридно-натриево-магниевого состава сформировались при концентрировании вод морского генезиса. Большая часть криопэгов образовалась при концентрировании морской воды, так как содержание в них иона  $Mg^{2+}$  (в экв.-%) больше либо равно содержанию этого иона в морской воде (табл. 1, 2).

Однако в 4 образцах трех криопэга лайд, обр. № 5, 10, 11 и одного криопэга поймы (обр. № 14), что соответствует 7% коллекции, установлено пониженное значение иона  $Mg^{2+}$ : от 4 до 13 экв.-

%. При этом их результирующая минерализация при криогенном концентрировании показывает величины аналогичные таковым при концентрировании растворов, имеющих содержание  $Mg^{2+}$ , близкое к содержанию в морской воде. Это свидетельствует о том, что эти криопэги являются результатом концентрирования не морского исходного раствора, а воды инфильтрационного генезиса, в которой магний и кальций находятся в резко подчиненном количестве по отношению к натрию, в результате чего образовался рассол хлоридно-натриевого состава с преобладанием соли  $NaCl$  (табл. 1).

Ион  $Na^+$  накапливается в линзах криопэгов в разрезах всех геоморфологических элементов (рис. 4). Снижение содержания этого иона может быть связано с образованием мирабилита ( $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ), но криопэги этого химического состава не содержат ион  $SO_4^{2-}$  в необходимом количестве. Кроме того, экспериментально показано [Цуриков, 1976], что при концентрировании морской воды при температуре около  $-21^{\circ}C$  образуется галит ( $NaCl$ ), но на рассматриваемой территории не зафиксированы криопэги с такой температурой.

В большинстве проанализированных криопэгов (14 образцов и 34% коллекции) не накапливается ион  $HCO_3^-$ . Это объясняется образованием кальцита ( $CaCO_3$ ). Тем не менее из данных табл. 1 следует, что максимальное содержание  $HCO_3^-$  (4 и 7 экв.-%) фиксируется в разрезах морских террас и пойм. Ряд криопэгов лайд (8 образцов и 20%

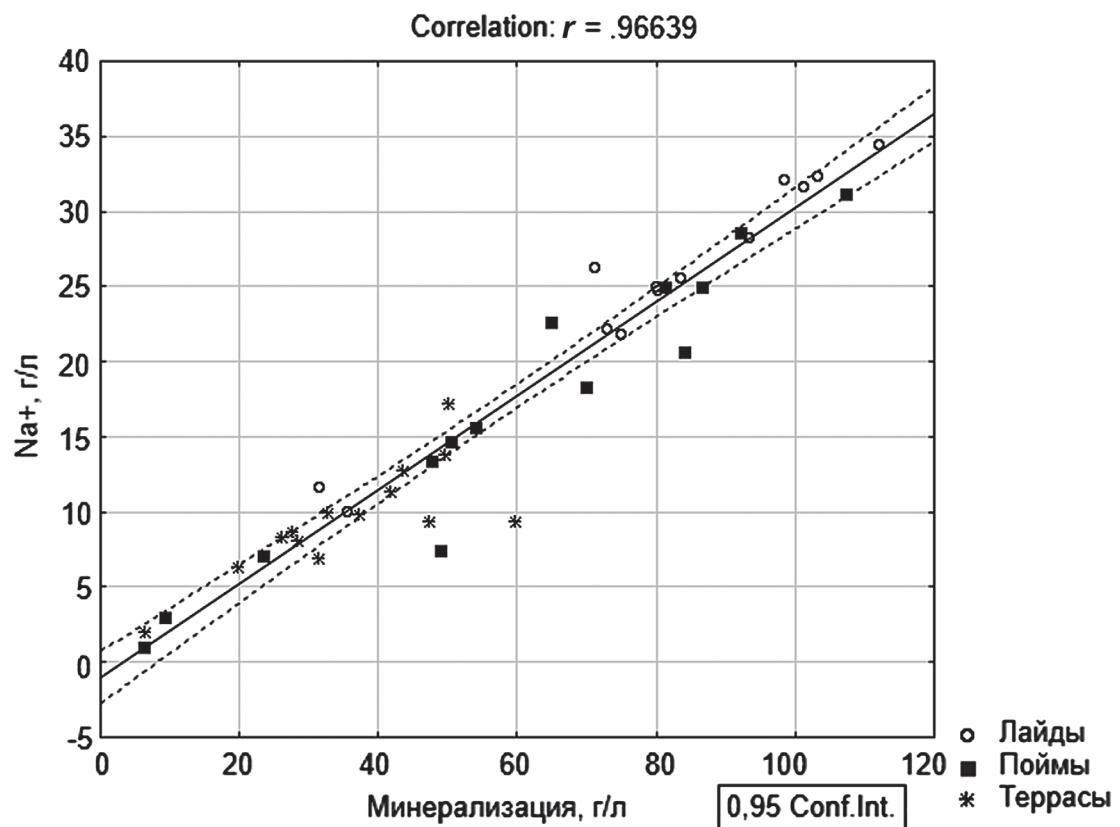


Рис. 4. Зависимость содержания иона  $\text{Na}^+$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней

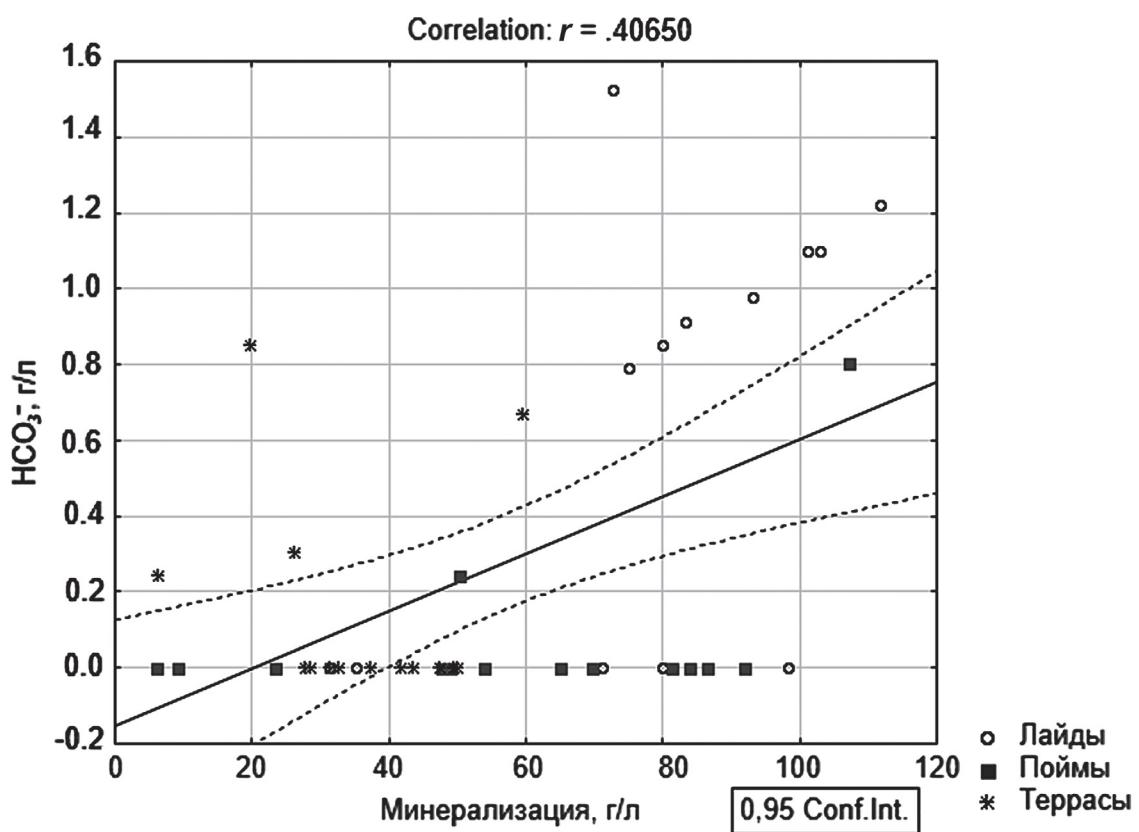


Рис. 5. Зависимость содержания иона  $\text{HCO}_3^-$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней

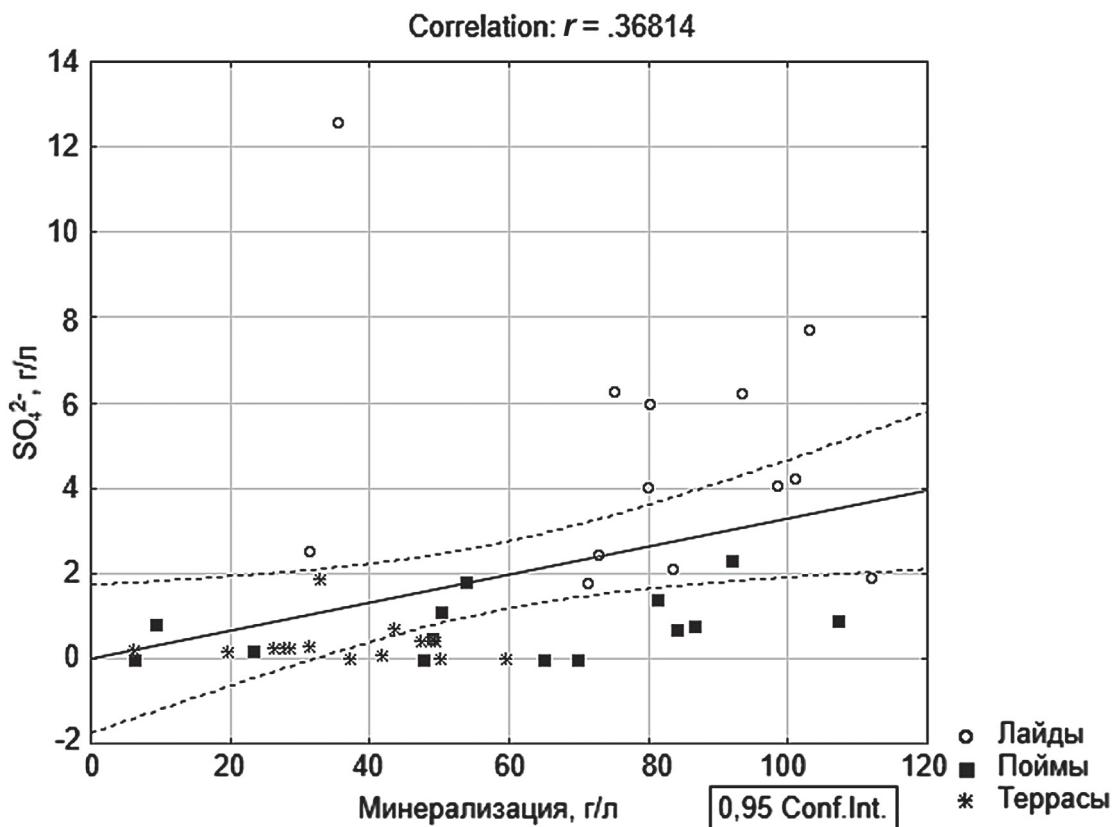


Рис. 6. Зависимость содержания иона  $\text{SO}_4^{2-}$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней

коллекции) также имеет повышенное содержание иона  $\text{HCO}_3^-$  (до 2 экв.-%) (рис. 5). Очевидно, что это связано с повышенным содержанием  $\text{Na}^+$  в исходном растворе и накоплением  $\text{HCO}_3^-$  в виде соли  $\text{NaHCO}_3$ .

Ион  $\text{SO}_4^{2-}$  не накапливается в этих криопэгах (рис. 6). Это объясняется образованием солей гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), а в случае повышения минерализации раствора — ангидрита ( $\text{CaSO}_4$ ). Снижение содержания иона  $\text{SO}_4^{2-}$  может быть обусловлено процессом сульфатредукции. В таком случае будет наблюдаться пиритизация песчаных отложений, к которым приурочен криопэг, вследствие взаимодействия образующегося  $\text{H}_2\text{S}$  с оксидами железа, содержащимися в породе.

Анализ содержания иона  $\text{Cl}^-$  показывает, что этот ион накапливается в криопэгах всех структурных элементов (рис. 7). Экспериментальные работы [Цуриков, 1976] показывают, что при понижении температуры раствора до  $-21,5^\circ\text{C}$  из раствора будет кристаллизоваться галит ( $\text{NaCl}$ ), но такие значения температуры пород не характерны для территории п-ова Ямал. При дальнейшей концентрации ион  $\text{Cl}^-$  может образовываться карналлит ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) и бишофит ( $\text{MgCl}_2$ ).

**Заключение.** Изучение химического состава криопэгов п-ова Ямал, показало, что изменение химического состава растворов при промораживании происходит по закономерностям, схожим

с концентрированием поверхностных и грунтовых вод при испарении.

Анализ содержания ионов в исследованных криопэгах выявил прогрессивное накопление ионов  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$  при возрастании минерализации. Ионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  не накапливаются в криопэгах высокой минерализации ( $>31-35$  г/л), что связано с образованием кальцита, гипса и ангидрита.

Большая часть (93% коллекции) криопэгов рассматриваемой территории образовалась при концентрировании исходной воды морского генезиса, о чем свидетельствует прогрессивное накопление магния в рассолах с образование рассолов хлоридно-натриево-магниевого состава.

Ряд образцов (7% коллекции) криопэгов лайд и пойм сформировались при концентрировании инфильтрационных поверхностных вод, о чем свидетельствует пониженное содержание в рассолах магния относительно океанической воды и формирование результирующих хлоридно-натриевых растворов аналогичной минерализации.

В одном случае генезис исходных вод криопэгов лайд предполагается как смешанный инфильтрационно-морской, о чем свидетельствует образование сульфатно-хлоридно-натриевого раствора с относительным содержанием магния, аналогичным содержанию в морской воде.

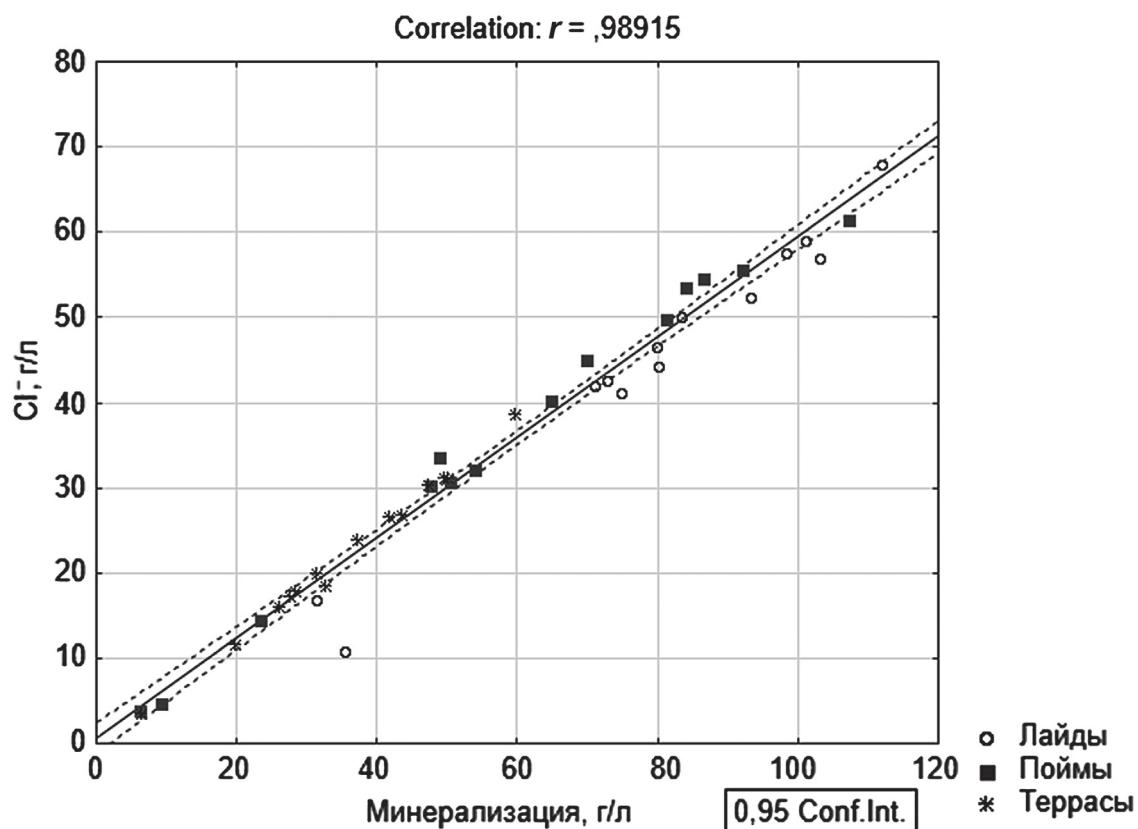


Рис. 7. Зависимость содержания иона  $\text{Cl}^-$  от минерализации криопэгов в отложениях разных геоморфологических уровней

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Тр. Соляной лаборатории АН СССР. Вып. 15, ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 5–24.

Доронин Ю.П., Хасин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 318 с.

Дривер Дж. Геохимия природных вод. М.: Мир, 1985. 440 с.

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 320 с.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 547 с.

Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 608 с.

Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного и водно-ионного состав засоленных пород и криопэгов // Проблемы строительства на засоленных грунтах. М., 2007. С. 147–183.

Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств засоленных пород и криопэгов // Основания, фундаменты и механика грунтов. 2012. № 2. С. 25–30.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 678 с.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 351 с.

Савельев Б.А. Физика химии и строение природных льдов и мерзлых пород. М. Изд-во. Моск. ун-та, 1971. 507 с.

Толстыхин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.; Л.: Госгеолиздат, 1941.

Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 280 с.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли. 1999. Т. 3, № 2. С. 40–65.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.

Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.

Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by frigid concentration // J. Maron. Res. 1954. Vol. 13, № 2. P. 166–182.

Streletskaya I.D., Kritsuk L.N. Lenses of mineralized confined groundwater (cryopegs) in the coastal area of west Yamal peninsula, Russia. Arctic Coastal Dynamics. Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 2004. 482 p.

Поступила в редакцию 09.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК: 556.332.629

П.Ю. Василевский<sup>1</sup>, Пин Ван<sup>2</sup>

## ОЦЕНКА СКОРОСТИ ФИЛЬТРАЦИИ ИЗ РУСЛА РЕКИ ПО ДАННЫМ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ Р. ХЭЙХЭ (ВНУТРЕННЯЯ МОНГОЛИЯ, КИТАЙ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Китайская академия наук, Институт географических наук и исследования природных ресурсов, 100101, КНР, Пекин, район Чаоянг, улица Датун, 11А

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Chinese Academy of Sciences, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, 100101, China, Beijing, Chaoyang District, Datun Road, 11A

Оценка скорости фильтрационных потерь из русел рек — важная задача для оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод и эффективного управления водными ресурсами, особенно в условиях аридного климата, где фильтрация из русел рек позволяет поддерживать состояние прибрежных экосистем. Один из методов оценки скорости фильтрации из русла реки — использование суточных колебаний температуры донных отложений. Для расчета скорости фильтрации из русла реки использованы данные мониторинга за температурой донных отложений в русле нижнего течения р. Хэйхэ (Северо-Западный Китай). Результаты расчетов скорости фильтрации сопоставлены с данными, полученными в ходе решения обратной задачи на одномерной модели тепловлагопереноса в донных отложениях по данным годового цикла наблюдений. Хорошее соответствие рассчитанных и модельных значений скорости фильтрации наблюдается при значительном разносе ( $\geq 0,3$  м) и глубине залегания  $\geq 0,5$  м температурных датчиков, по данным которых велся расчет скорости фильтрации.

**Ключевые слова:** взаимосвязь подземных и поверхностных вод, фильтрационные потери, русловые отложения, суточные колебания температур, река Хэйхэ, КНР.

Estimation of leakage from riverbeds is an important task to quantify the interaction of surface and groundwater and to perform effective water management under arid climate conditions, where the leakage from riverbeds helps to maintain the existence of riparian ecosystems. One of the methods to estimate the leakage rate from the riverbed is to use the daily temperature signals of riverbed sediments. In present paper, the continues measurements of riverbed sediments temperatures in the lower reaches of the Heihe river (North-Western China) are used to calculate the leakage rate from the riverbed. The obtained results of the leakage rate calculations are compared with the results of inverse problem solution on a one-dimensional model of heat and water flow. Good agreement of the calculated and model leakage rates is observed when a significant distance is found between temperature sensors ( $\geq 0,3$  m) and between temperature sensors and riverbed surface ( $\geq 0,5$  m).

**Key words:** Ground and surface water interaction, leakage, riverbed sediment, diurnal temperature signals, Heihe river, China.

**Введение.** В условиях аридного климата фильтрация из русел рек представляет собой основной источник питания подземных вод грунтовых водноносных горизонтов. Оценка параметров взаимосвязи между поверхностными и подземными водами представляет ключевую задачу в рамках решения экологических проблем прибрежных экосистем.

Температура — мощный трассер для количественной оценки взаимодействия поверхностных и подземных вод. Исследователи используют тепло в качестве трассера для количественной оценки взаимодействия подземных и поверхностных вод с 1960-х гг. Методы, использующие суточные тем-

пературные сигналы, стали активно развиваться сравнительно недавно — в начале XXI в. [Irvine et al., 2017]. Эти методы пользуются растущей популярностью, так как они позволяют оценивать взаимодействие подземных и поверхностных вод в случаях восходящей и нисходящей фильтрации, не требуют проведения долговременных полевых работ, характеризуются невысокой стоимостью. Нами метод соотношения амплитуд колебаний температуры донных отложений использован для расчета скорости фильтрации из русла реки. В задачи исследования входили: 1) расчет скорости фильтрации из русла р. Хэйхэ по данным ампли-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: valenciacf@mail.ru

<sup>2</sup> Китайская академия наук, Институт географических наук и исследования природных ресурсов, лаборатория водного цикла и связанных поверхностных процессов, профессор; e-mail: wangping@igsnrr.ac.cn

туды колебания температуры донных отложений; 2) анализ полученных результатов и их сравнение с данными, полученными ранее с помощью альтернативных методов.

**Теоретический анализ.** Количественный расчет скорости водообмена между поверхностными и подземными водами с использованием суточных колебаний температуры донных отложений предполагает решение одномерного уравнения тепловлагопереноса между двумя температурными датчиками с помощью аналитических или численных методов. Одномерное уравнение тепловлагопереноса имеет следующий вид [Stallman, 1965]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

где  $q$  — скорость фильтрации из русла реки, м/с;  $z$  — глубина, м;  $T$  — температура,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $t$  — время, с;  $C_w$  — объемная теплоемкость воды,  $\text{Дж}/\text{м}^3/{}^{\circ}\text{C}$ ;  $C$  — объемная теплоемкость водонасыщенных русловых отложений,  $\text{Дж}/\text{м}^3/{}^{\circ}\text{C}$ ;  $k_e$  — температуропроводность водонасыщенных русловых отложений,  $\text{м}^2/\text{с}$ .

На практике чаще используют аналитические методы оценки скорости по причине быстроты и удобства проведения расчетов. Существует ряд методов, основанных на аналитическом решении уравнения (1), полученном при гармоническом колебании температуры воды на верхней границе донных отложений. Эти методы используют либо соотношение амплитуд температуры, полученных с пары датчиков, либо сдвиг фаз колебаний температуры с пары датчиков, либо соотношение амплитуд и сдвиг фаз одновременно.

Аналитические решения уравнения (1) имеют ряд допущений: между двумя температурными датчиками поток подземных вод вертикальный и одномерный, поровое пространство русловых отложений однородно, изменение температуры русловых отложений и воды происходит одновременно, не существует значительного температурного градиента с глубиной, а теплофизические свойства отложений не зависят от температуры. Для получения четкого температурного сигнала необходимо наличие колебаний температуры воздуха и незатененного участка русла, а также наличие участка русла с глубиной не более 1,5 м [Irvine et al., 2017]. Опыт предыдущих исследований показал, что при глубине реки более 1,5 м температурные колебания при прохождении толщи воды затухают настолько, что их невозможно использовать для расчетов скорости фильтрации из русла реки. В случае нисходящей фильтрации температурные колебания распространяются вниз с помощью конвективного и кондуктивного переноса, и суточные сигналы различимы до глубины  $\sim 0,5$  м. В случае восходящей фильтрации температурные колебания распространяются вниз от поверхности земли только с помощью кондуктивного переноса,

что обычно ограничивает глубину, на которой различим суточный температурный сигнал, до 0,2 м. Исследователи рекомендуют использовать более двух температурных датчиков на одной вертикали для большей вариативности при расчете [Irvine et al., 2017]. Расположение датчиков зависит от их размера и направления фильтрации. При восходящей фильтрации датчики должны быть расположены как можно ближе к поверхности русловых отложений и с небольшим интервалом ( $\leq 10$  см). При нисходящей фильтрации датчики не должны быть расположены ближе 5 см. Оптимальная частота регистрации температуры составляет 1 раз в 10–20 минут, а длина температурного ряда — не менее 4 сут.

Методы, использующие амплитуду суточных колебаний, более устойчивы к несинусоидальному типу колебаний, условиям восходящей разгрузки и переменной величине разгрузки подземных вод, чем методы, использующие сдвиг фаз колебаний температуры или комбинированные методы. Поэтому для получения наиболее достоверных значений скорости водообмена рекомендуется использовать решения, использующие соотношение значений амплитуд суточных колебаний температуры, например, решение [Hatch et al., 2006]:

$$q = \frac{C}{C_w} \left( \frac{2k_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right),$$

$$\alpha = \sqrt{v_t^4 + (8\pi k_e / P)^2}, \quad (2)$$

где  $A_r = A_d / A_s$  — соотношение амплитуд колебаний температуры для пары датчиков,  $d$  и  $s$  — глубокое и мелкое расположения пары датчиков соответственно;  $\Delta z$  — расстояние между датчиками изменения температуры, м;  $v_t = v_f / \gamma$  — скорость температурного фронта, м/с;  $v_f$  — скорость фильтрации, м/с;  $\gamma$  — соотношение теплоемкостей фильтрующейся воды и водонасыщенных донных отложений;  $P$  — период температурных колебаний (для суточных колебаний  $P=1$  сут.).

Такое решение использовано нами для расчета скорости водообмена между поверхностными и подземными водами.

**Описание объекта.** Нижнее течение р. Хэйхэ (Северо-Западный Китай) характеризуется аридным климатом с потенциальным испарением  $\sim 1500$  мм/год и величиной количества осадков, равной  $\sim 35$  мм/год [Vasilevskiy et al., 2019]. Для района характерны резкие сезонные и суточные перепады температуры: средняя температура июля  $+26^{\circ}\text{C}$ , января  $-9^{\circ}\text{C}$ . Основное питание подземных вод происходит за счет перетекания из русла р. Хэйхэ. Русло реки широкое и мелкое, в период с апреля по июнь, в ноябре русло в основном находится в сухом состоянии за последние 10 лет. Русло реки сложено песчаными отложениями. По

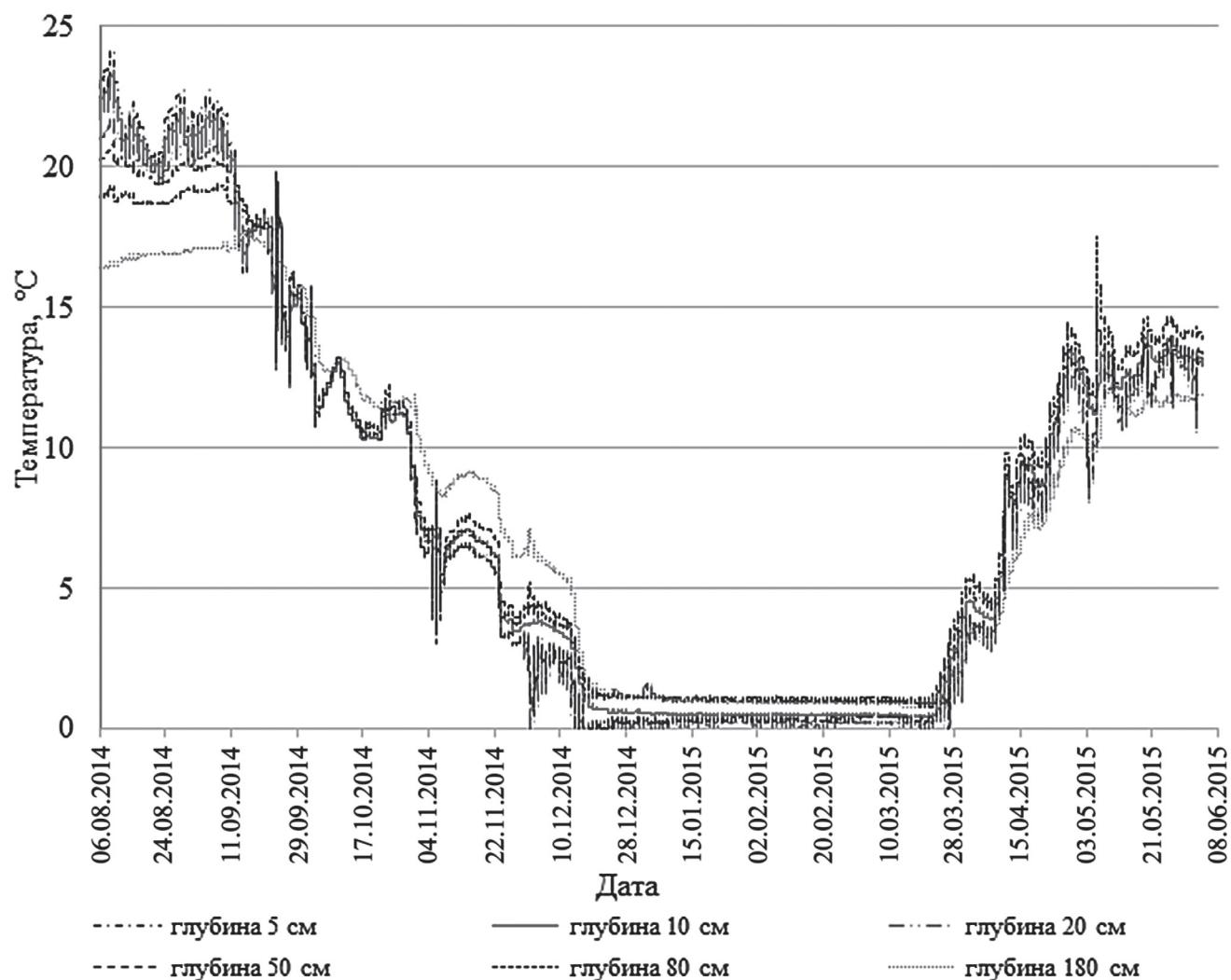


Рис. 1. Температура донных отложений по данным температурных датчиков для профиля T1 в период с августа 2014 по июнь 2015 г.

классификации песков Е.М. Сергеева на глубине 0–10 см залегает песок чистый, бидисперсный, средне-мелкозернистый, на глубине 20–120 см — песок чистый, бидисперсный, мелко-среднезернистый [Wang et al., 2017]. Водоносный горизонт сложен песками разнозернистыми. Более подробное описание физико-географических и геолого-гидрологических условий нижнего течения р. Хэйхэ приведено в [Wang et al., 2017].

**Материалы и методы исследований.** Для расчета скорости фильтрации из русла реки использованы данные наблюдений за температурой донных отложений в нижнем течении р. Хэйхэ в 2014–2015 гг. Расположение профилей с температурными датчиками T1 и T2 показано в работе [Wang et al., 2017]. Температурные датчики были закреплены на пластиковых балках и заглублены в русловые отложения во время отсутствия стока в реке. Датчики PT100 фиксировали температуру подрусловых отложений на глубине 5, 10, 20, 50, 80, 180 см с точностью до 0,2 °C с временным интервалом 60 мин в период с августа 2014 по июнь 2015 г. Значения температуры донных отложений

по данным датчиков на профиле T1 за указанный выше период приведены на рис. 1, на нем видно, что в течение года температура русловых отложений изменяется в широких пределах — от 25 практически до 0 °C. Стабилизация температуры донных отложений около 0 °C в период с декабря по март объясняется частичным промерзанием русла реки.

В работе [Wang et al., 2017] в ходе решения обратной задачи на одномерных моделях тепловлагопереноса была определена скорость нисходящей фильтрации из русла реки, меняющаяся во времени в годовом цикле (для профиля T1 — 314 сут, для профиля T2 — 303 сут). Модели тепловлагопереноса представляли собой песчаные колонки мощностью 4,5 м, разбитые на слои, соответствующие литологическим разностям русловых отложений. Для фильтрации верхнее граничное условие (ГУ) — заданный напор/поток, нижнее ГУ — заданный напор. Для теплопереноса верхнее и нижнее ГУ — заданная температура. Среднегодовая скорость фильтрации составила  $2,8 \cdot 10^{-6}$  м/с (0,24 м/с/ут). В качестве исходных данных для мо-

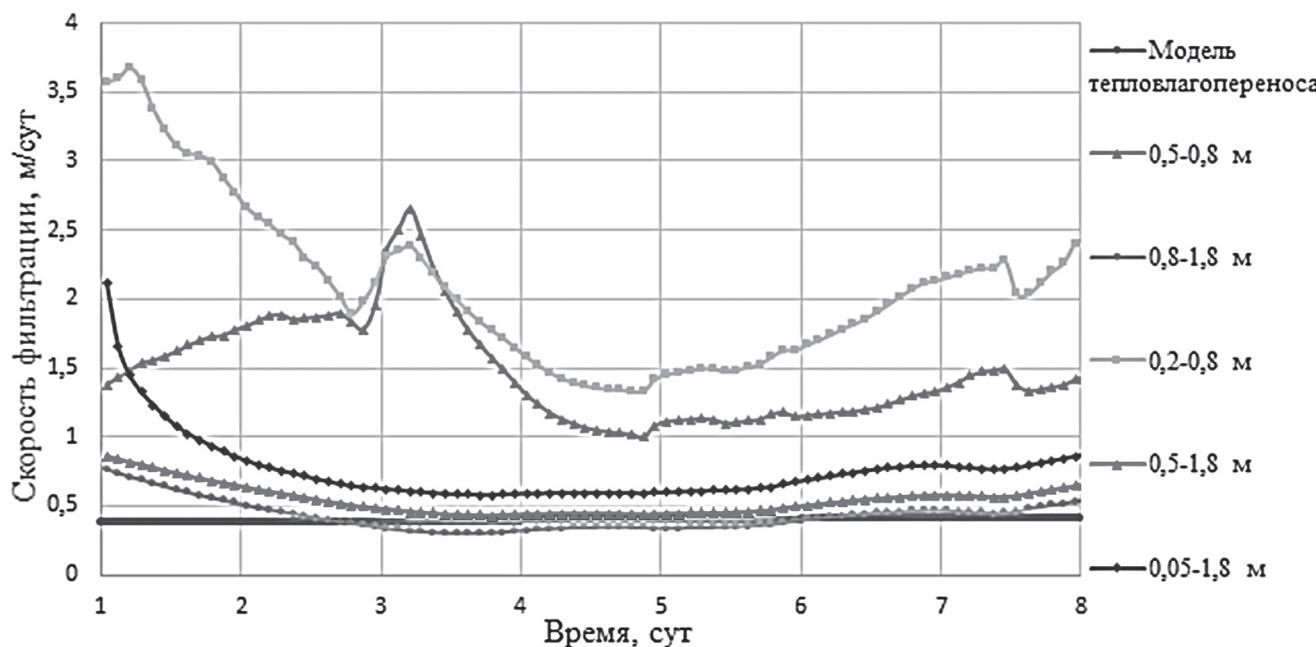


Рис. 2. Результаты расчетов скорости вертикального водообмена по данным о суточной амплитуде колебания температуры русловых отложений на профиле T1 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса [Wang et al., 2017]. Положительная скорость фильтрации соответствует нисходящему потоку из русла реки.

Пары цифр обозначают датчики на разной глубине

длелей были использованы значения температуры донных отложений, подземных и поверхностных вод, а также уровни подземных и поверхностных вод с суточным разрешением. Гидрофизические и теплофизические параметры русловых отложений были выбраны по результатам полевых опробований и литературным данным.

Одно из преимуществ количественной оценки водообмена между подземными и поверхностными водами с использованием суточных колебаний температуры донных отложений заключается в наличии ряда общедоступных программ для вычислений. Одна из таких программ, использованная нами, — код VFLUX [Gordon et al., 2012]. Код VFLUX позволяет вычислить скорость водообмена с использованием решения (2) одномерного уравнения теплопереноса (1). Этот код также позволяет вести предварительную обработку температурных данных (метод динамической гармонической регрессии).

Расчеты проводились следующим образом: за выбранные периоды времени, приведенные в табл. 1, использованы данные пары температурных датчиков одного из профилей (T1 или T2). Для расчетов были выбраны периоды, отвечающие следующим критериям: наличие воды в русле реки, отсутствие резких колебаний уровня поверхностных вод, наличие суточных колебаний температуры русловых отложений с амплитудой больше точности температурных датчиков. Расчеты выполнены с помощью кода VFLUX. В программе задавался временной ряд температурных наблюдений по данным датчиков на разной глубине (рис. 1). Из введенных температурных рядов про-

граммма автоматически выделяла периодический сигнал и рассчитывала амплитуду температурных колебаний. По совпадению наблюденных и модельных температурных рядов подбирались величина и направление фильтрации через русловые отложения.

Таблица 1

Выбранные периоды наблюдений для расчета значения скорости водообмена

Номер периода	Профиль	Даты	Длительность, сут
1	T1	21.09.2014–28.09.2014	8
2	T2	18.09.2014–24.09.2014	7

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Результаты расчетов скорости вертикального водообмена приведены в сравнении с результатами решения обратной задачи на одномерных моделях тепловлагопереноса [Wang et al., 2017] для профиля T1 на рис. 2, для профиля T2 — на рис. 3.

На рис. 2, 3 видно, что по результатам расчетов скорость нисходящей фильтрации из русла реки имеет значения от 0,37 до 2,09 м/сут в зависимости от профиля и используемой для расчета пары температурных датчиков. Осредненные результаты расчета скорости фильтрации за выбранные периоды в сравнении с полученными по модели тепловлагопереноса для профиля T1 приведены в табл. 2, для профиля T2 — в табл. 3.

Из данных, приведенных в табл. 2, 3, видно, что наилучшее совпадение скорости фильтрации с модельными данными (относительная погрешность 10–20%) получается при использовании

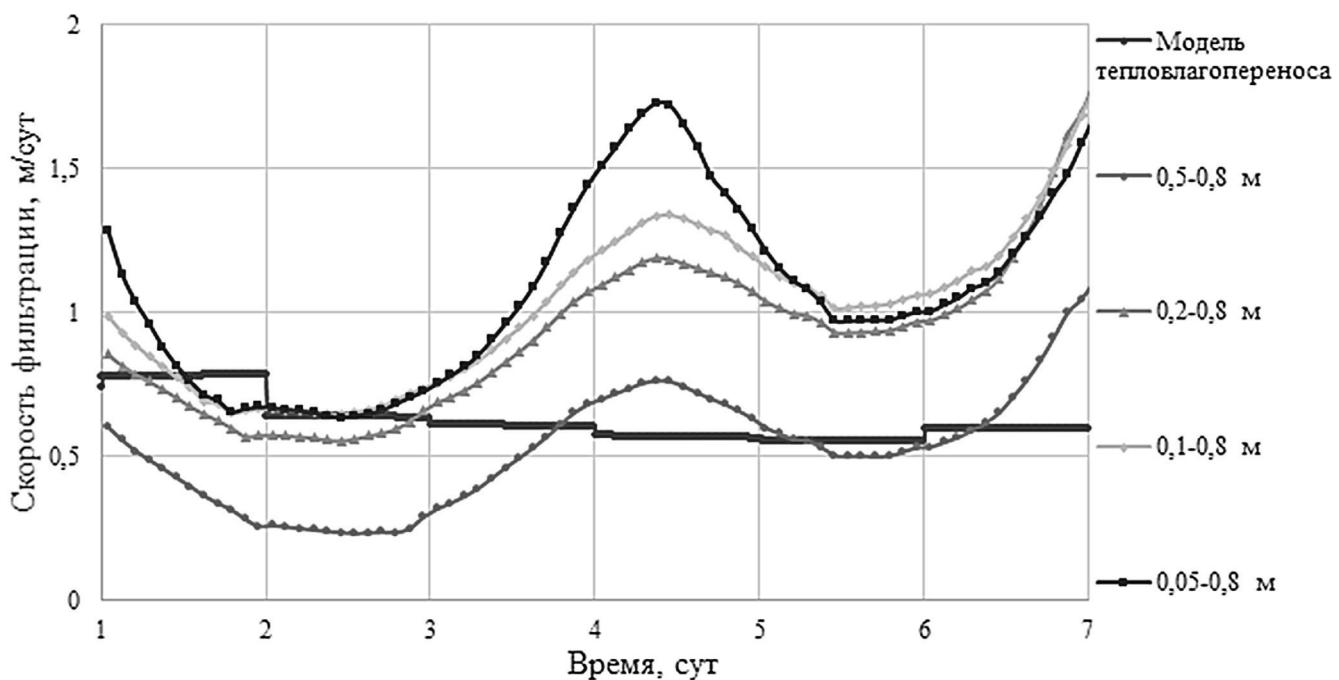


Рис. 3. Результаты расчетов скорости вертикального водообмена по данным о значениях суточной амплитуды колебания температуры русловых отложений на профиле Т2 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса [Wang и др., 2017]. Положительная скорость фильтрации соответствует нисходящему потоку из русла реки. Пары цифр обозначают датчики на разной глубине

Таблица 2

Результаты расчета средней скорости фильтрации по данным значений суточной амплитуды колебания температуры русловых отложений на профиле Т1 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса [Wang et al., 2017]

Средняя скорость фильтрации, м/сут	Модель тепловлагопереноса	Глубина заложения пары датчиков, м				
		0,5–0,8	0,8–1,8	0,2–0,8	0,5–1,8	0,05–1,8
0,39		1,47	0,43	2,09	0,54	0,76

Таблица 3

Результаты расчета средней скорости фильтрации по данным значений суточной амплитуды колебания температуры русловых отложений на профиле Т2 в сравнении с результатами определения скорости фильтрации на одномерной модели тепловлагопереноса [Wang et al., 2017]

Средняя скорость фильтрации, м/сут	Модель тепловлагопереноса	Глубина заложения пары датчиков, м			
		0,5–0,8	0,1–0,8	0,2–0,8	0,05–0,8
0,62		0,53	0,37	1,02	1,07

пары датчиков, разнесенной по глубине на достаточное расстояние, и при использовании датчиков, расположенных на глубине 50 см и более (пары датчиков на глубине 0,8–1,8 и 0,5–1,8 на профиле Т1 и 0,5–0,8 на профиле Т2). Разнос датчиков по глубине необходим для появления четко выраженной разницы в амплитуде колебаний температуры. В таких условиях разнос температурных датчиков должен быть  $>0,3$  м. Использование датчиков, расположенных близко к поверхности русловых

отложений (глубина 0,05–0,2 м), ведет к значительному завышению расчетной скорости фильтрации по сравнению с модельной. Это обстоятельство можно объяснить наличием перетока фильтрующейся жидкости из-за неплотного прилегания температурных датчиков к русловым отложениям. При увеличении глубины температурные датчики прижимаются к грунту плотнее, и скорость фильтрации уменьшается до естественных значений. Кроме того, датчики, расположенные близко к поверхности, подвержены влиянию процессов смыва и накопления русловых отложений, что также делает их использование для расчетов скорости фильтрации некорректным.

**Заключение.** В результате расчетов скорости фильтрации из нижнего течения русла р. Хэйхэ по данным суточных колебаний амплитуды температуры русловых отложений получены значения от 0,37 до 2,09 м/сут в зависимости от профиля и используемой для расчета пары температурных датчиков. Хорошее совпадение с полученными на модели тепловлагопереноса значениями (относительная погрешность определения скорости фильтрации 10–20%) наблюдается при достаточном разносе температурных датчиков по глубине ( $>0,3$  м). Аномально высокие значения скорости фильтрации получены при использовании для расчетов неглубоко залегающих температурных датчиков (глубина  $<0,2$  м), что объясняется перетоком из-за неплотного прилегания датчиков к русловым отложениям и влиянием процессов смыва и накопления русловых отложений. В целом использование суточных колебаний температуры

данных отложений может быть рекомендовано в качестве одного из методов количественной оценки скорости водообмена между поверхностными и подземными водами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Gordon R.P., Lautz L.K., Briggs M.A., McKenzie J.M.* Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program // *Hydrology J.* 2012. Vol. 420. P. 142–158.

*Hatch C.E., Fisher A.T., Revenaugh J.S. et al.* Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development // *Water Res.* 2006. Vol. 42, N 10. P. 1–14.

*Irvine D.J., Briggs M.A., Lautz L.K. et al.* Using diurnal temperature signals to infer vertical groundwater-surface water exchange // *Groundwater J.* 2017. Vol. 55, N 1. P. 10–26.

**Финансирование.** Работа выполнена при поддержке гранта совместного конкурса фундаментальных проектов РФФИ — ГФЕН (проект №18-55-53025 ГФЕН\_а, 41811530084).

*Stallman R.W.* Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature // *J. Geophysical Res.* 1965. N 12. P. 2821–2827.

*Vasilevskiy P.Yu., Wang Ping, Pozdniakov S.P., Davis P.* Revisiting the modified Hvorslev formula to account for the dynamic process of streambed clogging: Field validation // *Hydrology J.* 2019. Vol. 568. P. 862–866.

*Wang Ping, Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Yu.* Estimating groundwater-ephemeral stream exchange in hyper-arid environments: Field experiments and numerical simulations // *Hydrology J.* 2017. Vol. 555. P. 68–79.

Поступила в редакцию 05.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 621.396.96:556.55(470.22)

А.В. Старовойтов<sup>1</sup>, К.З. Валиуллина<sup>2</sup>, А.Н. Ошкун<sup>3</sup>, А.М. Пятилова<sup>4</sup>

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ПРЕСНОВОДНЫХ ОЗЕРАХ ПОЛУОСТРОВА КИНДО ВБЛИЗИ БЕЛОМОРСКОЙ БИОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ МГУ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ И БУРЕНИЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Впервые рассмотрено геологическое строение двух пресноводных озер (Верхнее и Водопроводное), расположенных вблизи Беломорской биостанции МГУ (Кандалакшский залив Белого моря) по георадиолокационным данным. Изучена морфология кровли архейского фундамента, строение четвертичного осадочного покрова и рельеф дна. С использованием данных бурения в четвертичном покрове выделены мелководные морские отложения, залегающие на породах архея, и комплекс озерно-болотных осадков. По отражающим горизонтам построены структурные схемы, по основным комплексам — схемы изопахит. По данным георадиолокации рассчитаны значения удельного электрического сопротивления и коэффициента поглощения и рассмотрены возможности их использования для выделения фаций.

**Ключевые слова:** георадиолокация, озерно-болотные отложения, четвертичные отложения, георадарные фации, Кандалакшский залив, Белое море.

The geological structure of two freshwater lakes (the Verkhneye and the Vodoprovodnoye) located near the White sea biological Station of the Moscow State University (the Kandalaksha Bay of the White sea) is considered for the first time according to the GPR data. The morphology of the top of the Archean basement, the structure of the Quaternary sedimentary cover and bottom relief were studied. Shallow marine sediments overlying the rocks of the Archean and a sequence of lacustrine-marsh sediments were identified using the drilling data in the Quaternary cover. Structural schemes were constructed for the main reflecting horizons, while isopach schemes were generated on the basis of the main sequences. The values of electrical resistivity and absorption coefficient are calculated and the possibilities of their use for the delineation of GPR facies are considered.

**Key word:** GPR, lacustrine-marsh sediments, Quaternary sediments, GPR facies, the Kandalaksha Bay, the White sea.

**Введение.** На п-ове Киндо Кандалакшского залива Белого моря, где расположена Беломорская биологическая станция (ББС) МГУ, есть несколько пресноводных озер, на которых была выполнена георадиолокационная съемка. Детально обследованы озера Верхнее и Водопроводное, последнее — единственный источник водоснабжения для ББС. Эти озера расположены на расстоянии 300 м друг от друга на высотах соответственно 87,2 и 73 м над уровнем моря и имеют площадь 1 и 0,6 га [Путешествия..., 2008, рис.1]. Эти озера были выбраны для детального изучения, так как они обладают наиболее представительными разрезами осадочного чехла. Цель исследований — изучение рельефа дна, структуры осадочного выполнения озер и выяснение основных особенностей геоло-

гического развития этого района. Одной из задач было также изучение возможности использования коэффициента поглощения при фациальном картировании. Изучение истории геологического развития этого региона существенно затруднено в связи с отсутствием данных бурения на морских акваториях, прилегающих к п-ову Киндо, и сложностью разреза четвертичных отложений, что выражается прежде всего в значительной латеральной изменчивости как литологического состава, так и мощностей рассматриваемых отложений.

Предполагается, что изучение разреза на озерах методом георадиолокации, методически более «легким» по сравнению с сейсмоакустикой, позволит ответить на некоторые из вопросов, тем более, что рядом с этими озерами пробурены скважины.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, доцент; *e-mail:* starovoytov\_msu@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, студентка; *e-mail:* v.kseniya.z@bk.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ассистент; *e-mail:* a.oshkin@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с.; *e-mail:* ampiatilova@gmail.com

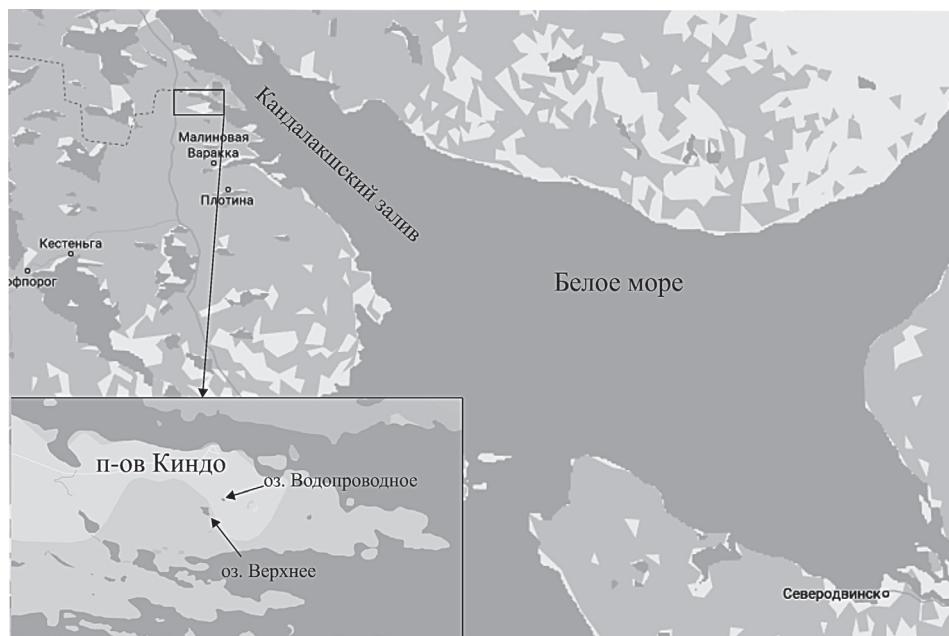


Рис. 1. Схема расположения озер Водопроводное и Верхнее на п-ове Киндо

Работы проводились с 2009 г. Георадиолокационные наблюдения выполняли с резиновых лодок с экранированной антенной 300 МГц («Radar Inc.», г. Рига, Латвия), привязка осуществлялась с помощью GPS. Для геологической привязки выделенных осадочных комплексов использованы скважины глубиной 5 м, пробуренные рядом с озерами (рис. 2, 3). На оз. Верхнее было измерено удельное электрическое сопротивление (УЭС) воды, которое составило около 360 Ом·м, что весьма благоприятно для эффективного использования метода георадиолокации. Измерения УЭС на расположенным рядом оз. Водопроводное

не проводилось, однако сопротивление воды, очевидно, не должно сильно отличаться.

**Аппаратура и методика работ.** Георадиолокационное профилирование выполнялось по системе профилей с использованием георадара «Зонд 12е» с антенным блоком 300 МГц производства фирмы «Radar Inc.» (Рига, Латвия). Запись по профилям велась с переменным шагом, так как скорость движения лодки была непостоянной. Для дальнейшей обработки данных выполнена интерполяция с шагом 0,02 м (среднее расстояние между трассами). Стандартная обработка данных георадарных наблюдений осуществлялась в программах

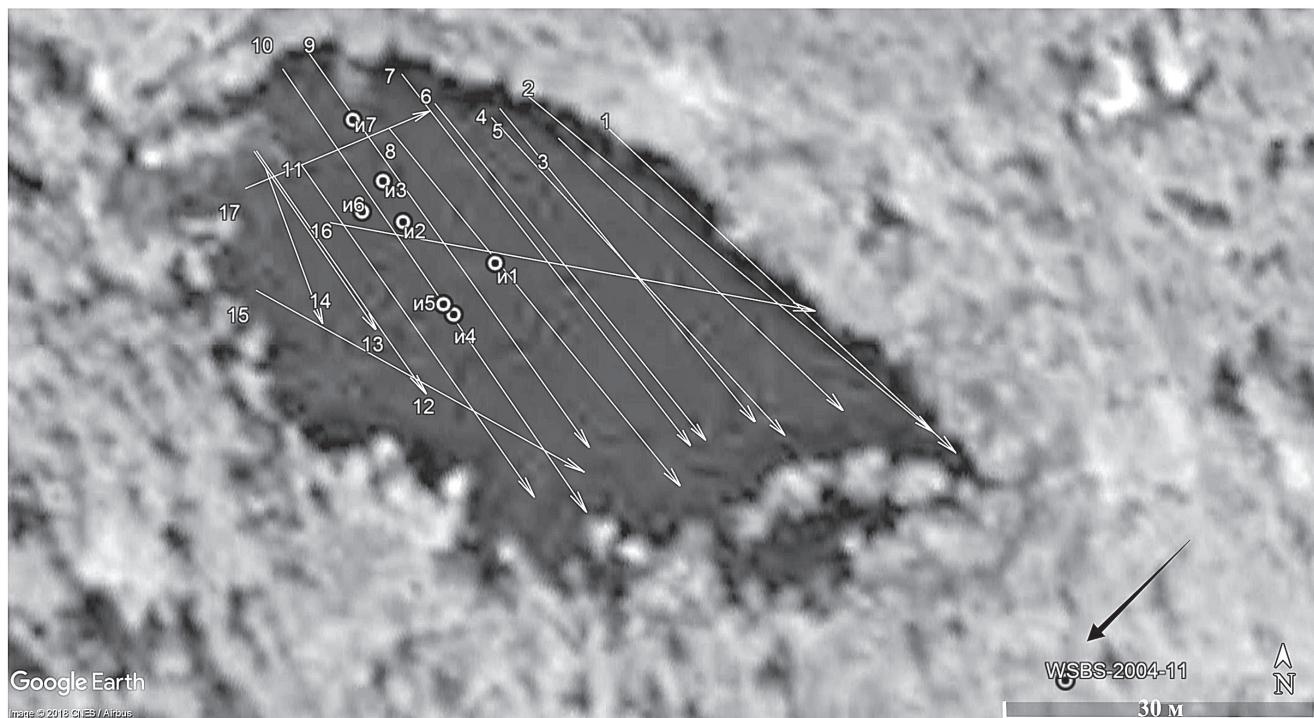


Рис. 2. Схема расположения георадиолокационных профилей и точек измерений физических параметров воды на оз. Водопроводное. В юго-восточном углу находится скважина WSBS-2004-11 (показана стрелкой)

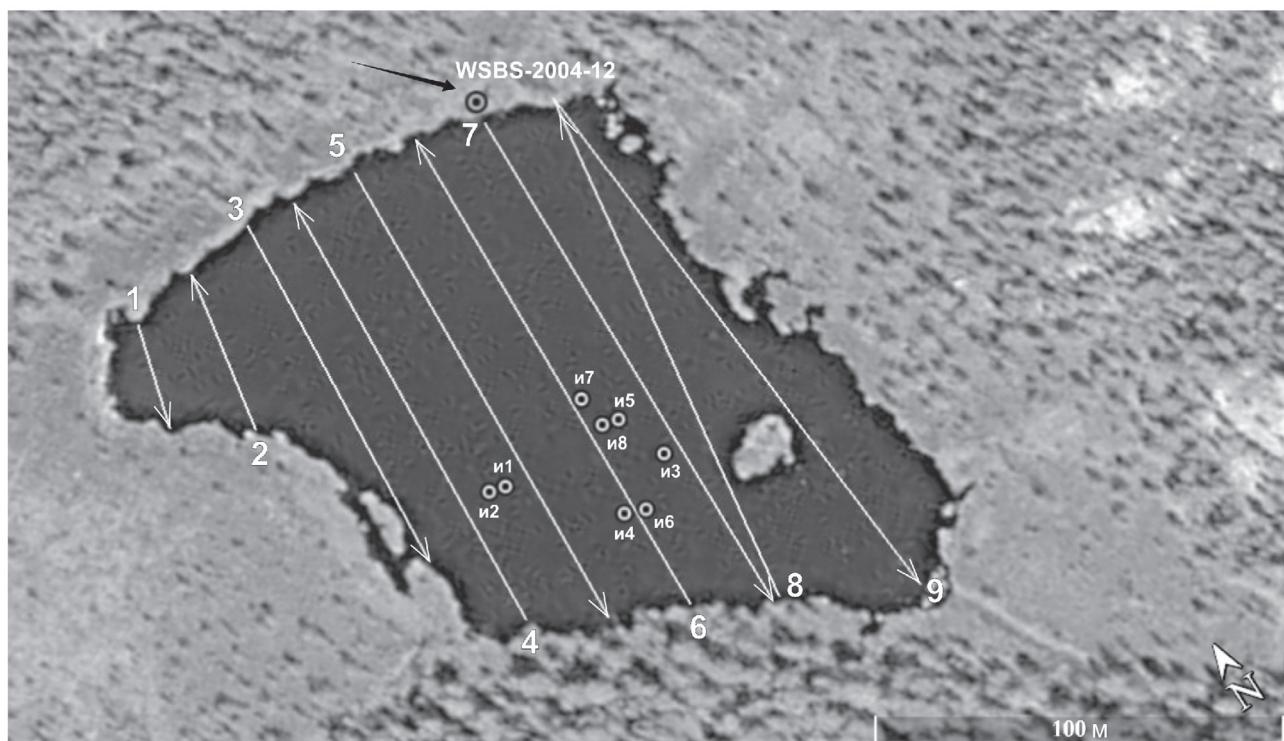


Рис. 3. Схема расположения георадиолокационных профилей и точек измерения физических параметров воды на оз. Верхнее. В северо-западном углу находится скважина WSBS-2004-12 (показана стрелкой)

MATLAB, RadExPro и RadExplorer. На всех профилях присутствует большое количество гипербол дифрагированных волн, особенно в верхней части разреза, что значительно затрудняет определение рельефа дна. Объекты дифракции, скорее всего, представлены стволами деревьев, погруженных в озерные отложения. По гиперболам оценивалась скорость распространения электромагнитных волн

[Владов и др., 2010], рис. 4, 5. По результатам нескольких десятков измерений в различных точках озер для пересчета из временного в глубинный масштаб для обоих озер средняя скорость была принята равной 3,7 см/нс.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Озеро Водопроводное.** В плане оз. Водопроводное вытянуто по длинной оси в северо-западном на-

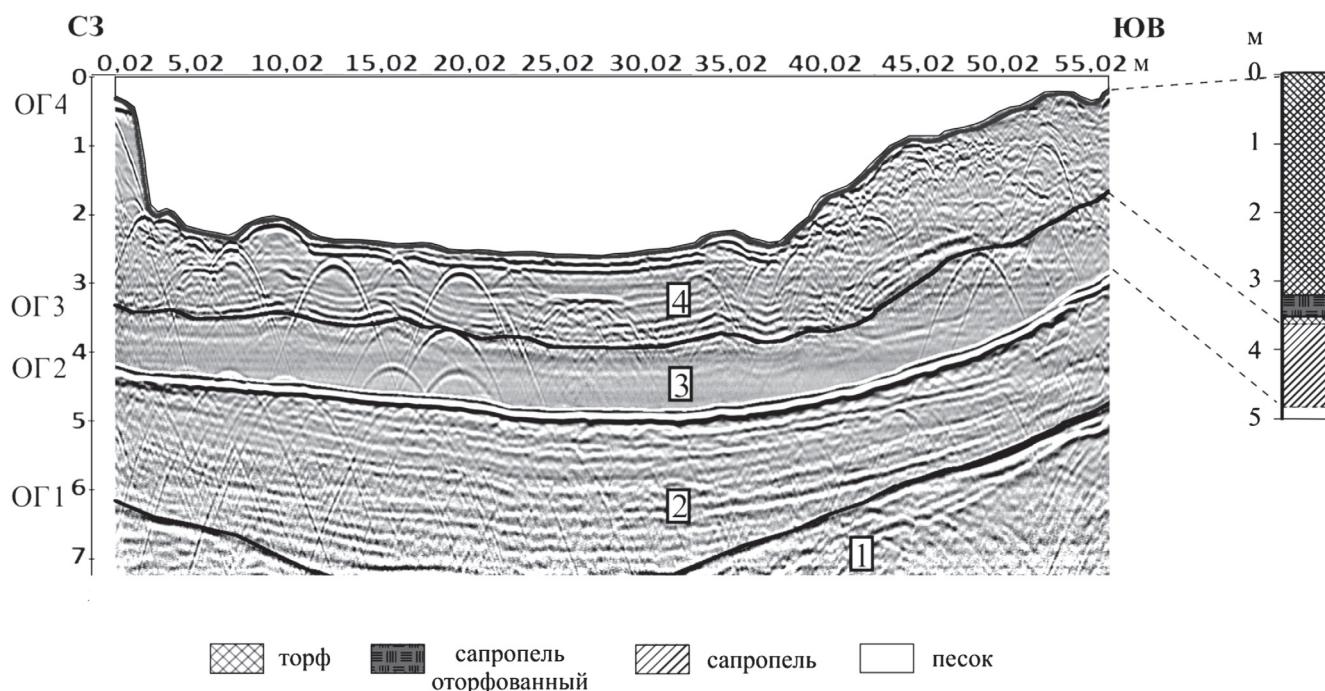


Рис. 4. Георадиолокационный профиль через оз. Водопроводное с интерпретацией. Справа от профиля — разрез скважины WSBS-2004-11. ОГ1-ОГ4 — отражающие горизонты: ОГ1 — кровля фундамента; ОГ2 — кровля песков; ОГ3 — кровля сапропеля; ОГ4 — дно

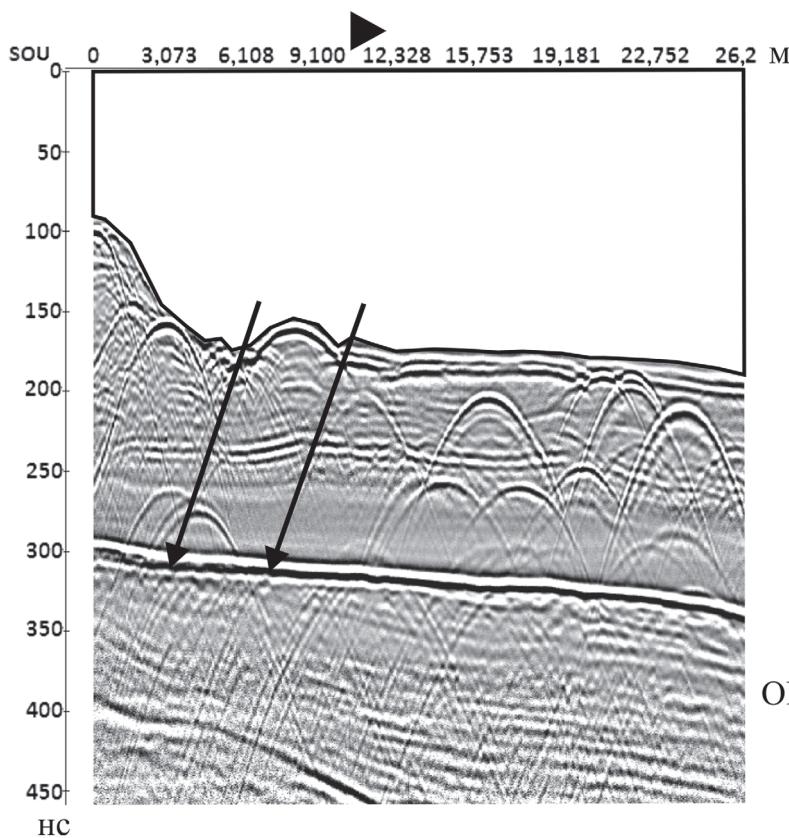


Рис. 5. Фрагмент георадиолокационного профиля с примерами гипербол, расположенных ниже ОГ2 (некоторые показаны стрелками). Профиль выполнен на оз. Водопроводное

ОГ 2

правлении (рис. 2). Дно на большей части озера субгоризонтальное, глубины, как правило, не превышают 2,5 м (рис. 6). Осадочный разрез изучен на всю глубину. На всех георадарных профилях было выделено 4 основных отражающих горизон-

та (ОГ), которые делят его на 4 георадиолокационных комплекса (далее — комплекс). Типичный георадиолокационный профиль представлен на рис. 4. Кровля самого нижнего комплекса залегает в среднем на глубине от 340 до 480 нс

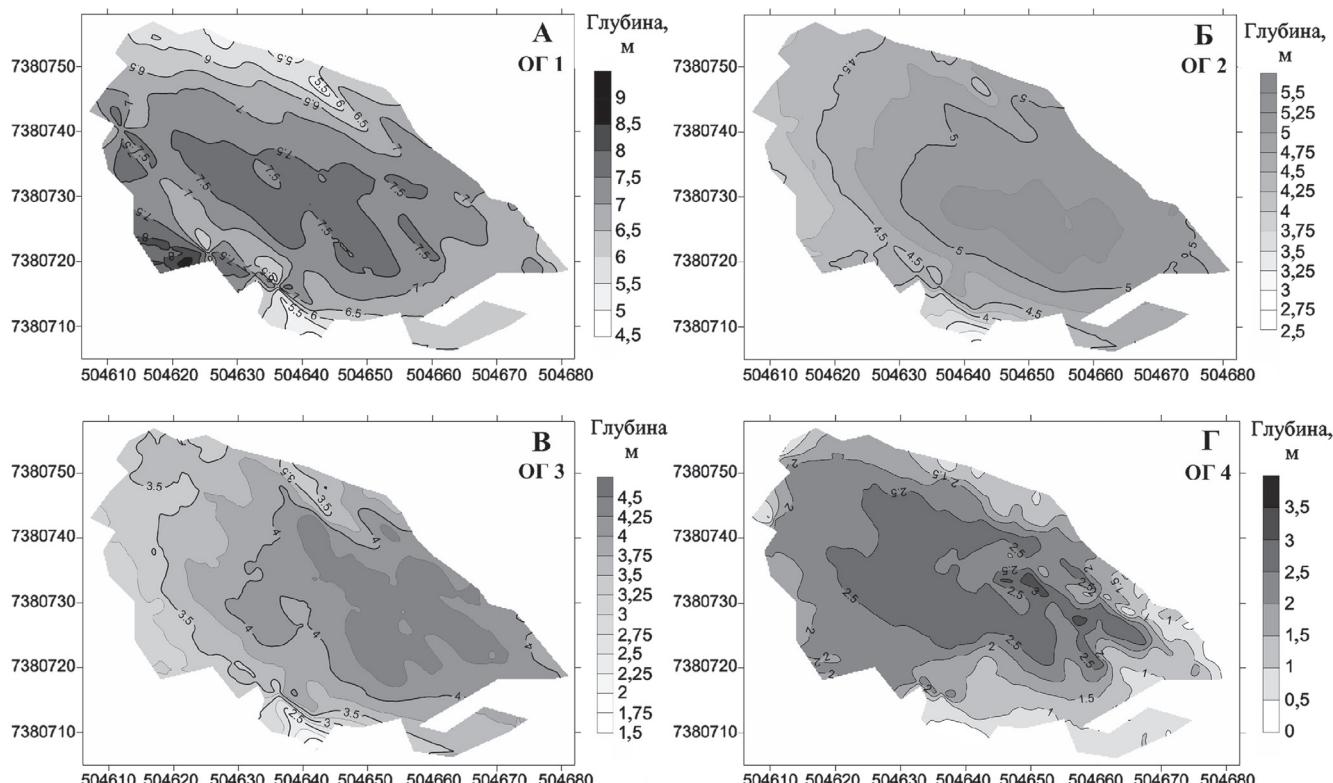


Рис. 6. Структурные схемы по отражающим горизонтам ОГ1—ОГ4 (см. рис. 4): А (ОГ1) — кровля фундамента; Б (ОГ2) — кровля песков; В (ОГ3) — кровля сапропеля (?); Г (ОГ4) — рельеф дна

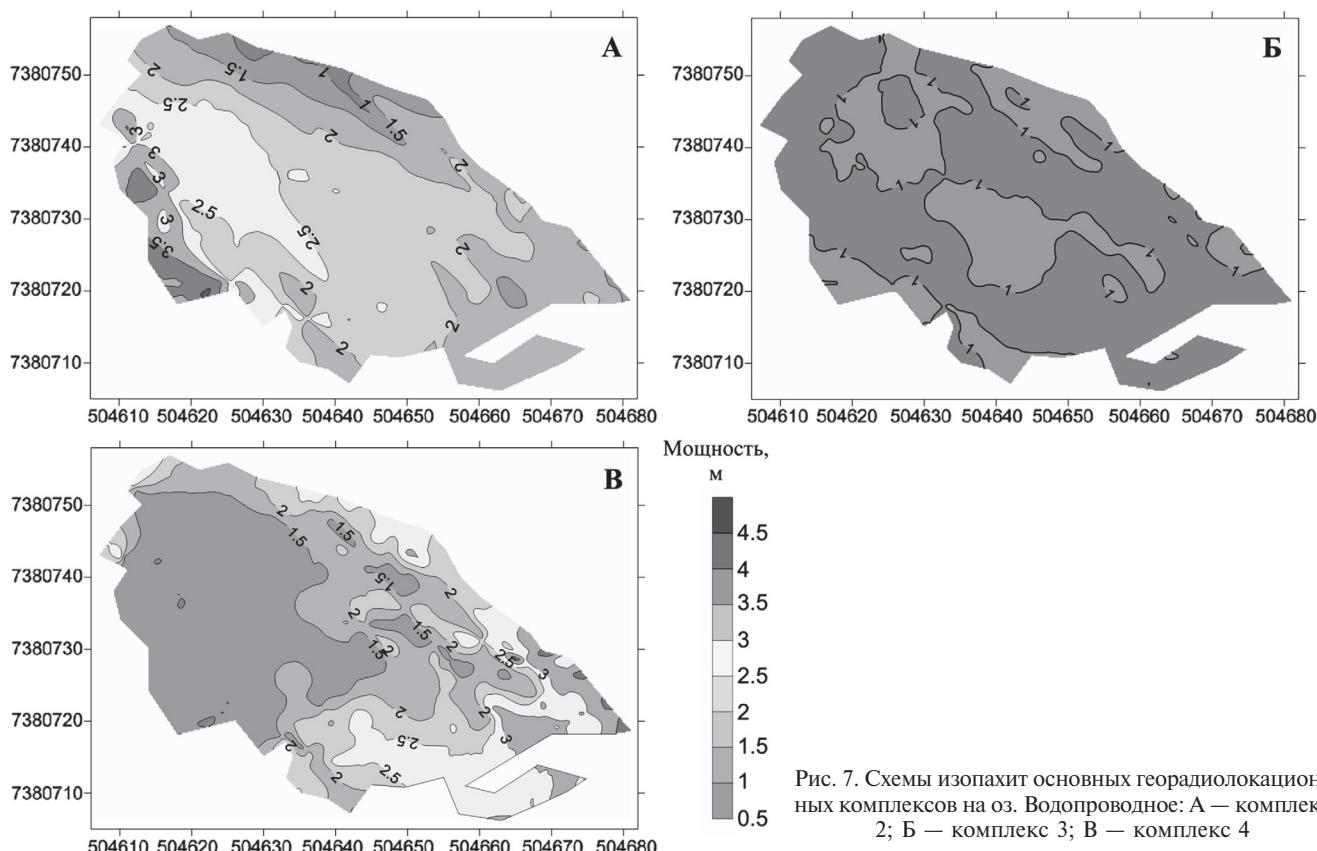


Рис. 7. Схемы изопахит основных георадиолокационных комплексов на оз. Водопроводное: А — комплекс 2; Б — комплекс 3; В — комплекс 4

(6,3–8,9 м; рис. 6). Ниже этой границы оси синфазности отраженных волн не отмечены. Исходя из опыта георадиолокационных работ на суше и на других озерах полуострова этот рефлектор был принят за кровлю фундамента, сложенного архейскими гнейсами (рис. 4, ОГ1); [Старовойтов и др., 2018]. В центральной части озера глубина кровли максимальна, постепенно уменьшаясь по направлению к его берегам (рис. 6, А). Выше с несогласием залегает георадарный комплекс 2, который характеризуется отчетливо выраженной слоистостью. Его кровлей служит отражающий горизонт ОГ2 с повышенной амплитудой. Он постепенно погружается в юго-восточном направлении до 5,0–5,5 м (рис. 6, Б). Мощность слоистого комплекса меняется в среднем от 100 до 180 нс (1,8–3,3 м; рис. 7, А), причем наибольшие значения наблюдаются в западной части озера. Наличие большого числа точек дифракции, которые приурочены к этому рефлектору (рис. 5), свидетельствует о неровности этой границы, что наряду с прекращением прослеживаемости осей синфазности слоистого комплекса 2 на этой границе позволяет сделать вывод о том, что данная граница эрозионная, т.е. границей несогласия. В других комплексах гиперболы распространены хаотически, закономерности в их расположении не наблюдаются. Еще раз подчеркнем, что ОГ2 характеризуется значительно большей амплитудой по сравнению с другими ОГ на профилях оз. Водопроводное.

На комплексе 2 с несогласием залегает комплекс 3 с почти прозрачной волновой картиной. Его кровлей является рефлектор ОГ3. Мощность прозрачного комплекса меньше, чем у нижележащего комплекса 2 и в целом довольно выдержана — в среднем около 60 нс (1,1 м), лишь на отдельных участках увеличиваясь до 1,25–1,5 м (рис. 7, Б). Максимальная глубина залегания ОГ3 наблюдается в восточной части озера, где она достигает 4,0 м, редко больше (рис. 6, В). Самый молодой комплекс 4, кровля которого соответствует дну (ОГ4), имеет очень сложную волновую картину (рис. 4). В центральной части озера, где дно имеет субгоризонтальную форму, в этом комплексе прослеживаются оси синфазности и на некоторых участках его волновая картина напоминает волновую картину комплекса 2, т.е. слоистую (рис. 4). В прибрежной части озера, особенно на востоке, тип записи резко меняется, и волновая картина становится хаотической с многочисленными осями синфазности дифрагированных волн (правая часть профиля на рис. 4), что, по-видимому, связано с постепенным застарением озера. Вероятно, многочисленные дифракционные эффекты обусловлены наличием затонувших стволов деревьев. Мощность комплекса в прибрежных частях также существенно увеличивается — от 1,0–1,5 м в западной половине озера до 3,0 м в восточной (рис. 7, В). Подчеркнем, что форма изолиний рельефа дна и изолиний равной мощности комплекса 4 в восточной половине озера значительно усложняется.

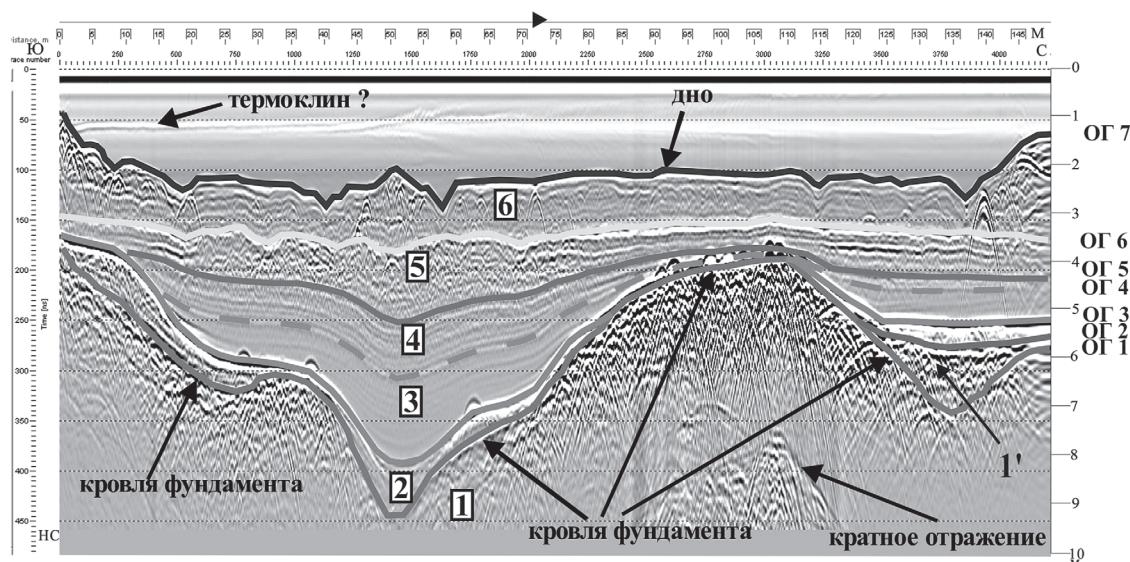


Рис. 8. Георадиолокационный профиль по оз. Верхнее с интерпретацией: 1'—6 — георадиолокационные комплексы (объяснение в тексте); ОГ1 — ОГ7 — отражающие горизонты (ОГ1 — кровля архейского фундамента; ОГ7 — дно). Справа дана шкала глубин, м (при  $V=3,7$  см/нс)

Для привязки комплексов 2—4, которые залегают выше кровли фундамента (ОГ1) использованы данные бурения скважины WSBS-2004-11 глубиной 5 м, которая находится на небольшом расстоянии к юго-востоку от озера (рис. 2, 4). Фундамент этой скважины не вскрыт. Основная часть разреза (0—4,8 м) представлена (снизу-вверх): сапропелем, оторфованным сапропелем и торфом. В забое скважины вскрыты пески и песчано-гравийные отложения с солоноватоводной морской флорой видимой мощностью около 20 см [Олюнина, Романенко, 2007]. Комплекс 2, залегающий на фундаменте, на георадиолокационном профиле имеет в целом слоистый тип волновой картины. Наличие несогласий, изменения мощности отдельных прослоев в комплексе 2 и его глубина залегания дают основания сопоставить его с вскрытыми скважиной песками и песчано-гравийными отложениями, т.е. предположить его прибрежно-морской генезис.

Выше по разрезу над ОГ2 залегают комплексы 3 и 4, которые мы соотносим с сапропелем и торфом. Наблюдаемые для этих отложений волновые картины были получены при опытно-методических работах с такой же антенной 300 МГц на оз. Тростянское (Московская область), где проводилась промышленная разработка сапропеля, а также при изучении торфа. Волновая картина на этих объектах также меняется от хаотической до слабо стратифицированной, иногда практически прозрачной, и зависит от степени переработки органического материала [Старовойтов, 2008; Slater, Reeve, 2002; Comasa et al., 2005; Бричева и др., 2017]. Таким образом, можно предположить, что самая интенсивная отражающая граница ОГ2, выделяющаяся на всех профилях (рис. 5), соотносится с резкой сменой литологического

состава, т.е. с кровлей песков, вскрытых в забое скважины.

Абсолютный возраст (образец взят из основания толщи сапропеля над ОГ2) определен в 8350 лет. На ранних стадиях поднятия п-ова Киндо после снятия ледниковой нагрузки в позднеледниковые и в начале голоцене скорость поднятия этого блока оценивается в 9—13 мм/год и даже больше. В настоящее время скорость вздымания уменьшилась и составляет 4—5 мм/год. Вследствие этих движений валунные отмостки с хорошо окатанными валунами предположительно морского генезиса находят на высоте до 90 м [Олюнина, Романенко, 2007], т.е. геологические данные не противоречат выводу о морском генезисе песков в основании скважины.

*Озеро Верхнее* расположено в 300 м на юго-запад от оз. Водопроводное и в плане слегка вытянуто в северо-западном направлении (рис. 3). В его северной и южной частях в дне выделяются две ложбины, глубина в которых может достигать 2,5—3,0 м. Они разделены поднятием субширотного направления с глубиной <2 м (рис. 8, 9, 10, Г). Выбранная антenna 300 МГц позволила изучить весь осадочный разрез, который разделяется 7-ю основными рефлекторами на 7 комплексов (рис. 8). Самый нижний рефлектор ОГ1, ниже которого, как и на данных об оз. Водопроводное, оси синфазности отраженных волн не прослеживаются, был интерпретирован как кровля архейского фундамента. Для подтверждения этого вывода профиль № 2 через озеро (рис. 3) был дополнен профилем с той же антенной 300 МГц на сушу до коренного выхода архейских гнейсов, что позволило проследить ОГ1 непосредственно до этого обнажения пород фундамента [Старовойтов и др., 2018].

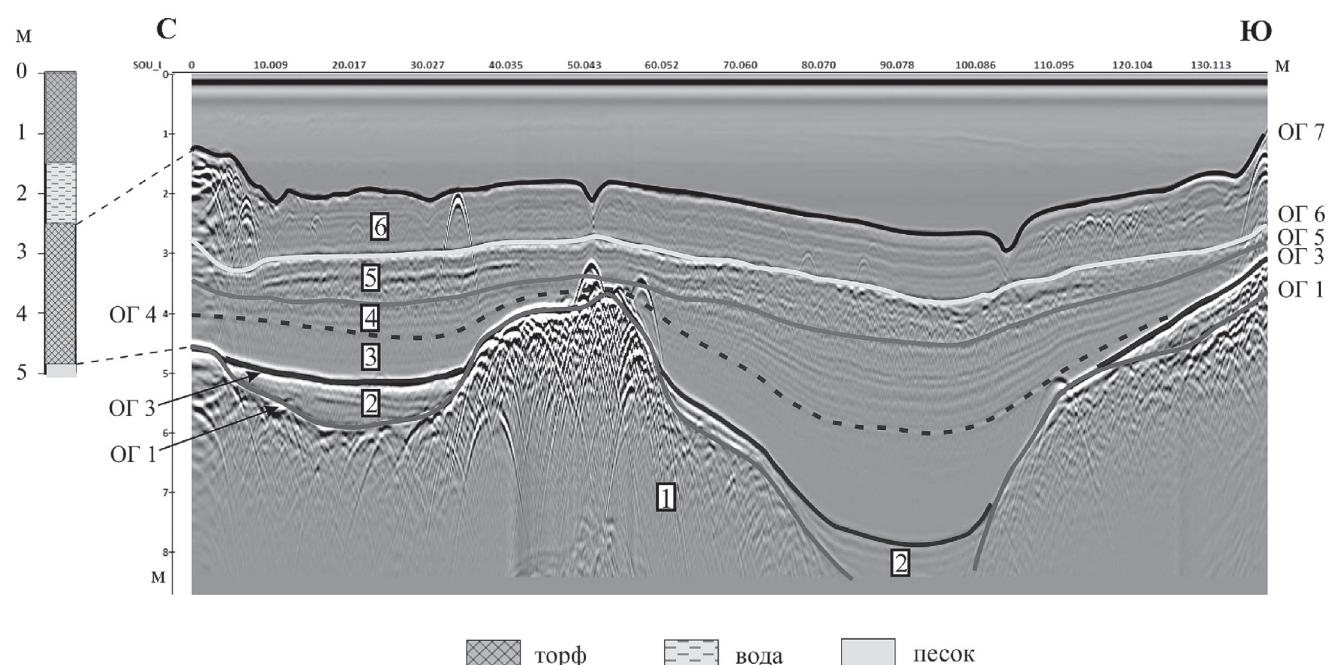


Рис. 9. Георадиолокационный профиль по оз. Верхнее с интерпретацией: 1–6 — георадиолокационные комплексы (объяснения см. в тексте); ОГ1, 3–7 — отражающие горизонты (ОГ1 — кровля фундамента; ОГ7 — дно). Слева — шкала глубин в м ( $V=3,7$  см/нс)

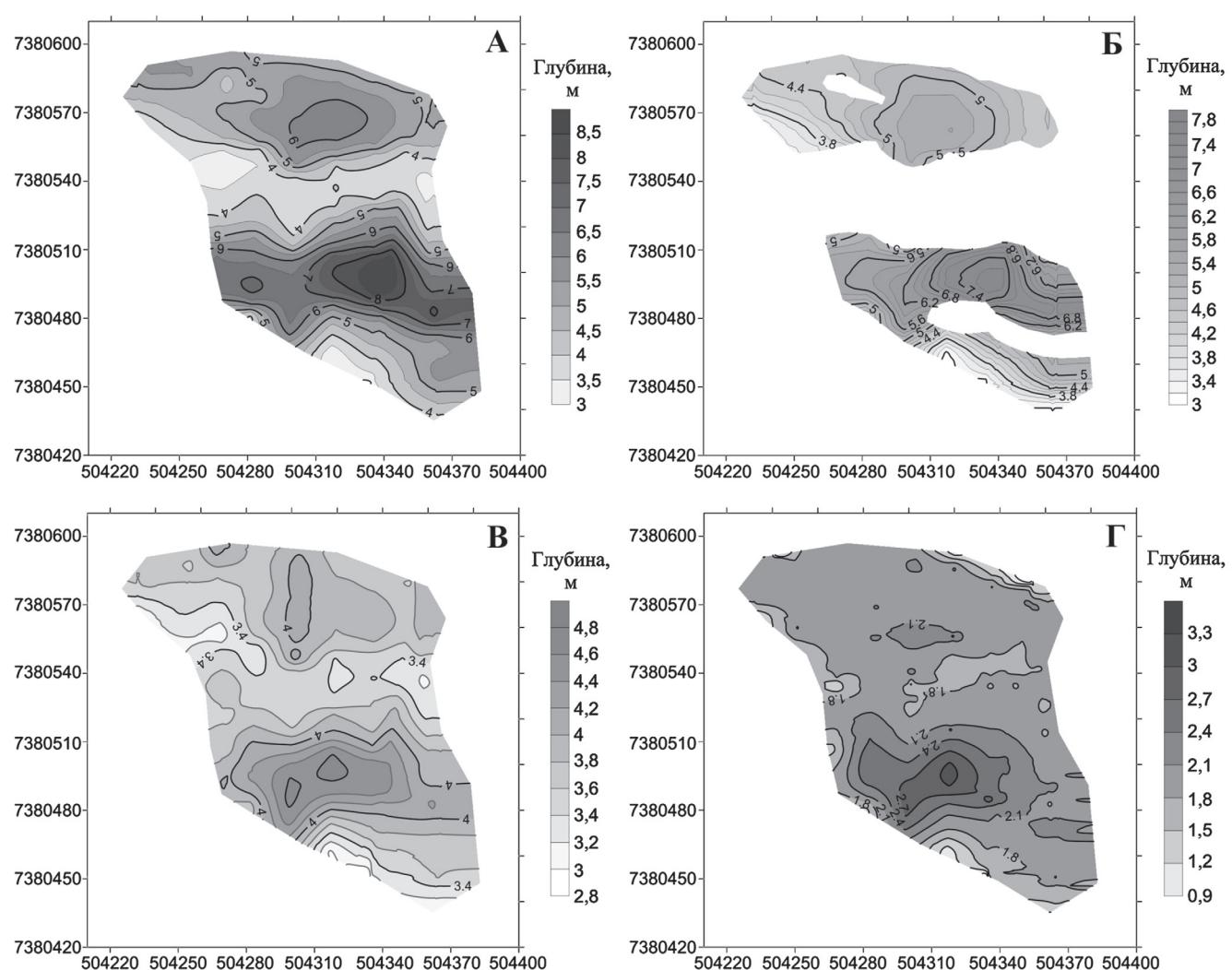


Рис. 10. Структурные схемы по отражающим горизонтам: А — ОГ1, Б — ОГ3, В — ОГ5, Г — ОГ7 (А — кровля фундамента; Г — дно) (см. рис. 8)

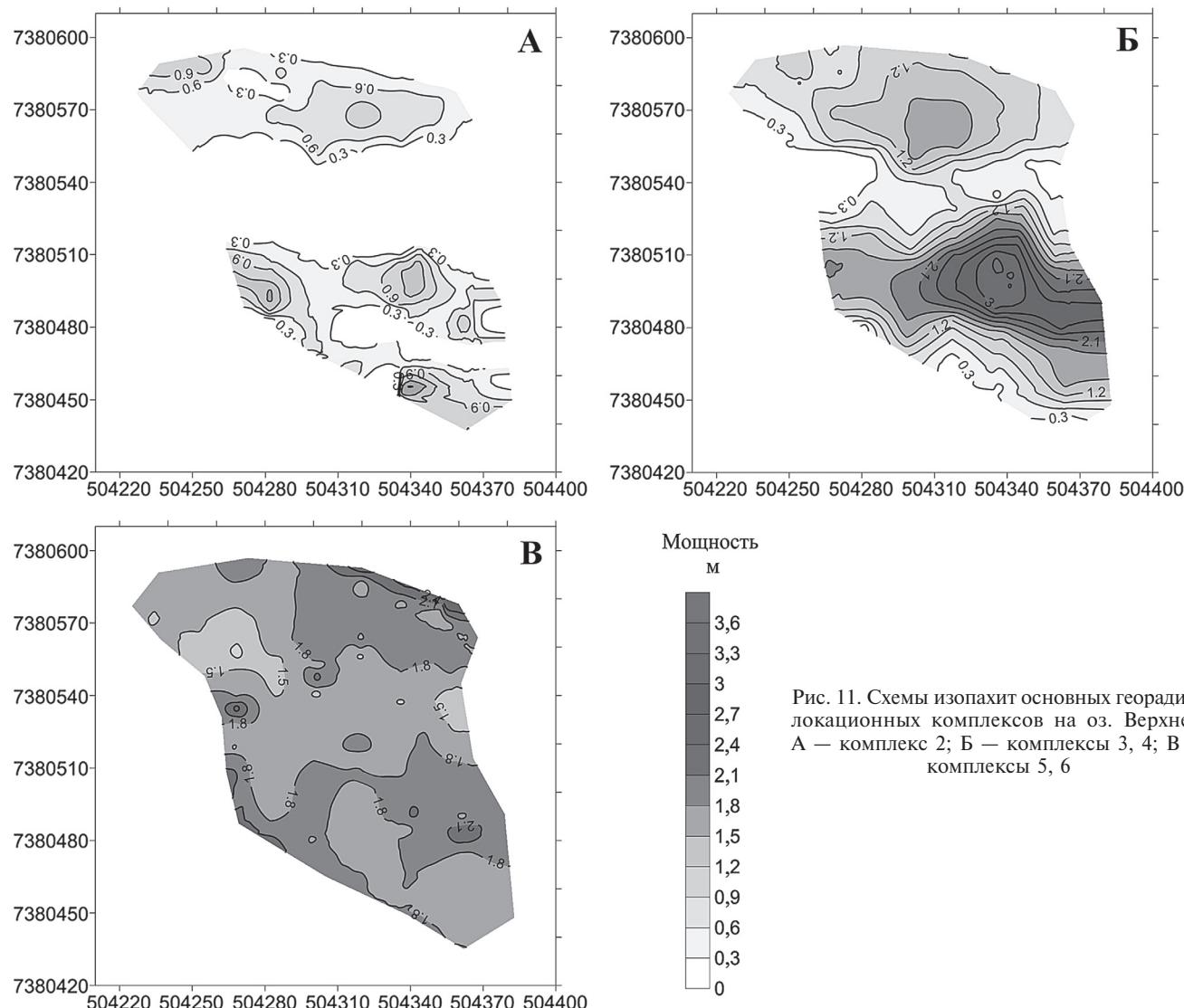


Рис. 11. Схемы изопахит основных георадиолокационных комплексов на оз. Верхнее:  
А — комплекс 2; Б — комплексы 3, 4; В —  
комплексы 5, 6

В кровле фундамента выделяются две впадины субширотного простирания, которые в центральной части озера разделяются поднятием. Во впадинах кровля опускается на некоторых участках до 8,0–8,5 м (рис. 10, А). Осадочный чехол на оз. Верхнее имеет более сложное строение по сравнению с разрезом оз. Водопроводное. Всего выделено 7 комплексов, один из которых имеет ограниченное распространение. Его кровлей служит ОГ2, на рис. 8 комплекс обозначен цифрой 1'. Предположительно, этот неслоистый комплекс с хаотической волновой картиной может быть представлен флювиогляциальными отложениями.

Отражающий горизонт ОГ3 по динамическим характеристикам аналогичен ОГ2 на профилях, полученных на оз. Водопроводное. Он также служит кровлей слоистого комплекса (комплекс 2 на рис. 8, 9) и залегает на фундаменте. Глубина его кровли на отдельных опущенных участках составляет 7,0–7,5 м (рис. 10, Б). Учитывая близость расположения озер, можно предположить, что комплексы 2 на обоих озерах — возрастные

аналоги, однако следует отметить, что мощность комплекса 2 на оз. Верхнее значительно меньше, чем мощность его предполагаемого аналога на оз. Водопроводное (рис. 7, А и 11, А). Комплекс 2 развит во впадинах, на разделяющем их поднятии он отсутствует (рис. 11, А).

Залегающие выше комплексы 3 и 4 также характеризуются слоистым типом волновой картины, но в комплексе 4 оси синфазности имеют большую амплитуду и выражены более отчетливо по сравнению с комплексом 3, волновая картина в котором иногда почти прозрачная (рис. 8). Вследствие похожести волновых картин эти комплексы рассматриваются совместно. На нижележащем комплексе они залегают с угловым несогласием. На приподнятых участках кровли фундамента отложения комплексов 3 и 4 либо отсутствуют, либо их мощность резко уменьшаются. Объекты, создающие дифракционную картину, в этих комплексах практически не наблюдаются. По типу волновой картины (отчетливо выраженной слоистости), рассматриваемые отложения напоминают совре-

менные морские осадки. Кровлей этой слоистой толщи является ОГ5, который выделяется преимущественно по резкой смене волновой картины, особенно на участках с максимальной глубиной залегания кровли фундамента (рис. 10, а). В плане рельеф поверхности ОГ5 аналогичен рельефу поверхности кровли фундамента — тоже выделяются два пониженных участка субширотного простирания, разделенные поднятием. Глубина залегания поверхности ОГ5 меняется от 3 до 4,6 м (рис. 10, В). Суммарная мощность отложений комплексов 3 и 4 не превышает 3,6 м, минимальная мощность приурочена к субширотному приподнятым блокам фундамента и составляет около 0,3 м (рис. 11, б).

Более молодые комплексы 5 и 6, с несогласием залегающие на комплексе 4, имеют сходную волновую картину, вследствие чего также рассматриваются вместе. Они выделены на всей площади озера и отличаются от описанных выше плохо выраженной слоистостью, а на многих участках волновую картину можно охарактеризовать как хаотическую, например, между пикетами 22–70 в комплексе 5 или отдельные участки в комплексе 6, включая прибрежные (рис. 8). В плане они приурочены к пониженным участкам ОГ5 (рис. 8, 10, в). В комплексе 6, который обнажается на дне, обнаружено много дифрагирующих объектов, происхождение которых, как и на оз. Водопроводное, мы связываем с затонувшими стволами деревьев. Разброс значений скорости, оцененных по гидографам дифрагированных волн, довольно значителен, что, вероятно, обусловлено пересечением дифрагирующих линейных объектов под разными углами [Владов и др., 2010]. Для перевода из временного в глубинный масштаб использована средняя скорость 3,7 см/нс. Рельеф дна в южной части озера наследует рельеф кровли фундамента (рис. 10, А, Г), в северной — имеет субгоризонтальную форму. Мощность объединенных комплексов 5 и 6 в среднем меняется от 1,5 до 2,0 м (рис. 11, В).

Следует также отметить, что ниже ОГ2 на профилях, полученных на озере Водопроводное, и на некоторых участках ниже ОГ3 на озере Верхнее наблюдаются многочисленные гиперболы, вершины которых приурочены к этим отражающим горизонтам (рис. 5). В других комплексах гиперболы распространены хаотически, никаких закономерностей в их расположении не наблюдается. Еще раз подчеркнем, что ОГ2 и ОГ3 характеризуются значительно большими амплитудами по сравнению с другими ОГ.

Сопоставление разреза скважины WSBS-2004-12, которая находится на суше на продолжении георадиолокационного профиля № 3 (рис. 3, 9) показало, что интенсивный рефлектор ОГ3, как и ОГ2 на оз. Водопроводное (рис. 4), уверенно коррелирует с кровлей предположительно прибрежно-морских песков, которые перекрыты торфом, т.е. с резкой сменой литологического состава.

При изучении истории формирования осадочного чехла одна из важных проблем — определение фациального состава отложений. Опыт работ по изучению озерных осадков методом георадиолокации и опубликованные данные свидетельствуют о том, что выделение фаций в этих отложениях часто представляет довольно сложную задачу в связи со схожестью волновых картин. Если по сейсмическим данным выделение сейсмофаций с различной степенью достоверности решается (используются разнообразные сейсмические атрибуты), то георадиолокационных работ по этой тематике немного, и в них анализируются разрезы преимущественно песчаных отложений, на которых георадиолокационные данные наиболее представительны [Van Overmeeren, 1998; Pedersen, Clemmensen, 2005; Hugenholtz et al., 2007; Ground Penetrating ..., 2003; Bristow et al., 2005; Beres et al., 1999; Clemmensen et al., 2007; Kocurek, 1996]. Практически во всех работах рассмотрена только геометрия осей синфазности отраженных волн, что отчасти справедливо при анализе отдельных профилей, т.е. при 2D наблюдениях. Однако при трехмерных наблюдениях форма осей будет меняться в зависимости от сложности структуры изучаемого разреза и от сечения и может быть никак не связана с литологическими особенностями [Ground Penetrating..., 2003].

Рассмотрим возможности использования для этих целей коэффициента поглощения и проводимости на примере комплекса 6 на оз. Верхнее. Иными словами, проанализируем, меняются ли значения проводимости и коэффициента поглощения и есть ли корреляция между какими-либо изменениями волновой картины и изменениями рассматриваемых физических величин. В рассматриваемом комплексе 6 выделение георадиолокационных фаций (далее — фаций) по типу волновой картины затруднено, так как на многих участках она осложнена дифрагированными волнами от различных объектов, т.е. не связана с литологическими изменениями. Тем не менее была выделена «хаотическая» фация, в которой оси синфазности либо отсутствуют, либо их значительно меньше, чем на соседних участках (рис. 12).

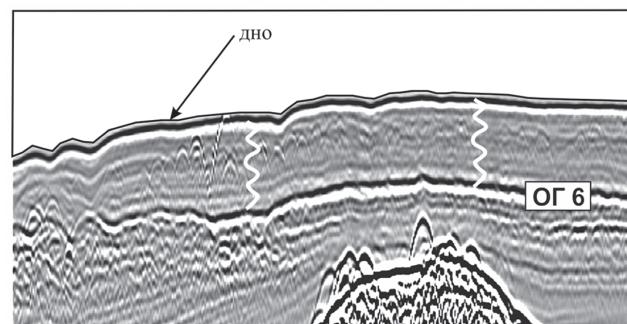


Рис. 12. Фрагмент георадиолокационного профиля с примером «хаотической» фации в комплексе 6 (показана белыми вертикальными линиями)

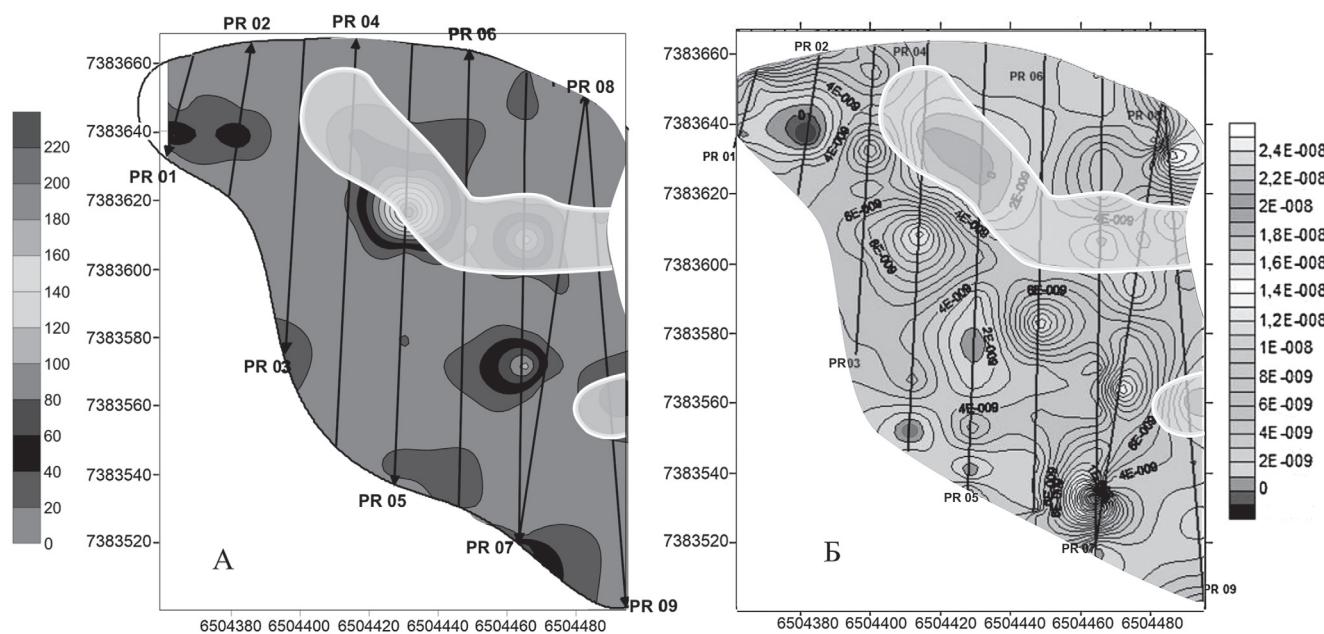


Рис. 13. Схема удельного электрического сопротивления (А, Ом·м) и схема коэффициента поглощения (Б, с/м) в комплексе 6 на оз. Верхнее. Белой линией выделены участки расположения хаотической фазы

**Определение коэффициента поглощения и проводимости в комплексе 6 на озере Верхнее.** Исследования проводились между границей, соответствующей отражению от дна (ОГ7) и первой поддонной границей (ОГ6). При этом предполагается, что скорость внутри слоя не меняется, а скорость в водной толще принята равной 3,3 см/нс. Анализируется латеральная изменчивость проводимости внутри слоя для заданной частоты антенны, а не абсолютные значения. Независимые определения проводимости ( $\sigma$ ) отсутствуют. Причинами изменения проводимости могут быть, в частности, латеральные изменения глинистости внутри слоя.

В рамках модели Дебая для диэлектриков можно получить выражение для расчета проводимости с использованием параметров: длины волны, коэффициент затухания, фазовая постоянная, фазовая скорость в среде [Владов и др., 2017]:

$$\sigma = 0,159 \cdot 10^7 \frac{\alpha}{V}, \quad (1)$$

где  $\alpha$  — коэффициент затухания,  $V$  — скорость в среде

Коэффициент затухания  $\alpha$  можно рассчитать между двумя границами, соответствующими отражению от дна (ОГ7) и первой поддонной границы (ОГ6) как отношение спектров этих отражений по формуле:

$$\alpha(\omega) = \frac{1}{\Delta h} \ln \left[ \frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)} \right], \quad (2)$$

где  $S_1(\omega)$  — спектр отраженного сигнала от дна (ОГ7),  $S_2(\omega)$  — спектр отраженного сигнала от

первой поддонной границы (ОГ6),  $\Delta h$  — расстояние между поддонной границей и дном, м, рассчитанное по формуле

$$\Delta h = \frac{t_2 - t_1}{2V},$$

где  $t_2$  — время прихода отраженной от поддонной границы волны,  $t_1$  — время прихода отраженной от дна волны,  $V$  — скорость в изучаемом слое, принята равной 3,7 см/нс (из оценки скорости по гидографам дифрагированных волн).

Через каждые 500 трасс, начиная с 1 трассы и до конца профиля, рассматривали спектр отраженной волны на границе дна и на первой поддонной границе. Между границами на каждой трассе рассчитывали коэффициент поглощения  $\alpha$  по приведенной выше формуле (2). В результате получены графики зависимости  $\alpha$  для каждой трассы.

Соответственно, если взять производную  $d\alpha/dt$  в окрестности какой-либо частоты, то получим  $\alpha_0$  для данной частоты, например для центральной частоты сигнала. И для каждого профиля через каждые 500 трасс (начиная с 1-й) получены значения  $\alpha_0$  для полосы частот шириной 125 МГц (от 50 до 175 МГц для данной антенны).

Затем, принимая во внимание, что удельное электрическое сопротивление  $\rho = 1/\sigma$ , рассчитаны значения проводимости  $\sigma$  (по формуле 1) и значения удельного электрического сопротивления  $\rho$ .

Таким образом, показана возможность расчета коэффициента поглощения  $\alpha_0$  на заданной частоте антенны и оценки проводимости, а вместе с проводимостью и УЭС ( $\rho$ ) в придонном комплексе. Изменчивость  $\alpha_0$  проявляется на всех профилях и на некоторых участках до 10 раз. В силу большого

контраста значений  $\alpha_0$  значения УЭС также меняются, в основном от 20 до 200 Ом·м. Изменения значений УЭС, возможно, связаны с изменением глинистости в придонных осадках. Влияние вышележащей толщи воды (т.е. ее проводимости) не учитывалось. По полученным данным построены схемы УЭС и коэффициента поглощения в комплексе 6 оз. Верхнее (рис. 13).

Сопоставление схем и расположения зон хаотической фации (рис.13) показало, что в целом хаотическая фация совпадает в плане с зонами повышенного УЭС и пониженных значений коэффициента поглощения в комплексе 6. Для выводов о связи этих параметров с литологическим составом отложений, очевидно, необходима заверка пробоотбором.

**Выводы.** 1. Впервые проведенный детальный анализ строения осадочного чехла на двух озерах п-ова Киндо показал, что оно в целом совпадает, но есть и различия. На породах архейского фундамента в обоих озерах залегает толща, которая после сопоставления с разрезами скважин была отнесена к песчаным отложениям прибрежно-морского генезиса (т.е. мелководным). Мощность этого комплекса увеличивается в северо-восточном направлении в среднем от 0,5 м (оз. Верхнее) до 2,0–2,5 м (оз. Водопроводное). На оз. Верхнее комплекс развит локально, он выполняет понижения в кровле фундамента.

2. Выше по разрезу на обоих озерах залегают озерно-болотные отложения (сапропель, торф). Резкая смена литологического состава (от мел-

ководных прибрежно-морских песков на озерно-болотные отложения) подтверждается наличием высокоамплитудных осей синфазности на этих границах (ОГ2 на оз. Водопроводное и ОГ3 на оз. Верхнее).

3. Строение разреза на оз. Верхнее над ОГ3 более сложное (выделяются 4 комплекса) по сравнению с разрезом над ОГ2 на оз. Водопроводное (выделено 2 комплекса).

4. Отмеченное уменьшение мощности прибрежно-морских отложений на оз. Верхнее, которое находится гипсометрически выше относительно оз. Водопроводное, указывает на то, что в начале голоцене линия берега находилась в непосредственной близости от оз. Верхнее. Не исключено, что весь п-ов Киндо (учитывая тот факт, что оз. Верхнее расположено вблизи максимальной высоты 103,8 м на горе Ругозерская) был покрыт морем. На это же указывает и наличие валунной отмостки приблизительно на тех же высотных отметках, что и озера.

5. Построенные карты УЭС и значений коэффициентов поглощения в комплексе 6 показали значительные изменения этих параметров в плане. Выделенная по особенностям волновой картины хаотическая георадарная фация в целом совпадает с повышенными значениями УЭС и пониженными значениями коэффициента поглощения. Для выявления их связи с литологическими особенностями разреза и возможностью использования для фациального картирования необходима заверка пробоотбором.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бричева С.С., Матасов В.М., Шилов П.М. Георадар в геоэкологических исследованиях при искусственном обводнении торфяников // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 3. С. 76–83.
- Владов М.Л., Капустин В.В., Пятилова А.М., Кувадин А.В. Георадарные наблюдения для оценки проводимости геологической среды. Лабораторный эксперимент // Геофизические исследования. 2017. Т. 18, № 3. С. 5–16.
- Владов М.Л., Пятилова А.М., Калашников А.Ю. Экспериментальное изучение линейных объектов методом георадиолокации // Геофизика. 2010. № 2. С. 65–70.
- Олонина О.С., Романенко Ф.А. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 257–259.
- Путешествия по Киндо-мысу. Тула: Гриф и К, 2008. 144 с.
- Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 188 с.
- Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Марченко А.Л. и др. Возможности георадиолокации при изучении четвертичных отложений в озерах Карелии // Тр. КарНЦ РАН. 2016. № 5. С. 62–75.
- Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е. Атлас по интерпретации геофизических данных для морской практики на Белом море. М.: КДУ; Университетская книга, 2018. 110 с.
- Beres M., Haggenger P., Green A.G., Horstmeyer H. Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture // Sediment. Geol. 1999. Vol. 129. P. 1–24.
- Bristow C.S., Lancaster N., Duller G.A.T. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia // J. Geol. Soc. 2005. Vol. 162, N 2. P. 315–322.
- Clemmensen L.B., Bjornsen M., Murray A., Pedersen K. Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess // Sediment. Geol. 2007. Vol. 199. P. 171–187.
- Comasa X., Slater L., Reevet A. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR) // J. Hydrology. 2005, Vol. 315. P. 40–51.
- Ground Penetrating Radar in sediments / Ed. C.S. Bristow, H.M. Jol // Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 211. L., 2003. 330 p.
- Hugenholtz C.H., Moorman B.J., Wolfe S.A. Ground penetrating radar (GPR) imaging of the internal structure of an active parabolic sand dune // Stratigraphic analysis using GPR // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2007. Vol. 432. P. 19–34.
- Kocurek G.A. Desert aeolian systems // Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Oxford: Blackwell Science, 1996. P. 125–153.

*Pedersen K., Clemmensen L.B.* Unveiling past aeolian landscapes: A ground penetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system. Thy, Denmark // *Sediment. Geol.* 2005. Vol. 177. P. 57–86.

*Slater L.D., Reeve A.* Investigating peatland stratigraphy and hydrogeology using integrated electrical geophysics. // *Geophysics*. 2002. Vol. 67, N 2. P. 365–378.

*Van Overmeeren R.A.* Radar facies in unconsolidated sediments in the Netherlands — a radar stratigraphy // *J. Appl. Geophys. Spec. iss.* 1998. Vol. 40. P. 1–40.

Поступила в редакцию 02.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

УДК 550.8.05

А.В. Кошурников<sup>1</sup>, П.И. Котов<sup>2</sup>, И.А. Агапкин<sup>3</sup>

## ВЛИЯНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ НА АКУСТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, 119334, Москва, ул. Косыгина, д. 19

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS 119334, Moscow, Kosygin st., 19

Приводятся результаты определения акустических и электрических свойств мерзлых засоленных грунтов (песка и суглинка) с массивной криогенной текстурой при разных значениях влажности (по три значения для каждого грунта), засоленности (7 значений для суглинка и 5 для песка) и температуры ( $-2$ ,  $-4$ ,  $-6$  °C). Получены данные о высокой корреляции между удельным электрическим сопротивлением и концентрацией порового раствора, а также отношения концентрации солей в поровом растворе и температуры со скоростью продольных волн. Значения удельного электрического сопротивления могут уменьшаться в 2–22 раза при переходе от слабозасоленного состояния к сильнозасоленному, а для скорости продольных волн это отличие не превышает 2 раза. Поэтому именно электрические свойства наиболее подходят для ранжирования грунтов по степени засоленности.

**Ключевые слова:** мерзлые засоленные грунты, электрические свойства, акустические свойства, концентрация порового раствора, прогноз свойств.

The results of determining acoustic and electrical properties of frozen saline soils (sand and silt) of massive cryogenic texture at different water content (3 values for each type of soil), salinity (7 values for silt and 5 for sand) and temperatures ( $-2$ ,  $-4$ ,  $-6$  °C) are given in the article. As a result, data on the high correlation between specific electrical resistivity and concentration of the pore solution and between ratio of a concentration of the pore solution to temperature and the velocity of longitudinal waves were obtained. Electrical resistivity can decrease by 2–22 times during the transition from a low-saline to a highly saline state and for longitudinal wave velocities only two times. Therefore, it is the electrical properties that are most suitable for the ranking of soils by the degree of salinity.

**Key words:** frozen saline soils, electrical properties, acoustic properties, concentration of pore solution, prediction of properties.

**Введение.** Мерзлые засоленные грунты широко распространены на арктическом побережье России, Канады, Гренландии [Брушков, 1998; Ingeman-Nielsen, 2008; Hivon, 1993]. Эти грунты имеют различное происхождение с преобладанием, однако, морских и прибрежно-морских условий образования, поэтому они характеризуются устойчивым по площади и в разрезе однотипным хлоридно-натриевым составом, обусловленным соленостью морских вод.

Наиболее сложны для анализа и изучения дисперсные грунты (песчаные и глинистые), которые часто служат грунтами оснований инженерных сооружений. Эти мерзлые грунты представляют собой многокомпонентные системы, состоящие из твердых частиц (иногда с примесью органического и органоминерального вещества), незамерзшей воды, льда и газов в разных пропорциях, что в значительной степени влияет на их механические, физические, акустические, электрические свойства.

Теоретическое моделирование мерзлых грунтов затруднено, хотя предложены разнообразные модели распространения волн для искусственных мерзлых смесей, [Carcione, 1998], а также для засоленных грунтов [Dou, 2017]. Но изучение закономерностей формирования и изменения свойств базируется на данных полевых или лабораторных экспериментальных исследований, причем изучение в лабораторных условиях позволяет находить зависимости с наибольшей точностью за счет контроля всех параметров среды.

Для анализа используются парные зависимости, которые могут иметь функциональный (причинно-следственный) или стохастический (корреляционный) характер. Независимо от жесткости этих связей при практическом их применении требуется специальная проверка и корректировка для каждого конкретного случая [Рекомендации..., 1989].

Исследования мерзлых грунтов проводят различными методами (электроразведка постоянным

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии; вед. науч. с., заместитель заведующего кафедрой геокриологии, канд. геол.-минер. н.; e-mail: koshurnikov@msu-geophysics.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии; ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: kotovpri@mail.ru

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН; мл. науч. с.; e-mail: 15331533@mail.ru

и переменным током, несколько модификаций электромагнитных и сейсмоакустических методов). Наиболее информативные параметры — скорость распространения сейсмических волн и удельное электрическое сопротивление [Зыков, 2007; Kneisel, 2008; Wu, 2017].

Большая часть исследований электрических свойств грунтов посвящена незасоленным мерзлым грунтам, в результате установлены основные закономерности изменения электрических свойств в зависимости от влажности, плотности, льдистости, температуры, количества незамерзшей воды [Зыков, 1992; Fortier, 1994; Shan, 2015]. Изучение удельного электрического сопротивления засоленных мерзлых грунтов показало, что увеличение концентрации порового раствора приводит к снижению значения удельного сопротивления грунта и к уменьшению его изменения с температурой, что обусловлено спецификой кинетики промерзания засоленных грунтов и соотношением количества льда и незамерзшего раствора в поровом пространстве [Зыков, 1992; Фролов, 2005].

В незасоленных мерзлых грунтах наблюдается резкое увеличение скорости продольных волн при переходе от положительных к отрицательным значениям температуры [Зыков, 1989]. Для засоленных мерзлых грунтов наблюдается закономерное понижение температуры, соответствующей началу увеличения скорости распространения упругих волн, уменьшению скачка скоростей при переходе в мерзлое состояние и изменению кинетики промерзания [Воронков, 2009; Зыков, 1992; Фролов, 2005]. Наибольшие изменения температурной зависимости скорости за счет повышения концентрации порового раствора при хлоридном засолении характерны для мерзлых грубоисперсных грунтов, а наименьшие — для глин [Воронков, 2009]. На основе работ Ю.Д. Зыкова предложен метод количественной оценки типа криогенной текстуры по сопоставлению скорости распространения волн в горизонтальном и вертикальном направлениях и их отношения [Рекомендации ..., 1989].

Совместное использование значений скорости продольных волн и удельного электрического сопротивления в разных направлениях позволяет определять основные параметры, характеризующие состав и строение мерзлых грунтов, по результатам измерений и значительно повысить достоверность получаемых результатов [Зыков, 1992; Hauck, 2011].

Таким образом, выявлены основные закономерности изменения электрических и акустических свойств грунтов при увеличении засоленности. Однако в большинстве случаев необходима калибровка корреляционных уравнений в зависимости от вида грунта, его влажности, льдистости, засоленности. При этом многие исследователи берут за основу только один метод определения геофизических параметров. Мы рассмотрим данные об универсальных многопараметрических зависимостях как электрических, так и акустических свойств мерзлых засоленных грунтов.

**Материалы и методы исследований. Состав и физические свойства грунтов.** Экспериментальные исследования проводились на модельных образцах нарушенного сложения, отобранных в районе месторождения Требса (Большеземельская Тундра). Исследовали два вида грунта — песок и суглинок.

Песок средне-позднеплейстоценового возраста ледово-морского генезиса (gmQII-III), темно-серого цвета, окатанный, хорошо сортированный, бидисперсный. Плотность твердого компонента составляет 2,66 г/см<sup>3</sup>.

Суглинок средне-позднеплейстоценового возраста ледово-морского генезиса (gmQII-III) серого цвета. Влажность нижнего предела пластичности составляет 0,195 д.е., верхнего предела пластичности — 0,296 д.е., плотность твердой компоненты 2,71 г/см<sup>3</sup>.

Гранулометрический состав определяли ареометрическим методом для суглинка и ситовым методом для песка (табл. 1)

Для двух грунтов нарушенного сложения задавали разные значения влажности и засоленности. Исходные образцы были незасоленные (суглинок D<sub>sal</sub>=0,17%) и слабозасоленные (песок D<sub>sal</sub>=0,07%). Засоленность (D<sub>sal</sub>) — характеристика, определяемая количеством водорастворимых солей в грунте, равная отношению массы водорастворимых солей в грунте к массе абсолютно сухого грунта.

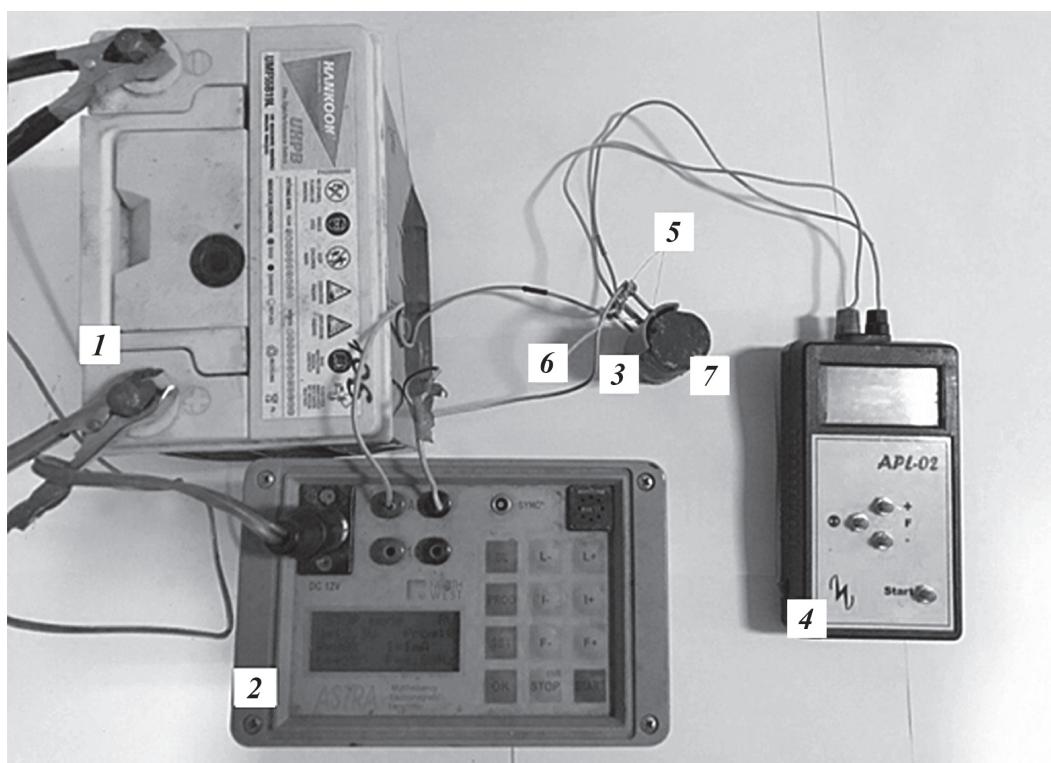
После высушивания и подготовки образцы подвергали искусственному засолению NaCl для создания необходимых значений засоленности. Задавали 5 значений засоленности (0,07; 0,15; 0,26; 0,6; 0,9%) для песка и 7 для суглинка (0,17; 0,3; 0,42; 0,6; 0,9; 1,2; 1,6%). Таким образом, модельные грунты имели три основные градации степени засоленности для мерзлых грунтов: слабозасоленный, среднезасоленный и сильнозасоленный. Для

Гранулометрический состав исследуемых грунтов

Содержание частиц в каждой фракции, %								Название грунтов по ГОСТ 25100–2011	
диаметр частиц, мм									
2–1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,002	<0,002		
1,1	0,5	13,7	44,1	40,6	0,0	0,0	0,0	Песок пылеватый	
0,0	0,0	1,7	6,3	10,1	37,1	20,6	24,3	Суглинок легкий пылеватый	

Таблица 1

Рис. 1. Измерительная установка: 1 — аккумулятор «Hankook», 2 — генератор «Astra», 3 — форма для грунта, 4 — измерительное устройство APL-02, 5 — питающие электроды А и В, 6 — принимающие электроды М и Н, 7 — образец мерзлого грунта



сильнозасоленных была сделана более дробная градация для оценки их свойств.

Для песчаных грунтов были заданы 3 значения влажности:

1) 10% — минимальная влажность по данным обобщения свойств мерзлых песчаных грунтов, отобранных в районе месторождения Требса;

2) 15% — среднее между двумя другими (для проверки полученных закономерностей);

3) 19% — полная влагоемкость, когда грунт характеризуется полным заполнением пор.

Для глинистых грунтов были заданы следующие значения влажности:

1) 20% — нижний предел пластичности, характеризующий переход близких коагуляционных

контактов к переходным (частично цементационным) [Грунтоведение, 2005];

2) 30% — верхний предел пластичности, который характеризует переход структурных связей в грунте от близких коагуляционных контактов к преимущественно дальним [Грунтоведение, 2005];

3) 36% — полная влагоемкость.

После приготовления образцов их помещали в железное кольцо (диаметр 71 мм, высота 35 мм) и замораживали при температуре  $-15^{\circ}\text{C}$ . Это значение температуры выбрано для создания массивной криогенной текстуры. После полного замерзания образцы помещали в холодильную камеру с температурой для испытаний  $-2$ ,  $-4$  и  $-6^{\circ}\text{C}$ .

После испытаний для каждого образца определяли влажность, плотность и засоленность (на основе анализа результатов химического состава водных вытяжек). Именно эти значения в дальнейшем использованы для обработки данных и анализа.

Общая схема исходных значений характеристик грунта приведена в табл. 2.

Приготовленные образцы выставляли в холодильной камере не менее суток при указанных выше значениях температуры перед определением геофизических свойств.

**Электрические свойства.** Для определения удельного электрического сопротивления применяли метод Микро-ВЭЗ. Измерительная установка (рис. 1) состояла из генератора, прибора «Astra», позволяющего установить частоту и силу тока в цепи, прибора APL-02, измеряющего напряжение. Измерения проводили при частоте 4,88 Гц.

Удельное электрическое сопротивление рассчитывали по закону Ома:

Исходные характеристики грунтов*									
Экспериментальные исследования (температура $-2$ , $-4$ , $-6^{\circ}\text{C}$ )									
Песок Суглинок									
Влажность, %	10	15	19	20	30	36			
I				0,17		0,17			
II	0,07	0,14	0,14	0,07	0,14	0,35			
III	0,26		0,26	0,26	0,48	0,78	0,5	0,48	0,78
IV	0,6	0,9	0,9	0,6	0,9	0,9	1,2	1,6	0,9

\* Примечания: I — незасоленный, II — слабозасоленный, III — среднезасоленный, IV — сильнозасоленный (согласно классификации ГОСТ 25100-2011).

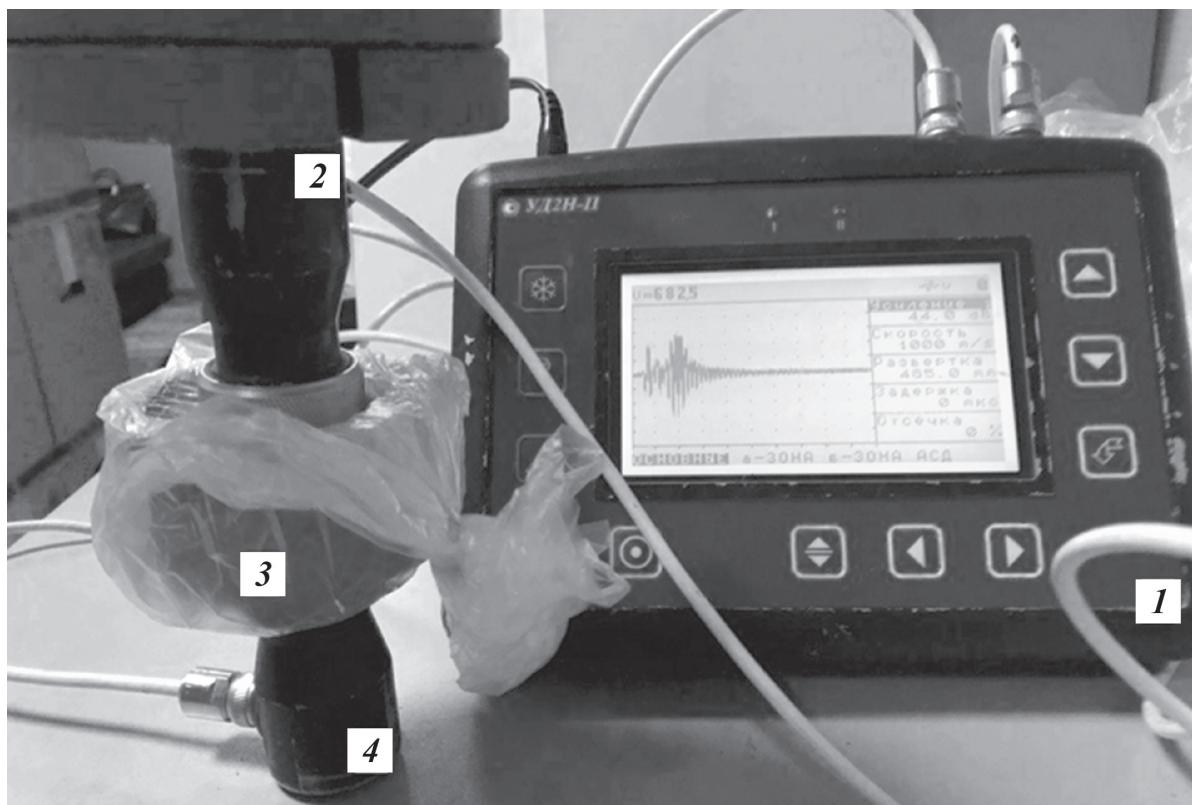


Рис. 2. Измерение акустических характеристик: 1 — ультразвуковой дефектоскоп УД2Н-П, 2, 3 — пьезодатчики, 4 — кольцо с грунтом

$$\rho = k(U/I), \quad (1)$$

где  $\rho$  — удельное электрическое сопротивление ( $\text{Ом}\cdot\text{м}$ ),  $U$  — напряжение (В),  $I$  — сила тока (А),  $k$  — коэффициент установки, зависящий от формы и размеров образца, расстояния между электродами (по результатам тарировки  $k=0,07$ ).

Все измерения повторяли три раза, затем рассчитывали среднее значение и статистически обрабатывали данные.

**Акустические свойства.** Для определения скорости продольных волн использовали дефектоскоп УД2Н-П (рис. 2). Импульсные ультразвуковые измерения проводили с помощью пьезодатчиков поршневого типа. Исследования выполняли в ультразвуковом диапазоне частот. Выбор такого диапазона частот при лабораторных измерениях связан с тем, что очень важно получить четкие первые вступления упругой волны.

При измерениях использовали пьезодатчики 100 кГц. Скорость продольной волны рассчитывали по формуле:

$$V_p = L/t, \quad (2)$$

где  $V_p$  — скорость продольной волны (м/с),  $L$  — высота образца (м),  $t$  — время прихода волны (с).

При измерениях верхний датчик загружали фиксированным грузом массой 8 кг, чтобы давление при замере было каждый раз одинаково. Все измерения повторяли 3 раза, затем рассчитывали среднее значение и проводили статистическую обработку данных.

### Результаты исследований и их обсуждение.

Результаты статистической обработки геофизических параметров испытанных грунтов показали, что значение коэффициента вариации удельного электрического сопротивления в среднем составляет 8% (максимальное значение 30%), а скорости продольных волн — 3% (максимальное значение 20%). Все это свидетельствует о достаточно точной оценке измеряемых параметров. Наибольший разброс данных зафиксирован при температуре  $-2^{\circ}\text{C}$  у засоленных грунтов, характеризующихся близостью интервала интенсивных фазовых переходов.

На рис. 3, а представлен пример зависимости удельного электрического сопротивления и скорости продольных волн (рис. 3, б) мерзлых песка и суглинка от исходной засоленности. Удельное электрическое сопротивление при увеличении засоленности от 0,07 до 0,9% для песка уменьшается в 12 раз ( $T=-4^{\circ}\text{C}$ ) и 10 раз ( $T=-6^{\circ}\text{C}$ ), а скорость продольных волн — в 2,1 раза ( $T=-4^{\circ}\text{C}$ ) и 1,6 раза ( $T=-6^{\circ}\text{C}$ ). Для суглинков наблюдается та же зависимость. Удельное электрическое сопротивление при увеличении засоленности от 0,17 до 1,6% для суглинка уменьшается в 13 раз ( $T=-4^{\circ}\text{C}$ ) и 9 раз ( $T=-6^{\circ}\text{C}$ ), а скорость продольных волн — в 1,5 раза ( $T=-4^{\circ}\text{C}$ ) и 1,3 раза ( $T=-6^{\circ}\text{C}$ ). При уменьшении температуры разница уменьшается за счет сокращения количества незамерзшей воды и увеличения количества льдоцементационных связей. Сравнение геофизических характеристик при температуре  $-2^{\circ}\text{C}$  не проводилось, так как

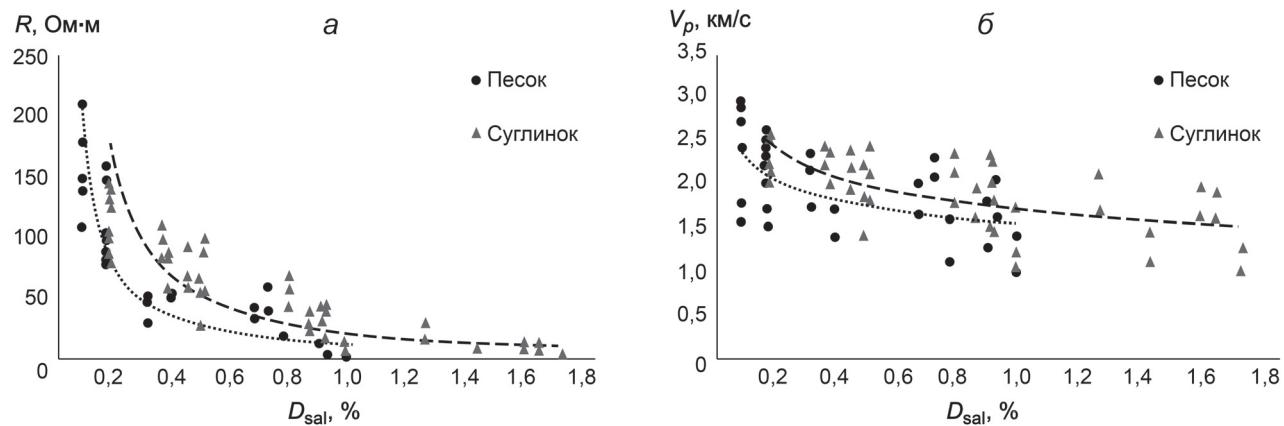


Рис. 3. Зависимость удельного электрического сопротивления (а) и скорости продольных волн (б) от засоленности в грунтах при различных влажности и температуре

средне- и сильнозасоленные грунты находились в талом состоянии.

Увеличение засоленности приводит к уменьшению вариации удельного электрического сопротивления, так как электрические свойства имеют ионную природу и в большей степени определяются концентрацией порового раствора. Так, для слабозасоленных песков уменьшение температуры от  $-2$  до  $-6$  °C приводит к снижению сопротивления примерно в 2 раза, а для сильнозасоленных песков не превышает 20%. Области возможных значений геофизических свойств скорости при повышении засоленности для исследуемых грунтов (суглинка и песка) частично перекрываются (особенно для скорости продольных волн).

Увеличение влажности мерзлого незасоленного суглинка приводит к увеличению геофизических свойств на 30%, а для сильнозасоленного суглинка увеличение влажности ведет к повышению удельного электрического сопротивления в 1,5–2 раза, а скорости продольных волн — на 30–40%.

Таким образом, наблюдается значительное отличие в закономерностях изменения удельного электрического сопротивления и скорости продольных волн для незасоленных (слабозасоленных) и сильнозасоленных грунтов. Для незасоленных грунтов наибольшее влияние оказывает тип грунта и температура, а для засоленных — влажность и температура.

Основные факторы, обуславливающие отличие незасоленного и сильнозасоленного грунта, — их состав и строение. В засоленных грунтах цементирующая роль льда резко уменьшается за счет большого количества незамерзшей воды. По мере увеличения засоленности криогенные текстуры стремятся к сетчатому типу, а в дальнейшем — к нитевидным кристаллам льда и отдельным изометрическим кристаллам [Hivon, 1995]. При значительных значениях концентрации порового раствора криогенное строение различных по составу пород сближается, это определяющий фактор, влияющий на геофизические свойства.

Анализ результатов экспериментальных исследований показал, что засоленность — важнейший фактор, влияющий на значения геофизических свойств. Однако для прогноза изменения свойств грунтов необходимы универсальные показатели, которые позволили бы прогнозировать геофизические свойства грунта вне зависимости от типа грунта, влажности и т.д. Для решения этой задачи был проведен корреляционный анализ геофизических параметров и физических свойств (плотность, влажность, засоленность и т.д.), показателей состава (льдистость, количество незамерзшей воды, концентрация порового раствора), а также их различных сочетаний. Всего рассмотрено более 20 параметров.

В результате получено, что удельное электрическое сопротивление, как для песка, так и для суглинка, лучше всего коррелирует с концентрацией солей в поровом растворе (рис. 4). Коэффициент аппроксимации, который позволяет оценить качество построенной модели, имеет высокое значение 78% для удельного электрического сопротивления, причем наибольший разброс данных отмечен для незасоленных и слабозасоленных грунтов. Таким образом, именно концентрация порового раствора является определяющим фактором при прочих равных условиях. Концентрация порового раствора  $C_{\text{ps}}$  связана с засоленностью соотношением [СП 25.13330.2012]:

$$C_{\text{ps}} = D_{\text{sal}} / (D_{\text{sal}} + W_{\text{tot}}),$$

где  $W_{\text{tot}}$  — суммарная влажность грунта, а  $D_{\text{sal}}$  — засоленность.

Концентрация порового раствора — симплексный показатель, который учитывает изменение влажности и засоленности, кроме того, значения влажности глинистых грунтов могут значительно превышать таковые у песчаных, т.е. опосредовано вводится поправка и на тип грунта. Как показали экспериментальные исследования, температура незначительно влияет на электрические свойства сильнозасоленных мерзлых грунтов.

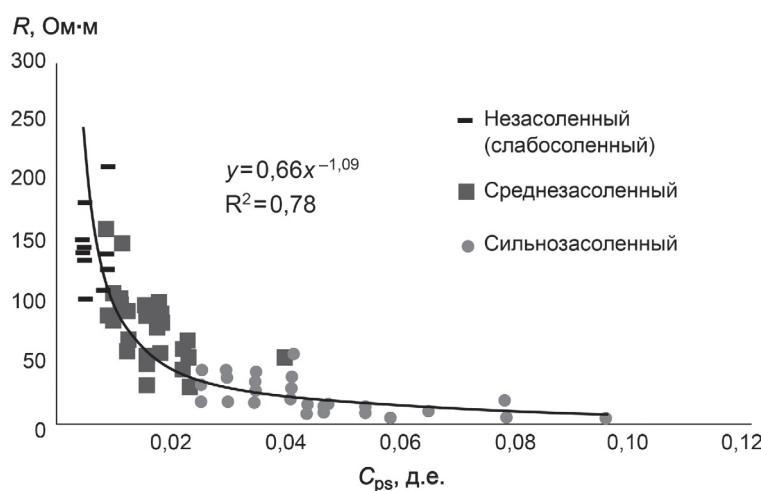


Рис. 4. Зависимость удельного электрического сопротивления от концентрации порового раствора

Минеральные частицы дисперсных грунтов, а также лед являются практически изоляторами. Преобладающее влияние на процессы электропроводности оказывают концентрация незамерзшего порового раствора и степень его распределения в объеме мерзлого грунта. Наиболее сильно на электропроводность мерзлых грунтов влияют легкорастворимые хлориды (сульфатно-карбонатное засоление грунтов слабее примерно в 15–20 раз) [Зыков, 2007].

Скорость продольных волн лучше всего коррелирует с симплексным параметром (отношение концентрации солей в поровом растворе к температуре испытаний) (рис. 5). Анализ полученных нами данных позволил заключить, что, несмотря на различия дисперсности песка и суглинка, прослеживается также зависимость скорости продольных волн от концентрации порового раствора. Однако на упругие свойства оказывает влияние также увеличение льдоцементационных связей, которые возникают при понижении температуры, поэтому в качестве обобщающего параметра и было выбрано отношение концентрации солей в поровом

растворе к температуре испытаний. Коэффициент аппроксимации имеет высокое значение — 81%.

В табл. 3 указаны диапазоны изменения геофизических параметров слабозасоленных и сильнозасоленных грунтов. На основании этих данных можно сделать вывод, что наибольшее отличие характерно для электрических свойств грунтов (значения удельного электрического сопротивления могут уменьшаться в 2–22 раза). Если сравнить полученные значения с обобщенными данными акустических и электрических свойств, опубликованных в работе [Фролова, 2005], то некоторые значения геофизических параметров сильнозасоленных мерзлых грунтов соответствуют талым. Поэтому идентификация мерзлого состояния грунтов по этим параметрам (особенно без знания литологического состава и засоленности) может оказаться неоднозначной.

Таким образом, для более надежной и достоверной идентификации мерзлых засоленных грунтов необходимо применять дополнительные критерии [Скворцов, 2014] или проводить калибровку моделей. Эти данные особенно важны для геологической интерпретации геофизических данных при исследованиях деградации мерзлых грунтов на арктическом шельфе [Шахова, 2017]. Так, В.И. Аксеновым [2008] была предложена зависимость температуры начала замерзания от концентрации порового раствора на основе обобщения данных разных авторов. Поэтому, зная концентрацию порового раствора, которая определяется по данным измерений удельного электрического сопротивления, и температуру грунтов, можно однозначно определить состояние грунта (мерзлое и талое).

Таким образом, значения скорости продольных волн и удельного электрического сопротивления наиболее существенно зависят от кон-

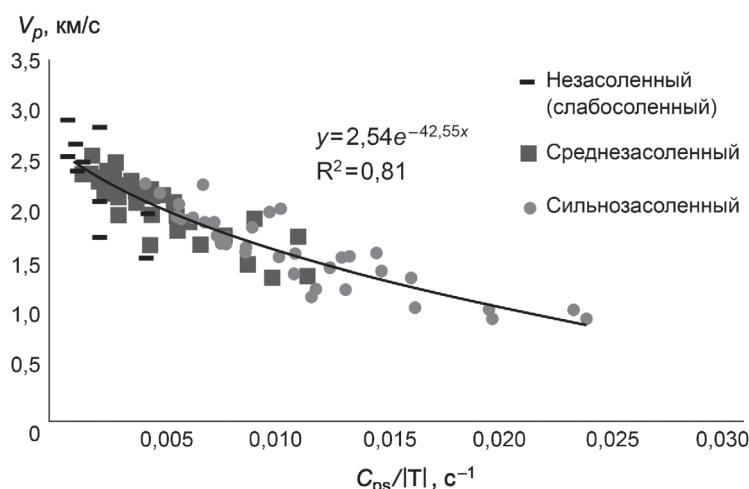


Рис. 5. Зависимость скорости продольных волн от симплексного показателя в исследуемых грунтах

Таблица 3  
Геофизические параметры исследуемых грунтов

Тип грунта	Температура, °C	$V_p$ , км/с	$R$ , Ом·м
Суглинок слабозасоленный	-2...-6	2,41–1,92	140–60
Суглинок сильнозасоленный		1,77–1,08	45–5
Песок слабозасоленный		2,92–1,57	210–110
Песок сильнозасоленный		1,8–1,1	61–5

центрации порового раствора. Наиболее высокими значениями геофизических свойств характеризуются незасоленные и слабозасоленные грунты, наиболее низкими — сильнозасоленные; влияние гранулометрического состава, влажности и температуры грунтов, отмечаемое в незасоленных грунтах, также сохраняется, однако имеет подчиненный (по сравнению с влиянием засоленности) характер. При этом области возможных значений геофизических свойств частично перекрываются для средне и сильнозасоленных грунтов.

**Заключение.** В результате выполненных исследований получены данные о высокой корреляции удельного электрического сопротивления с концентрацией порового раствора и отношения концентрации солей в поровом растворе к температуре со скоростью продольных волн. При этом эти зависимости являются обобщающими для всех вариаций параметров (типа грунта, влажности,

засоленности) особенно для средне и сильнозасоленных грунтов.

Показано, что значения удельного электрического сопротивления могут уменьшаться в 2–22 раза при переходе от слабозасоленного состояния к сильнозасоленному, а для значений скорости продольных волн это отличие не превышает 2 раз. Для сильнозасоленных грунтов удельное электрическое сопротивление перестает зависеть от литологического состава и определяется только концентрацией порового раствора. Этот факт может служить основой для разработки экспресс-метода определения засоленности при известной влажности грунтов. Поэтому именно электрические свойства наиболее подходят для ранжирования грунтов по степени засоленности.

Однако отметим, что описанные закономерности были получены на грунтах нарушенного сложения, имеющих массивную криогенную текстуру, а химический состав был однородным и характеризовался только хлоридно-натриевым засолением. Кроме того, все грунты имели одинаковую плотность и влажность и отличались только различной концентрацией порового раствора и температурой, что и позволило установить закономерности изменения геофизических параметров в зависимости от различных факторов. Разработка методики использования полученных обобщающих параметров для геологической интерпретации требует дальнейших исследований на природных засоленных грунтах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. М.: Все в мире строительства, 2008. 361 с.
- Бруцков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождения и свойства. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 330 с.
- Воронков О.К. Инженерная сейсмика в криолитозоне // Изучение строения и свойств мерзлых и талых горных пород и массивов. СПб.: Изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2009. 401 с.
- ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2013. 42 с.
- Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Наука, 2005. 1023 с.
- Зыков Ю.Д., Черванская О.П. Акустические свойства льдистых грунтов и льда. М.: Наука, 1989. 129 с.
- Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 272 с.
- Зыков Ю.Д. Рекомендации по определению физико-механических свойств мерзлых дисперсных грунтов геофизическими методами. М.: Стройиздат, 1989. 36 с.
- Зыков Ю.Д. Определение физико-механических свойств мерзлых песчано-глинистых грунтов комплексом геофизических методов: Автореф. докт. дисс. М., 1992.
- Ошкун А.Н. Многоволновая сейсморазведка. Ультразвуковые исследования в лаборатории. М., 2008. 33 с.
- Рекомендации по определению физико-механических свойств мерзлых дисперсных грунтов геофизическими методами. М.: Стройиздат, 1989. 32 с.
- Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М. Сейсмические критерии идентификации мерзлого состояния горных пород // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 2. С. 83–90.
- СП 25 13330. 2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: ФЦС, 2012. 52 с.
- Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино, 2005. 607 с.
- Carcione J.M., Seriani G. Seismic and ultrasonic velocities in permafrost // Geophys. Prosp. 1998. Vol. 46. P. 441–454.
- Dou S., Nakagawa S., Dreger D., Ajo-Franklin J.B. An effective-medium model for P-wave velocities of saturated, unconsolidated saline permafrost // Geophysics. 2017. Vol. 82, N 3. P. EN33–EN50.
- Fortier R., Allard M., Seguin M.K. Effect of physical properties of frozen ground on electrical resistivity logging // Cold Reg. Sci. Technol. 1994. Vol. 22, N 4. P. 361–384.
- Hauck C., Böttcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // Cryosphere. 2011. Vol. 5. P. 453–468.
- Hivon E.G., Sego D.C. Distribution of saline permafrost in the Northwest Territories, Canada // Canad. Geotechn. J. 1993. Vol. 30. P. 506–514.
- Hivon E.G., Sego D.C. Strength of frozen saline soils // Canad. Geotechn. J. 1995. Vol. 32, N 2. P. 336–354.
- Ingeman-Nielsen T., Foged N.N., Jørgensen A.S. Geophysical investigation of saline permafrost at Ilulissat, Green-

land // Proceed. of the 9th Intern. Conf. on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008. P. 773–778.

*Kneisel C., Hauck C., Fortier R., Moorman B.* Advances in geophysical methods for permafrost investigations // Permafrost and Periglacial Processes. 2008. Vol. 19. P. 157–178.

*Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O.* et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nat. Commun. 2017. Vol. 8.

*Shan W., Liu Y., Hu Z.G., Xiao J.T.* A model for the electrical resistivity of frozen soils and an experimental verification of the model // Cold Reg. Sci. Technol. 2015. Vol. 119. P. 75–83.

*Wu Y., Nakagawa S., Kneafsey T.J.* et al. Electrical and seismic response of saline permafrost soil during freeze–thaw transition // Appl. Geophys. 2017. Vol. 146. P. 16–26.

Поступила в редакцию 02.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4.02

М.Е. Тарнопольская<sup>1</sup>, А.Ю. Бычков<sup>2</sup>ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ  $ZrF_6^{2-}$  В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ ПРИ 90–255 °C

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Исследована растворимость флюорита в растворах HCl и HF с переменной концентрацией циркония при 90, 155, 205 и 255 °C и давлении насыщенного пара воды. Результаты показали, что растворимость флюорита увеличивается с ростом концентрации циркония. С использованием программы OptimA по экспериментальным данным определены свободные энергии комплекса  $ZrF_6^{2-}$ , по которым рассчитаны константы диссоциации реакции  $ZrF_6^{2-} = Zr^{4+} + 6F^-$ . Значения  $pK$  составили  $29,86 \pm 0,13$ ;  $34,03 \pm 0,062$ ;  $38,28 \pm 0,033$ ;  $40,94 \pm 0,079$  при 90, 155, 205 и 255 °C (давление насыщенного пара воды).

**Ключевые слова:** цирконий, гидротермальные растворы, формы переноса, фторидные комплексы.

The solubility of fluorite in HCl and HF solutions with a variable concentration of Zr at 90, 155, 205 and 255 °C and the pressure of saturated water vapor were investigated. The results showed that the solubility of fluorite increases with increasing concentration of zirconium. Using the OptimA program, the free energies of the  $ZrF_6^{2-}$  complex were determined from the experimental data, from which the dissociation constants of the reaction  $ZrF_6^{2-} = Zr^{4+} + 6F^-$  were calculated. The  $pK$  values were  $29,86 \pm 0,13$ ;  $34,03 \pm 0,062$ ;  $38,28 \pm 0,033$ ;  $40,94 \pm 0,079$  at 90, 155, 205 and 255 °C (saturated water vapor pressure).

**Key words:** zirconium, hydrothermal solutions, species of transport, fluoride complexes.

**Введение.** Циркон — важный минерал для геохронологических исследований, он устойчив в широком диапазоне природных условий [Краснобаев и др., 2018; Спиридовон и др., 2018; Лубнина, Слабунов, 2017; Тевелев и др., 2017]. Под воздействием флюидов может происходить переотложение циркона, а также меняться изотопные соотношения. Поэтому важно предсказание форм переноса циркония в гидротермальных растворах. Фтор — важный компонент гидротермальных растворов, особенно в системах, связанных с гранитами [Попова и др., 2017].

В работе [Ahrlund et al., 1963] получены константы для фторидных комплексов Zr с помощью катионообменных измерений при 20 °C. Кроме того, в работе [Connick, Mcvey, 1948] определена стабильность фторидных комплексов циркония путем измерения коэффициента экстракции в зависимости от концентрации плавиковой кислоты при 25 °C. В работе [Noren, 1967] установлены константы устойчивости фторидных комплексов циркония потенциометрическим методом при 20 °C.

При температуре 100–500 °C исследована растворимость бадделеита в растворах HF и

определенены константы устойчивости комплексов  $Zr(OH)_3F(aq)$  и  $Zr(OH)_2F_2(aq)$  [Рыженко и др., 2008; Migdisov et al., 2011]. В этих работах получены константы только для гидроксофторидных комплексов циркония, что связано с невысокой растворимостью бадделеита, поэтому изучение других фторидных форм в условиях этих экспериментов оказалось невозможным.

Цель нашей работы — экспериментальное определение констант устойчивости фторидных комплексов циркония вида  $ZrF_n^{4-n}$ , где  $n=1\div 6$  при 90–255 °C и давлении насыщенного пара воды.

Фторидные комплексы сложны для изучения традиционным методом растворимости, так как многие элементы не образуют твердых фторидов либо они легко гидролизуются. Поэтому была разработана методика изучения устойчивости фторидных комплексов металлов и металлоидов, основанная на определении зависимости растворимости флюорита от концентрации этих элементов [Тарнопольская и др., 2017]. Для исследования устойчивости фторидных комплексов циркония мы провели ряд экспериментов по определению растворимости флюорита в зависимости от разной

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, инженер; e-mail: mashatarnopolskaya@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

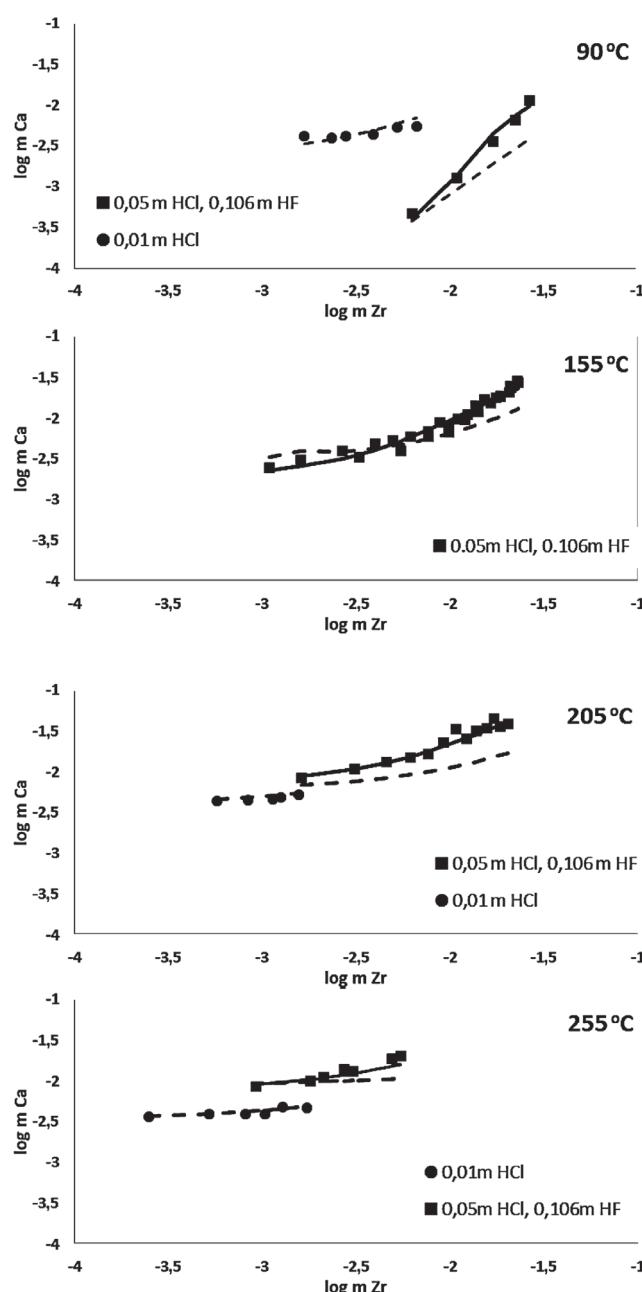


Рис. 1. Растворимость флюорита при разной температуре в зависимости от концентрации циркония при давлении насыщенного пара воды (точки — экспериментальные данные, сплошные линии — расчеты по оптимизированным термодинамическим данным, штриховые линии — расчеты по [Migdisov et al., 2011])

концентрации циркония в экспериментальном растворе.

**Материалы и методика исследования.** Экспериментальное исследование форм переноса циркония изучалось в системе  $\text{ZrOCl}_2\text{—HCl}\pm\text{HF}\text{—CaF}_2$  при 90, 155, 205 и 255 °C и давлении насыщенного пара воды. Эксперименты проводились в зависимости от концентрации  $\text{ZrOCl}_2$ , HF и HCl. Экспериментальный раствор приготовлен путем разбавления кислот. Исходный раствор HCl был приготовлен из стандарт-титра, а HF — из концентрированной кислоты классификации х.ч., концентрация которой определена титрованием.

Цирконий вводился в виде навесок твердой фазы  $\text{ZrOCl}_2\cdot8\text{H}_2\text{O}$  квалификации х.ч. Ряд экспериментов проведен без добавления HF.

Флюорит вводили в опыт в виде цилиндров диаметром 8 мм, высотой 5 мм и массой около 0,7 г, изготовленных из монокристаллов (Калангуйское месторождение). Цилиндры до и после опытов взвешивали на весах «Mettler Toledo AG204» (DeltaRange) после приведения к постоянной массе в эксикаторе. По изменению массы рассчитывали растворимость флюорита в растворе. Растворимость флюорита увеличивается при повышении концентрации циркония. С ростом температуры растворимость флюорита также увеличивается (в среднем на 0,4 логарифмические единицы с увеличением температуры на 60 °C). Результаты обработаны при помощи программы OptimA [Shvarov, 2015].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Ранее в работе [Migdisov et al., 2011] определены константы устойчивости комплексов  $\text{Zr}(\text{OH})_3\text{F}(aq)$  и  $\text{Zr}(\text{OH})_2\text{F}_2(aq)$ . Эти данные использованы для описания полученной растворимости флюорита без учета других фторидных комплексов циркония (рис. 1, штриховая линия). Но эти два комплекса позволяют описать только серию экспериментов, проведенных без добавления HF в растворе.

Эксперименты, проведенные в смешанном растворе HCl и HF, описать с помощью данных [Migdisov et al., 2011] не удалось. Для таких экспериментов были введены фторидные комплексы циркония  $\text{ZrF}_n^{4-n}$ , где  $n=1\div6$ , согласно работам [Noren, 1967; Буслаев, 1962]. Предварительные расчеты с помощью программы HCh с использованием разных комплексов с  $n=1\div6$  показали, что наклон зависимости растворимости флюорита от концентрации циркония в растворе, обнаруженный в эксперименте, может обеспечить только  $\text{ZrF}_6^{2-}$ . Пример для расчета при 205 °C приведен на рис. 2. Этот комплекс позволяет описать растворимость флюорита в смешанном растворе HCl и HF.

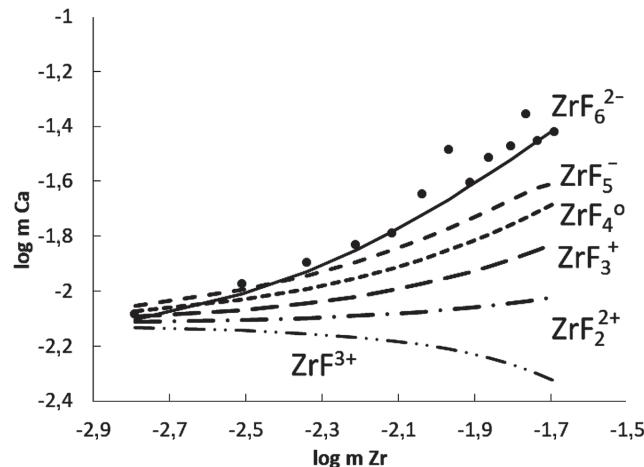


Рис. 2. Расчет растворимости флюорита с использованием различных фторидных форм циркония при 205 °C и давлении насыщенного пара воды

Свободные энергии образования  $ZrF_6^{2-}$  и  $pK$  реакции  $ZrF_6^{2-} = Zr^{4+} + 6F^-$ 

$T, ^\circ C$	90	155	205	255
$pK$	$29,86 \pm 0,13$	$34,03 \pm 0,062$	$38,28 \pm 0,033$	$40,94 \pm 0,079$
$g_T^\circ, \text{ кДж/моль}$	$-2418,28 \pm 0,93$	$-2440,46 \pm 0,509$	$-2468,94 \pm 0,308$	$-2483,7 \pm 0,079$

римость флюорита в опытах с высоким содержанием HF (рис. 1, сплошная линия). При помощи программы OptimA были определены значения свободной энергии Гиббса образования  $ZrF_6^{2-}$  при 90, 155, 205, 255 °C и давлении насыщенного пара воды, которые приведены в таблице. По этим величинам с использованием свободных энергий ионов  $Zr^{4+}$  и  $F^-$  из базы данных Unitherm были рассчитана константа реакции  $ZrF_6^{2-} = Zr^{4+} + 6F^-$ .

Экстраполяция константы этой реакции на другие значения температуры и давления может быть выполнена по уравнению Рыженко–Брызгалина [Рыженко, 1974; Брызгалин и Рафальский, 1982; Shvarov, 2015]:

$$pK^\circ(T, P) = 298,15/T \cdot pK^\circ(298K, 1 \text{ бар}) + f(T, P) \cdot (zz/a)_{\text{эф}},$$

где  $pK^\circ(298K, 1 \text{ бар}) = -\lg K^\circ$  при температуре 298,15 K и давлении 1 бар,  $T$  — абсолютная температура;  $P$  — давление,  $f(T, P)$  — независимая функция, вычисленная по зависимости константы диссоциации воды от температуры и давления;  $(zz/a)_{\text{эф}}$  определяется расположением ионов в комплексе и их зарядом [Борисов, Шваров, 1992]. Значение  $pK^\circ(298K, 1 \text{ бар})$  было принято по работе [Noren, 1967], а эмпирический параметр  $(zz/a)_{\text{эф}}$  рассчитан по экспериментальным данным с помощью программы OptimC, значение которого составило  $8,450 \text{ \AA}^{-1}$  [Shvarov, 2015] (рис. 3).

Рассчитанные параметры для комплекса  $ZrF_6^{2-}$  внесены в базу термодинамических данных Unitherm. С использованием программного комплекса HCh была рассчитана растворимость циркона в условиях гранитного парагенезиса (кварц + мусковит + микроклин) при 25–500 °C и давлении 1000 бар в растворе 0,1 моль/кг NaCl и 0,01 моль/кг KCl с переменным количеством HF. Эти условия соответствуют задаче, рассчитанной в работе [Migdisov et al., 2011], и позволяют установить роль комплекса  $ZrF_6^{2-}$  в гидротермальном переносе циркона. Термодинамические свойства  $Zr^{4+}$ ,  $ZrOH^{3+}$ ,  $ZrO^{2+}$ ,  $HZrO_2^+$ ,  $ZrO_2(aq)$ ,  $HZrO_3^-$  взяты из работы [Shock et al., 1997]. Кислотность раствора определяется минеральным парагенезисом. Результаты расчетов приведены на рис. 4, на нем показаны

формы циркона, содержание которых превышает  $10^{-18}$  моль/кг  $H_2O$  (далее  $m$ ). При концентрации HF =  $10^{-4} m$  равновесная концентрация циркона не превышает  $2 \cdot 10^{-4}$  мг/л, преобладающими комплексами являются  $Zr(OH)_3F(aq)$  и  $HZrO_2^+$ . При концентрации HF =  $10^{-3} m$  доминируют только фторидные комплексы. При температуре ниже 400 °C преобладает  $Zr(OH)_3F(aq)$ , при больших значениях температуры преобладает  $ZrF_6^{2-}$ , при этом равновесная концентрация циркона повышается до 0,5 мг/л. При концентрации HF =  $10^{-2} m$  преобладание  $ZrF_6^{2-}$  предсказывается при температуре выше 300 °C, а равновесная концентрация циркона повышается до 100 мг/л при 450 °C.

**Заключение.** На основе экспериментальных исследований получены термодинамические данные для  $ZrF_6^{2-}$ , с использованием которых рассчитана растворимость циркона в условиях гранитного парагенезиса. Высокой растворимостью циркона в гидротермальных растворах можно объяснить перенос и отложение этого минерала в высокотемпературных постмагматических системах с высокой активностью фтора. Так, отложение циркона в жилах вместе с топазом, бериллом, турмалином и кварцем описано на месторождении самоцветов Шерловая Гора [Юргенсон, Кононов, 2014].

**Финансирование.** Эксперименты выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00075), термодинамические расчеты — при поддержке РНФ (проект № 19-17-00200).

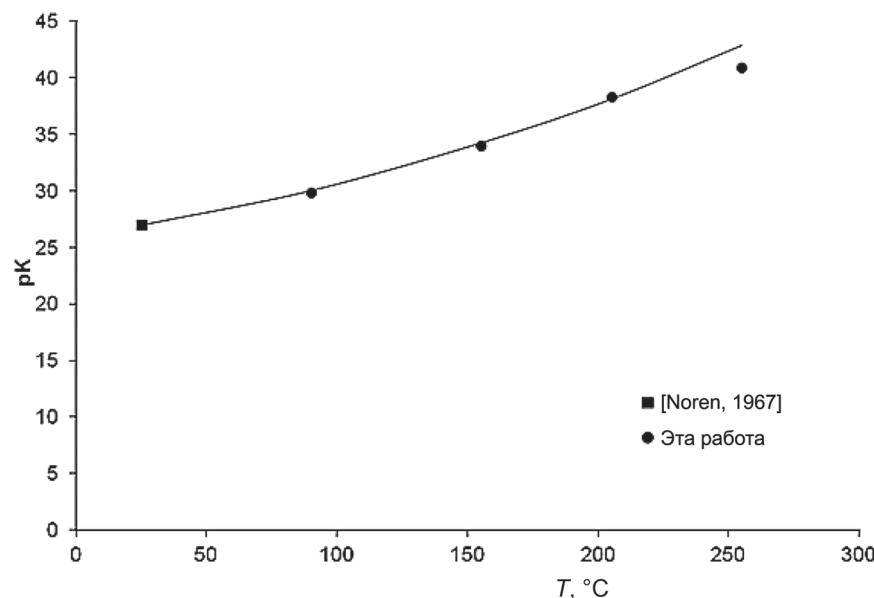


Рис. 3. Зависимость константы равновесия реакции  $ZrF_6^{2-} = Zr^{4+} + 6F^-$  от температуры при давлении насыщенного пара. Сплошная линия — расчет по модели Рыженко–Брызгалина с учетом оптимизированного  $(zz/a)_{\text{эф}}$

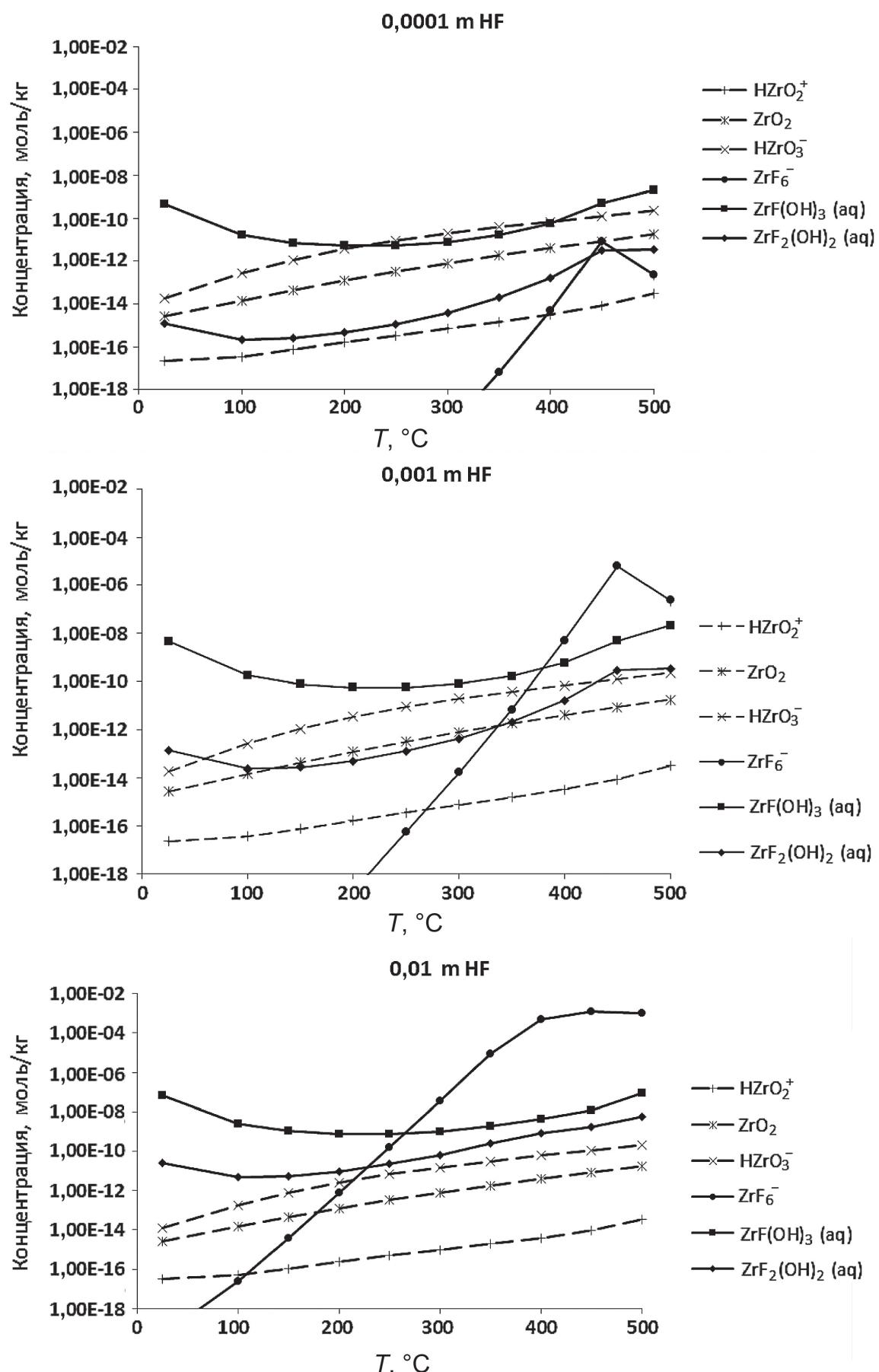


Рис. 4. Концентрация различных форм циркония в равновесии с цирконом в условиях гранитного парагенезиса (кварц + мусковит + микроклин) при 25–500 °C и давлении 1000 бар в растворе 0,1 моль/кг NaCl и 0,01 моль/кг KCl и с переменным количеством HF

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисов М.В., Шваров Ю.В.* Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 256 с.
- Брызгалин О.В., Рафальский Р.П.* Приближенная оценка констант нестойкости комплексов рудных элементов при повышенных температура // Геохимия. 1982. № 6. С. 839–849.
- Буслاءв Ю.А.* Константы нестойкости комплексных фторидов циркония // Журн. неорг. химии. 1962. № 5. С. 1204–1206.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л* Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса массива Нурали (Южный Урал, Россия) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 60–70.
- Лубнина Н.В., Слабунов А.И.* Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорлэнд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 3–15.
- Попова Ю.А., Матвеева С.С., Бычков А.Ю.* и др. Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 178–185.
- Рыженко Б.Н.* Основные закономерности термодинамики процесса электростатической диссоциации в высокотемпературных водных растворах // Геохимия. 1974. № 8. С. 1123–1139.
- Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И., Присягина Н.И.* и др. Экспериментальное определение форм существования циркония в гидротермальных растворах // Геохимия. 2008. № 4. С. 364–375.
- Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С.* и др. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива АЮ-ДАГ (ГОРНЫЙ КРЫМ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 70–78.
- Тарнопольская М.Е., Бычков А.Ю., Шваров Ю.В., Попова Ю.А.* Экспериментальное исследование растворимости флюорита в кислых растворах как метод изучения фторидных комплексов бора // Геохимия. 2017. № 4. С. 329–334.
- Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Тевелев А.В., Шкурский Б.Б.* Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.
- Юргенсон Г.А., Кононов О.В.* Шерловая Гора: месторождение самоцветов и редких металлов // Минерал. альманах. 2014. № 19 (2). С. 12–93.
- Ahrland S., Karipides D., Noren B.* The fluoride and sulphate complexes of zirconium(IV) // Acta Chem. Scand. 1963. Vol. 17. P. 411–424.
- Connick R.E., McVey W.H.* The Aqueous Chemistry of Zirconium // J. Amer. Chem. Soc. 1949. Vol. 71, N 9. P. 3182–3191.
- Migdisov Art.A., Williams-Jones A.E., van Hinsberg V., Salvi S.* An experimental study of the solubility of baddeleyite ( $ZrO_2$ ) in fluoride-bearing solutions at elevated temperature // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 75, N 23. P. 7426–7434.
- Noren B.* The fluoride complexes of zirconium (IV) // Acta Chem. Scand. 1967. Vol. 21. P. 2457–2462.
- Shvarov Yu.V.* A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Appl. Geochem. 2015. N 55. P.17–27.
- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A.* Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // Geochim. et Cosmoch. Acta. 1997. Vol 61, N 5. P. 907–950.

Поступила в редакцию 18.02.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 25.04.2019

## УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2019 г.

	№	С.
Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Микростроение оксидных железомарганцевых руд Мирового океана как доказательство их бактериальной природы .....	6	3
Агибалов А.О. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях Северного Приладожья как индикатор сейсмотектонических процессов .....	2	17
Алексеев А.С., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Зеркаль О.В., Ростовцева Ю.И. Погребенный оползневой блок в разрезе среднеюрских отложений на территории Москвы .....	3	28
Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г. Вариации содержания Та и Nb в плюмазитовом гаплогранитном высокофтористом расплаве в связи с изменением ассоциации ликвидусных фаз .....	3	61
Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Е. Зона <i>Tirnovella occitanica</i> в районе Феодосии (Восточный Крым) .....	1	26
Божко Н.А. Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности .....	6	11
Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И. Новейшие структуры Западного Таймыра .....	6	17
Василевский П.Ю., Пин Ван. Оценка скорости фильтрации из русла реки по данным суточных колебаний температуры донных отложений на примере р. Хэйхэ (Внутренняя Монголия, Китай) .....	6	81
Вознесенский Е.А. Общая генетическая классификация техногенных грунтов .....	5	3
Бычков А.Ю., Попова Ю.А., Киквидзе О.Е., Лубнина Н.В. Термодинамическая модель химического перемагничивания на примере палеовулкана Гирвас Онежской структуры (Карельский кратон) .....	1	37
Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Ростовцева Ю.И., Иванов А.В. Климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде и кайнозое .....	5	30
Гриневский С.О., Спорышев В.С., Самарцев В.Н. Модельный анализ влияния климатических изменений на балансовую структуру эксплуатационных запасов приречного месторождения подземных вод .....	4	45
Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю. Новые седиментологические, магнито-стратиграфические и палинологические данные для разреза Алан-Кыр (Центральный Крым) .....	6	24
Гурский Ю.Н. Распределение микроэлементов в иловой воде и донных осадках Черного моря .....	3	14
Дергачев А.Л. Глобальные факторы свинцово-цинкового рудообразования .....	4	3
Карпов Ю.А., Балушкина Н.С., Ступакова А.В., Фомина М.М., Топчий М.С., Миахахова А.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Критерии распространения нефтепродуктивных пород баженовской высокоуглеродистой формации с развитой системой поровой емкости в керогене .....	2	70
Киреева Т.А., Бычков А.Ю., Зубков М.Ю. Особенности микрокомпонентного состава поровых растворов пород баженовской свиты Западной Сибири .....	6	49
Конышев А.А., Алферьева Я.О., Аносовва М.О., Русак А.А., Корепанов Я.И. Состав слюд гранитов Салминского батолита как индикатор формирования Nb-Ta минерализации .....	3	69
Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Разработка ликвидусного термобарометра для моделирования равновесия оливин–расплав .....	5	63
Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? .....	3	3
Кошурников А.В., Котов П.И., Агапкин И.А. Влияние засоленности на акустические и электрические свойства мерзлых грунтов .....	6	99
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В., Гаврилов А.Е. Эпигенетические изменения кислых вулканитов кровли доюрского комплекса в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты .....	3	35

	№	С.
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В., Гаврилов А.Е. Изотопный состав углерода и кислорода вторичных карбонатов в вулканитах доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты .....	5	38
Куликов В.А., Аношина С.А., Бобачев А.А., Соловьева А.В., Турчков А.М., Яковлев А.Г. Комплексные геофизические исследования озового тела в Калужской области .....	3	87
Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И. Новые данные об океаническом бескислородном событии (OAF2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым) .....	3	21
Лехов А.В., Киреева Т.А. Кольматация пород-коллекторов при эксплуатации нефтяных месторождений в результате катионного обмена .....	6	59
Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю., Устинова М.А., Никитин М.Ю., Реентович А.В. Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) .....	1	46
Лыгина Е.А.. Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне .....	1	70
Мартюшев Д.А.. Галкин С.В., Шелепов В.В. Влияние напряженного состояния горных пород на матричную и трещинную проницаемость в условиях различных литолого-фациальных зон турнен-фаменских нефтяных залежей Верхнего Прикамья .....	5	44
Назарова В.М., Гатовский Ю.А. «Конодонтовый жемчуг» из девонских отложений в европейской части России .....	6	35
Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Мазуевская флора (нижнепермские отложения Среднего Приуралья): новые данные о таксономическом составе и палеоэкологии .....	6	43
Немцов В.С. Сравнение методик расчета коэффициента неупругого поглощения на примере модельных сейсмических данных .....	4	63
Ошкун А.Н., Коньков А.И., Тарасов А.В., Шувалов А.А., Игнатьев В.И. Методы минимизации и подавления корреляционных шумов одновременно работающих источников в вибросейсморазведке .....	1	98
Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы .....	3	13
Питьева К.Е., Баарановская Е.И. Характеристика состава подземных вод, пород и углеводородных газов в сорбированной форме нефтегазоносного рифейского комплекса на примере Куюмбинской структуры (Сибирь) .....	5	76
Поздняков С.П., Гриневский С.О., Дедюлина Е.А., Самарцкв В.Н. Модельный анализ наблюдаемых и прогнозных климатических изменений инфильтрационного питания подземных вод в бассейне малой реки .....	3	78
Промыслова М.Ю., Брянцева Г.В., Демина Л.И., Косевич Н.И. Новейшие структуры Гераклейского полуострова (Юго-Западный Крым) .....	2	8
Пущаровский Д.Ю., Степанов П.Ю., Николаева С.К., Крылов О.В. Образовательные стандарты геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова: поиск ответов на вызовы времени .....	2	3
Радченко К.А., Коробова Н.И., Большаякова М.А., Ступакова А.В., Завьялова А.П., Чупахина В.В. Литолого-геохимическая характеристика естественных входов доманиковых отложений в районах Предуральского краевого прогиба Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна .....	4	28
Родькина И.А., Казак Е.С. Количественное определение связанной воды в породах баженовской свиты .....	4	34
Рослякова А.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Макарова О.М., Козлова Е.В. Строение порового пространства коллекторских интервалов баженовской свиты Приобского месторождения Западной Сибири .....	2	39
Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова .....	5	19
Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. История формирования раннекаменноугольной габбро-гранитной формации Южного и Среднего Урала .....	5	10
Сорокин В.М., Росляков А.Г. Строение и состав осадочных волн в Среднем Каспии .....	1	82

№ С.

Спиридов Э.М., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н., Путинцева Е.В., Семиколенных Е.С., Фролова Ю.В. Островодужные авгит-битовнит-лабрадоровые дациты Карадага, Крым . . . . .	5	54
Спиридов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Армоколитсодержащие островодужные плагиолерцолиты и оливиновые габбронорит-долериты района Балаклавы, Крым . . . . .	3	51
Старовойтов А.В., Валиуллина К.З., Ошкен А.Н., Пятилова А.М. Строение осадочного чехла на пресноводных озерах полуострова Киндо вблизи Беломорской биологической станции МГУ по данным георадиолокации и бурения . . . . .	6	87
Степанов И.А., Казанский А.Ю., Киселев Д.Н., Косарева Л.Р., Рогов М.А., Тесакова Е.М., Щепетова Е.В., Шурупова Я.А. Возможности петромагнитных методов при палеоэкологических реконструкциях на примере юрских отложений (келловей–нижний оксфорд) разреза Михайловцемент (Рязанская область) . . . . .	2	30
Судакова М.С., Владов М.Л. Экспериментальное исследование акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температуры от –20 до +20 °C . . . . .	4	55
Тевелев Ал.В., <b>Тевелев Арк.В.</b> , Хотылев А.О., Прудников И.А., Кошелева И.А., Володина Е.А., Мосейчук В.М. Тектоническая обстановка в районе Катав-Ивановских землетрясений в сентябре 2018 г. (Южный Урал) . . . . .	2	23
Токарев М.Ю., Полудеткина Е.Н., Старовойтов А.В., Пирогова А.С., Корост С.Р., Ошкен А.Н., Потемка А.К. Характеристика газонасыщенных отложений Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустических и литолого-geoхимических исследований . . . . .	1	107
Топчий М.С., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Фомина М.М., Карпов Ю.А., Козлова Е.В., Фадеева Н.П. Распределение органического вещества в породах баженовской высокоглубокой формации . . . . .	2	46
Трофимов В.Т., Королев В.А. О логической структуре и содержании общей теории инженерной геологии и ее научных направлений . . . . .	4	70
Трофимов В.Т., Харькина М.А., Жигалин А.Д., Барабошкина Т.А. Техногенная трансформация экологических функций абиотических сфер Земли под влиянием военной деятельности . . . . .	1	3
Тюрин А.И., Исаев В.С., Сергеев Д.О., Тумской В.Е., Волкова Н.Г., Соколов И.С., Комаров О.И., Кошурников А.В., Гунар А.Ю., Комаров И.А., Ананьев В.В. Совершенствование полевых методов инженерно-геокриологических исследований . . . . .	2	70
Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. Известковый нанопланктон меловых отложений в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма . . . . .	1	57
Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна . . . . .	4	11
Хотылев О.В., Балушкина Н.А., Вишневская В.С., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Рослякова А.С. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири . . . . .	1	92
Шемякина Е.М. Дистанционное зондирование как метод прогнозирования платинометалльного оруденения на основе результатов изучения Восточного сектора Бушвельдского комплекса . . . . .	4	20
Шиманов А.А., Комаров И.А., Киреева Т.А. Особенности изменения химического состава криопэгов полуострова Ямал в процессе криогенного концентрирования . . . . .	6	73
Штенгелев Р.С. О действующих гидрогеологических скважинах на сеточных моделях . . . . .	6	68
Юрченко А.Ю., Потапова А.С., Бумагина В.А., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хотылев О.В. Морфологическая и литогенетическая типизация карбонатных пород абалакско-баженовского комплекса . . . . .	3	44

#### Краткие сообщения

Алешин М.И., Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А. Изучение придонных осадков в Петрозаводской губе Онежского озера с помощью комплексирования геолого-геофизических методов изучения донных отложений . . . . .	4	98
Зайцев С.В. Опыт применения трехмерной инверсии для большого объема магнитотеллурических данных . . . . .	5	86

	№	С.
Е Юаньцю, Лукша В.А. Комплексы глинистых минералов в четвертичных осадках каньонно-конусной системы р. Шахе (Черное море) .....	1	115
Лебедев А.Л., Авилина И.В. Экспериментальные исследования кинетики растворения гипсоангидритов в воде .....	3	93
Лю И, Перчук А.Л., Зиновьевна Н.Г. Свидетельство кумулусной кристаллизации и локальные проявления эклогитового метаморфизма в оливиновом габбро комплекса Марун-Кей (Полярный Урал) .....	2	94
Пирогова А.С. Разделение частотно-зависимых эффектов рассеяния и поглощения сейсмических волн посредством совместной инверсии данных ВСП и скважинных каротажей .....	4	94
Тарнопольская М.Е., Бычков А.Ю. Экспериментальное исследование устойчивости $ZrF_6^{2-}$ в гидротермальных растворах при 90–255 °C .....	6	107
Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Особенности строения высокоуглеродистых пород на примере нижнесилурийских отложений в депрессии Сычуань платформы Янцзы (КНР) .....	4	84
Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью .....	4	89
Чепиго Л.С., Ткаченко Н.С., Лыгин И.В. Определение параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере .....	2	82
Шайхуллина А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Сравнительный анализ строения тектоносферы поднятий Конрада и Афанасия Никитина по геофизическим данным (Индийский океан) .....	2	88
Шевнин В.А., Матвейчук Д.И., Дернова А.С. Картирование сопротивления воды с использованием воды из луж .....	5	82
Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Еремин Н.И. Изотопный состав и особенности геохимии руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) .....	4	78

**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 описаниедается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для непериодических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, 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), рисунки 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!

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

**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 Лунд, 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  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**Т.В. ГЕРЯ** — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Г. КОЩУГ** — 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.К. ХМЕЛЕВСКОЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.В. ШЕЛЕПОВ** — 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 22.12.2018. Формат 60×90<sup>1/8</sup>.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11 201. 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”)

---

---