

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 5 · 2021 · СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Трофимов В.Т. Теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки, построенные на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли	3
Божко Н.А. К вопросу о количестве суперконтинентов протерозоя	13
Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диценко А.Н. Новейшая тектоника северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и ее отражение в характеристиках самоподобия гидросети	19
Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Дергачев А.Л. Поиски перекрытого эндогенного оруденения по результатам палеовулканических реконструкций	31
Казак Е.С., Корзун А.В., Ахманов Г.Г., Бакай Е.А. Геохимия поровых вод донных отложений в северо-восточной части шельфа Баренцева моря	39
Зорин Н.И., Яковлев А.Г. Гибридная приемная линия для измерения электрического поля в широкой полосе частот	54
Голованова О.В., Питьева К.Е. Водоносный комплекс неоплейстоцена в регионе разработки Астраханского газоконденсатного месторождения: специфика, структуры, модели формирования	61
<i>Краткие сообщения</i>	
Савенко А.В., Савенко В.С. Условия образования селлита в соляных отложениях	71

CONTENTS

Trofimov V.T. Theoretical foundations of geoecology as an interdisciplinary science, built on the basis of the concept of ecological functions of abiotic spheres of the Earth	3
Bozhko N.A. On the question of the number of Proterozoic supercontinents	13
Simonov D.A., Zakharov V.S., Gilmanova G.Z., Didenko A.N. Neotectonic vertical movements of Northern Sikhote-Alin and adjacent territories and its relationship with the characteristics of the stream network	19
Kotelnikov A.E., Dyakonov V.V., Dergachev A.L. Exploration of overlapped endogenous mineralization on the basis of paleovolcanic reconstructions	31
Kazak E.S., Korzun A.V., Akhmanov G.G., Bakai E.A. Pore waters geochemistry of bottom sediments in the northeastern part of the Barents sea	39
Zorin N.I., Yakovlev A.G. Hybrid receiving line for broadband electric field measurement	54
Golovanova O.V., Pitjeva K.E. Neopleistocene aquifer system in the astrakhan gas condensate field: specifics, structure and models of formation	61
<i>Brief communication</i>	
Savenko A.V., Savendo V.S. Conditions for the formation of sellaite in saline deposits ..	71

УДК 55; 504; 524

В.Т. Трофимов¹

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВАНИЯ ГЕОЭКОЛОГИИ КАК МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОЙ НАУКИ, ПОСТРОЕННЫЕ НА БАЗЕ КОНЦЕПЦИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ АБИОТИЧЕСКИХ СФЕР ЗЕМЛИ

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

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

Определены шесть научно-содержательных парадоксов современного состояния геоэкологии. Сформулированы новые теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки, разработанные на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли. Они включают представления о содержании, объекте, предмете, логической и научной структурах геоэкологии, геоэкологических условиях и их состоянии, положении геоэкологии в системе наук о Земле и биосфере.

Ключевые слова: геоэкология, экологические функции, абиотические сферы Земли, логическая структура, геоэкологические условия.

Six scientific-informative paradoxes of the current state of geoecology are determined. New theoretical foundations of geoecology as an interdisciplinary science, developed on the basis of the concept of ecological functions of Earth abiotic spheres, are formulated. They include ideas about the content, object, subject, logical and scientific structures of geoecology, geoecological conditions and their condition, the position of geoecology in the system of sciences about the Earth and the biosphere.

Key words: geoecology, ecological functions, abiotic spheres of the Earth, logical structure, geoecological conditions.

Введение. Термин «геоэкология», введенный немецким географом К. Троллем в начале шестидесятых годов прошлого века как синоним его же термина «ландшафтная экология», чрезвычайно быстро завоевал умы исследователей. Его новизна, красивое звучание, возможность перевода на русский язык в разных по содержанию вариантах привлекли в СССР и новой России внимание *не только географов-ландшафтоведов, но и географов других специальностей, геологов, представителей ряда технических специальностей, работников высшей школы*, в итоге появилось большое количество публикаций, в которых содержание геоэкологии рассматривалось по-разному. Это привело к многоликости понимания ряда основополагающих положений геоэкологии, термин «геоэкология» потерял исходное содержание. Он стал, по сути, термином свободного пользования. *Этим обусловлены парадоксы современной геоэкологии, которые, строго говоря, поставили вопрос о возможности относить ее к новой, уже сформировавшейся науке.*

К числу важнейших, фундаментальных по значению парадоксов современной геоэкологии отнесены [Трофимов, 2009, 2020]: 1) многоликость понимания содержания геоэкологии, не свойственная сформировавшимся наукам; 2) многоликое понимание структуры геоэкологии как науки;

3) отсутствие четко определенных, а главное, общепризнанных теоретических задач геоэкологии; 4) неоднозначное отношение исследователей к необходимости изучения при геоэкологических работах влияния параметров абиотических сред на состояние биоты; 5) различные взгляды на проблему изучения воздействия природных и антропогенных факторов на экосистемы; 6) неразработанность вопроса о междисциплинарном характере геоэкологии как науки. К этой же категории относится отсутствие общепризнанных теоретических оснований геоэкологии, неразработанность ее терминологической базы. Такая ситуация требовала широкого научного обсуждения. Но геоэкологическая общественность и ее лидеры не проявляли активности в этом вопросе. Именно это обусловило, как полагает автор, появление статьи «Геоэкология — наука, которой нет» [Богданов, 2014].

Еще в первом десятилетии XXI в. был выдвинут новый подход к разработке теоретических основ геоэкологии [Трофимов, 2005, 2006]. Он основывался на использовании разрабатываемой в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова концепции экологических функций абиотических сфер Земли. Ее позиции и значение для становления нового содержания

¹ Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий кафедрой, докт. геол.-минер. н., профессор; *e-mail: trofimov@rector.msu.ru*



Рис. 1. Назначение экологических функций абиотических сфер Земли, по [Трофимов, 2005]

геоэкологии освещены в статьях [Трофимов, 2020; Трофимов, Куриленко, 2015]. Итоги разработки концепции изложены в монографии «Экологические функции абиотических сфер Земли» [Трофимов и др., 2018]. Эта публикация позволила по-новому сформулировать многие позиции теоретических оснований геоэкологии как междисциплинарной науки.

Экологические функции абиотических сфер Земли и их типы². Под экологическими функциями абиотических сфер Земли предложено понимать все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение этих геосфер (атмосферы, гидросферы, литосферы и педосферы), включая их состав, объем, динамику функционирования, геохимические и геофизические поля, в жизнеобеспечении биоты, в первую очередь человеческого сообщества [Трофимов, 2006]. Это представляется правомерным, поскольку основное с рассматриваемой точки зрения предназначение всех абиотических сфер Земли — литосфера, педосфера, атмосфера и гидросфера — ресурсное и энергетическое обеспечение жизни и развития биоты (рис. 1). Это в полной мере согласуется с идеями В.И. Вернадского, которые еще в 1920–1930 гг. были оформлены им в виде теперь уже признанной всем научным миром концепции биосфера как геологической оболочки Земли, включающей атмосферу, гидросферу и верхнюю часть литосферы [Вернадский, 1989].

Основное предназначение экологических функций всех абиотических сфер земли — ресурсное и энергетическое обеспечение функционирования биоты. Оно (предназначение) реализуется ресурсной, геодинамической, геохимической и геофизической экологическими функциями каж-

кой абиотической сферы Земли (рис. 1), которые рассматриваются в качестве типов.

Содержание этих функций определено следующим образом:

— *ресурсная экологическая функция абиотических сфер Земли* определяет роль минеральных, органоминеральных и органических твердых, жидким и газообразных ресурсов литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы, а также литосферного, атмосферного и гидросферного пространства для жизни и развития биоты в качестве как биогеоценоза, так и социальной структуры;

— *геодинамическая экологическая функция абиотических сфер Земли* отражает способность литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы влиять на условия жизни биоты, ее состояние, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные процессы и явления;

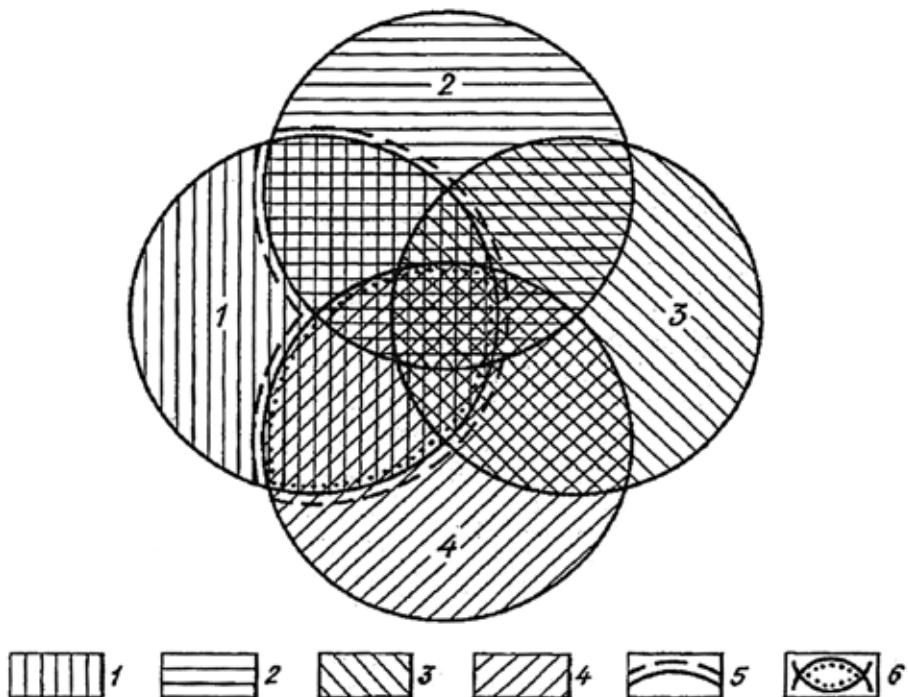
— *геохимическая экологическая функция абиотических сфер Земли* определяет свойства геохимических полей литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы природного и техногенного происхождения влиять на условия жизни и состояние биоты в целом, включая здоровье человека;

— *геофизическая экологическая функция абиотических сфер Земли* отражает свойства геофизических полей литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы природного и техногенного происхождения влиять на условия жизни биоты в целом, включая здоровье человека [Трофимов, 2006, 2020].

Содержание понятия «геоэкология» и ее объем. Понимание содержания геоэкологии чрезвычайно многообразно: от междисциплинарной науки, изучающей «в естественных и техногенно нарушенных природных условиях закономерные изменения в литосфере» [Сычев, 1991], науки, изучающей законы взаимодействия литосферы и биосферы [Клубов, Прозоров, 1993] и междисциплинарной науки об экологических проблемах геосфер [Осипов, 1993, 1997] до междисциплинарной науки об экосфере [Голубев, 1990, 2002], состояниях окружающей среды, сохранении ее жизнеобеспечивающих ресурсов [Розанов, 2015а, б] и междисциплинарной области знаний, рассматривающей «экологические последствия природных и антропогенных процессов, происходящих в геосферах Земли» [Григорьева, 2013].

² Концепция экологических функций абиотических сфер Земли включает следующие составляющие: 1) понятие «экологические функции абиотических сфер Земли» и их типы; 2) закономерности их формирования; 3) характеристики морфологических особенностей экологических функций абиотических сфер Земли и их значение для биоты; 4) трансформация экологических функций в эпоху техногенеза и ее экологические последствия; 5) взаимодействие абиотических сфер Земли между собой, техносферой, их экологические последствия.

Рис. 2. Соотношение предметных полей наук о жизни и об абиотических сферах Земли, по [Трофимов, 2006]: 1 — науки о жизни; 2 — науки об атмосфере; 3 — науки о поверхностной гидросфере; 4 — науки о литосфере; 5 — граница совместных объектных и предметных полей наук о Земле и биологии, формирующих поле и содержание междисциплинарной науки — геоэкологии; 6 — граница области исследований экологической геологии



В последнее десятилетие содержание геоэкологии в публикациях принимается в основном в «широком» содержании.

Автор является сторонником этой позиции. Еще в работе [Трофимов, Зилинг и Аверкина, 1964] после критического анализа взглядов широкого круга авторов было предложено рассматривать геоэкологию как междисциплинарную науку, изучающую состав, структуру, закономерности функционирования и эволюции естественных (природных) и антропогенно преобразованных экосистем высокого уровня организации. Позже, после ознакомления с работой Н.Ф. Реймерса [1990], который рассматривал геоэкологию как «раздел экологии (по другим воззрениям — географии), исследующий экосистемы (геосистемы) высоких иерархических уровней — до биосфера включительно», пришло убеждение в правильности принятой авторами концепции. И хотя через некоторое время Н.Ф. Реймерс [1994] сузил содержание геоэкологии до раздела экологии, исследующего закономерности пространственного размещения ландшафтов, эта позиция не изменилась, так как названные им ландшафтные «выделы» — тоже экосистемы.

После введения понятия «экологические функции абиотических сфер Земли» и разработки вопроса об экологических функциях объектов, изучаемых разными естественными науками, автор принципиально по-новому определил теоретическое содержание геоэкологии (с учетом того, что в ее рамках решаются морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи): геоэкология — междисциплинарная наука, изучающая экологические функции абиотических сфер Земли, закономерности их формирования и пространственно-временного

изменения под влиянием природных и антропогенно обусловленных техногенных причин в связи с жизнью и деятельностью биоты, и прежде всего человека [Трофимов, 2005; 2006] и в дальнейшем придерживался этой позиции [Трофимов, 2009–2020].

Приняв такое содержание геоэкологии, ее объем стал рассматриваться как поле пересечения наук о жизни, атмосфере, поверхностной гидросфере и литосфере (рис. 2). Исходя из этого во всех науках, изучающих такой объект, правомерно формирование экологически ориентированных направлений, которые следует называть с прилагательным «экологическая»: экологическая физика, экологическая география, экологическая геология, экологическая химия и т. п.

Вышеприведенная редакция определения содержания геоэкологии могла вызывать вопросы, поскольку в ней нет слова «экосистема». Это так. Но в этом определении содержатся две необходимых составляющих экосистемы (рис. 3) — «экологические функции абиотических сфер Земли», характеризующие особенности экотопа экосистемы, и биота, включая человека — биоценоз экосистемы, а также типы воздействий на нее. Эти вопросы и пояснение свидетельствуют о необходимости корректировать эту редакцию.

Уточненная формулировка содержания понятия «геоэкология» представляется в такой редакции: геоэкология — междисциплинарная наука, изучающая экологические функции абиотических сфер Земли (экотопа экосистем), закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием современных природных и антропогенных воздействий в связи с жизнью и деятельностью биоты, включая человека (биоценоза экосистем).

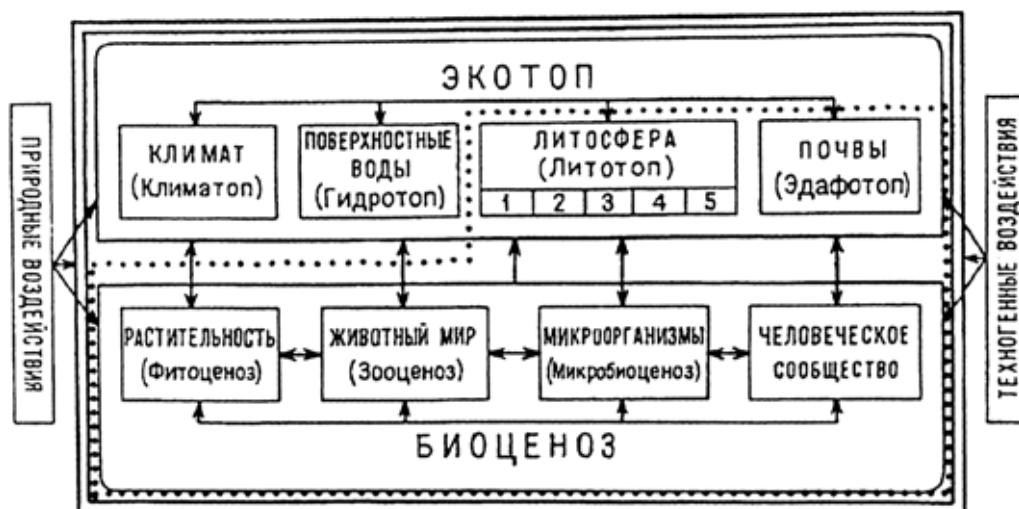


Рис. 3. Схема структуры экосистемы с учетом геологической составляющей и классов воздействия на нее. Точкаами выделены границы эколого-геологической системы, по [Трофимов, 2009]: 1–5 — параметры литосферы: 1 — состав, строение, состояние и рельеф массивов горных пород; 2 — подземные воды; 3 — геохимические поля; 4 — геофизические поля; 5 — современные эндо- и экзогенные процессы

Объект и предмет геоэкологии. *Объект геоэкологии* как междисциплинарной науки, так же, как ее содержание, неодинаково понимается разными авторами. Диапазон объема этого понятия широк: от экосистемы до окружающей среды [Розанов, 2006–2015], экосфера [Голубев, 1990] и экосистемы Земля «со всеми входящими ее компонентами» [Григорьева, 2013]. Чаще всего в качестве объекта геоэкологии называют экосистемы или геосистемы разных иерархических уровней.

В рамках принятой концепции **объектом изучения геоэкологии следует признать экосистемы различных иерархических уровней, экологические функции их абиотических сред — компонентов экотопа, сформированных природными процессами прошлых эпох и трансформированных современными природными и антропогенными воздействиями, обеспечивающими или осложняющими функционирование Живого — биоценоза экосистем.**

Под **предметом геоэкологии** большинство авторов понимают систему знаний о структуре, динамике, состоянии экосистем (геосистем) и их реакции на природные и антропогенные воздействия. Но есть и иные взгляды. Так, в работе [Розанов, 2015а] выдвинута идея о том, что предметом исследования геоэкологии должны рассматриваться *геоэкологические процессы* в окружающей среде, под которыми Л.Л. Розанов подразумевает, как понимает автор, изменение здоровья людей и жизнедеятельности человека и другие изменения в живых организмах.

В рамках принятой концепции **под предметом изучения геоэкологии понимается система знаний об экологических функциях и свойствах абиотических сфер Земли экосистем разных иерархических уровней и оценка влияния (узкий подход) и взаимодействия (широкий подход) этих функций с Живым экосистем.**

О логической структуре геоэкологии. Один из центральных аспектов любого естественнонаучного знания — вопрос о логической структуре науки, включающей в себя основания науки, основные понятия, теории и идеи, законы. Исходя из пред-

ставления о том, что *геоэкология является междисциплинарной наукой*, ее логическая структура должна формироваться как за счет ассилиации определенных элементов логической структуры различных естественных наук, привлекаемых для решения экологических задач, так и своей собственной логической основы. При этом ассилиация носит не механический характер, а подчинена вполне определенным закономерностям, логике экологического подхода. Следовательно, общее поле логической структуры геоэкологии включает в себя определенные по объему части поля логической структуры различных наук, прежде всего изучающих абиотические сферы Земли и биоту, и свою «собственную часть логической основы», тот стержень, который позволяет целенаправленно использовать привлекаемые идеи и материалы этих наук.

В схематическом виде такая трактовка вопроса отражена на рис. 4. Приведенная на этом рисунке схема свидетельствует о мозаичности поля логической структуры геоэкологии и дает представление о вкладе этих наук в ее логическую структуру.

По содержанию рисунка сделаем два замечания: 1) на этом рисунке среди наук, вносящих вклад своими идеями и материалами в логическую структуру геоэкологии и оцениваемых в ее рамках с экологическими позиций, показаны уже действительно сложившиеся экологически ориентированные направления классических наук. Кроме того, сознательно помечены «чистые поля», очерченные эллипсовидным контуром: кто-то из исследователей сочтет возможным (нужным) заполнить часть из них в настоящее время, а какие-то из них будут «заняты» позже вновь сформировавшимися экологически ориентированными научными направлениями (число таких полей при необходимости может быть увеличено);

2) объемы уже заполненных названиями конкретных наук полей, очерченных эллипсовидными контурами, «выдвинуты» в площадь поля логической структуры геоэкологии неодинаково. Этим

приемом отражен уровень вклада данной науки в логическую структуру геоэкологии: чем больше «выдвинутость», тем выше вклад. С такой оценкой вклада названных наук ряд исследователей могут не согласиться, но очевидно, что наибольший вклад вносят экологические направления классических естественных наук, изучающие абиотические сферы Земли и биоту.

Принятое в статье понимание экологических функций абиотических сфер Земли позволяет отнести к важнейшим элементам собственной части логической структуры геоэкологии следующие позиции:

1) положение о том, что современные структура, свойства и закономерности пространственного распределения экологических функций абиотических сфер Земли есть результат историко-геологического развития взаимодействия всех природных сред и техносферы;

2) положение о том, что динамика изменения экологических функций абиотических сфер Земли и их компонентов (скорость, характер, объем и др.) обусловлены их природными свойствами, видом и интенсивностью природных воздействий геосфер Земли, а на освоенных территориях — и антропогенными процессами;

3) закон соответствия при взаимодействии организмов с окружающей средой [Одум, 1986];

4) закон соответствия характера развития общества и состояния природной среды (основной экологический закон) [Гирузов, 1981].

Второй позицией, которая обсуждается при рассмотрении структуры любого естественно-научного знания, является вопрос об уровнях организации и таксономии объектов изучения. В геоэкологии он в явном виде не обсуждался. По аналогии с геологическим и географическим знанием целесообразно выделять следующие уровни организации объекта изучения геоэкологии: глобальный, региональный, локальный; необходимость выделения элементарного уровня, который обособляется, например, в экологической геологии, требует обсуждения. Каждый из этих выделенных таксономических уровней организации объекта изучается определенным комплексом дисциплин разных наук, участвующих в формировании логической структуры геоэкологии, в первую очередь изучающих экологические функции абиотических сфер Земли, каждая из которых опирается на свои теории и идеи.

Роль и место различных комплексов дисциплин в формировании логической структуры геоэкологии можно раскрыть через эту взаимосвязь путем рассмотрения экологических функций абиотических сфер Земли с учетом уровней ее организации. Для наглядности это можно отразить в форме двухрядной таблицы, в горизонтальных строках которой приведены уровни организации объекта, а в вертикальных столбцах — экологиче-

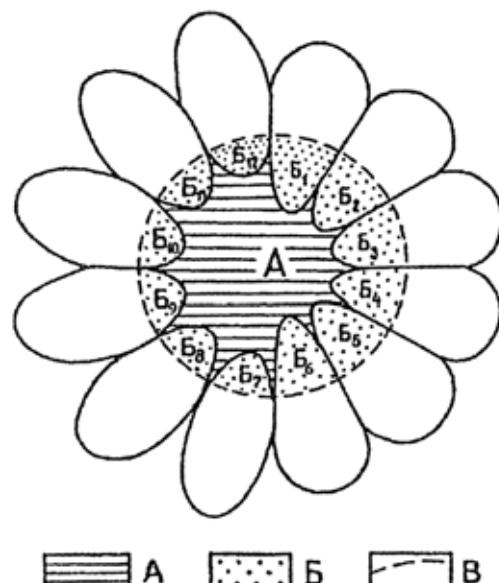


Рис. 4. Принципиальная схема строения общего поля логической структуры геоэкологии: А — «собственная часть» логической основы логической структуры геоэкологии; Б — части логической структуры экологически ориентированных наук, используемые в геоэкологии: Б₁ — экологическая геология, Б₂ — экологическая география, Б₃ — экологическое почвоведение, Б₄ — экологическая гидрология, Б₅ — экологическая океанология, Б₆ — экологическая «атмосферология», Б₇ — науки о Живом, Б₈ — экологическая физика, Б₉ — экологическая химия, Б₁₀ — экологическая медицина, Б₁₁ — ?, Б₁₂ — ?; В — контуры общего поля логической структуры геоэкологии

ские функции. В прямоугольниках этой таблицы, образующихся на пересечении вертикальных и горизонтальных линий, разделяющих таксоны этих рядов, перечисляются комплексы дисциплин, позволяющие изучать экологические функции абиотических сфер разных уровней организации последних и принимающих участие в формировании теоретического базиса геоэкологии как междисциплинарной науки.

Создание такого произведения — задача сложная. Необходимо, в первую очередь, разработать документы подобного содержания во всех экологически ориентированных науках, исследующих экологические функции абиотических сфер Земли. Но пока такое построение выполнено только в экологической геологии [Теория..., 1997; Трофимов, Зилинг, 2002].

Структура геоэкологии как междисциплинарной науки. В классическом варианте структура любой науки определяется отношением ее частей — научных направлений этой науки, выделяемых по объекту и предмету науки и отвечающих определенным знаниям. И большинство авторов придерживались этой позиции и в геоэкологии. Это отчетливо видно в построениях и В.И. Осипова [1997], и В.В. Куриленко [2004], и В.Л. Бочарова [2004]. По существу геоэкология расчленялась на части, каждая из которых развивалась своим путем, поскольку общепринятой теоретической базы геоэкологии создано не было.

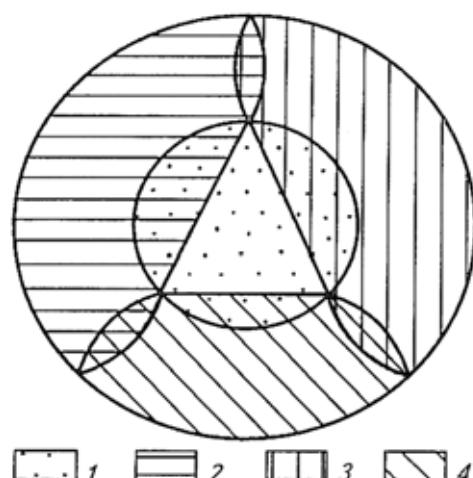


Рис. 5. Научные разделы геоэкологии и их соотношение: 1 — геоэкологическое ресурсоведение; 2 — геоэкологическая геодинамика; 3 — геоэкологическая геохимия; 4 — геоэкологическая геофизика

Необходим был поиск альтернативного(ых) варианта(ов), который бы связал все структуры единым теоретическим стержнем. Для геоэкологии этот вопрос сложный. С одной стороны, она не имеет статуса классической (традиционной) науки в общепринятоом понимании — она шире по содержанию отдельно взятых наук. С другой стороны, геоэкология «наднаучное» в этом плане междисциплинарное образование в науках о Земле. В итоге был выбран вариант структуризации геоэкологии по типам экологических функций, свойственных всем абиотическим сферам Земли.

В структуре геоэкологии выделено несколько научных направлений, ответственных за изучение определенных типов экологических функций абиотических сфер Земли. К таковым относятся геоэкологическое ресурсоведение, геоэкологическая геодинамика, геоэкологическая геохимия и геоэкологическая геофизика (рис. 5).

Геоэкологическое ресурсоведение исследует современные морфологические особенности ресурсных экологических функций атмосферы, гидросферы, литосферы и педосферы, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием современных природных и антропогенных воздействий и оценку влияния и роли их сырьевых и пространственных ресурсов на условия функционирования биоты и жизнедеятельности социума. Акцент делается на оценку не только количества, но и качества ресурсов абиотических сфер Земли, уровня их потребления и рационального использования с учетом экологических последствий, с учетом сохранения и нормального функционирования экосистем разных уровней организации. С экологических позиций должны оцениваться и пространственные ресурсы геосфер, включая ресурсы геологического пространства.

³ В этом и последующих определениях содержания научных направлений геоэкологии словосочетание «морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи» использованы с целью сокращения объема определений. В полном объеме все необходимые элементы были приведены в определении геоэкологического ресурсоведения (см. ранее).

Кроме того, эти исследования должны быть социально ориентированы, что подразумевает их тесную связь с социально-экономическими науками, а в практическом отношении — деловой контакт экологов с экономистами, социологами, представителями директивных органов и проектных институтов. К задачам этого раздела можно отнести оценку состояния минерально-сырьевых ресурсов с учетом развития современной цивилизации и геологическое обоснование предложений по регламентации их потребления.

Геоэкологическая геодинамика исследует морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи³, связанные с изучением развития природных и антропогенных геологических, гидрологических, метеорологических и других процессов в соответствующих абиотических сферах Земли и их влиянием на биоту как с позиций оценки возможных бедствий и катастроф, так и комфортности ее проживания. (Последнее относится, как правило, к человеческому сообществу). Выполняемые исследования опираются на методы широкого круга наук и предусматривают контакт с проектировщиками. К основным задачам относятся: разработка методов оценки устойчивости абиотических сред к изменению ее геодинамических параметров под влиянием природных факторов и техногенеза с учетом экологических последствий; эколого-геологическое обоснование (в случае необходимости) инженерной защиты от опасных и катастрофических геологических и гидрометеорологических процессов (природных и антропогенных), влияющих на существование и комфортность проживания биоты и человеческого сообщества.

Геоэкологическая геохимия исследует морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи, связанные с изучением геохимических полей и их аномалий абиотических сфер Земли природного и техногенного происхождения и их влияния на биоту. Среди этих полей выделяются литогеохимические, гидрогоеохимические, атмогоеохимические, сноугоеохимические, биогеохимические. Объект исследований — вещественный химический состав абиотических сред, миграция подвижных соединений химических элементов, их аномальных концентраций и характер воздействия на биоту с использованием методов разных наук и данных медико-биологических оценок состояния биоты. В практическом аспекте такие исследования подразумевают тесное сотрудничество с медиками и санитарной службой, так как оценка аномалий должна проводиться с медико-санитарных позиций.

Геоэкологическая геофизика исследует морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи, связанные с изучением геофизических полей различных абиотических сред природного и техноген-

ного происхождения, с их отклонением от нормы и воздействием на биоту. Для этого привлекаются методы геофизики, физики Земли и атмосферы, сейсмотектоники и других наук и данные медико-биологических дисциплин. Здесь также необходимо тесное сотрудничество с представителями медико-санитарной службы.

Итак, на первом уровне структуризации геоэкологии на базе принятой концепции были выделены четыре научных направления, каждое из которых ориентировано на исследование группы однотипных экологических функций всех абиотических сфер Земли и их влияния на биоту. На втором этапе структурирования в рамках каждого из этих научных направлений логично выделить по четыре научных раздела, задача каждого из которых — изучение определения экологической функции конкретной абиотической сферы Земли.

Содержание понятия «геоэкологические условия» и его производных. Рассматриваемые понятия логически развиваются представления об экологических функциях абиотических сфер Земли. Они позволяют перейти к оценке конкретных материальных носителей свойств этих функций.

Под геоэкологическими условиями следует понимать совокупность конкретных свойств экологических функций абиотических сфер Земли, отражающих современную обстановку жизнедеятельности живых организмов в данном объеме геосфер (или конкретной геосфера) как среде их обитания. Эта обстановка может изменяться как от места к месту, так и во времени в пределах одного массива, одного района. В последнем случае эколого-геологическая обстановка проходит ряд состояний, трансформируясь во времени от одного из них к другому. В условиях техногенеза и вследствие развития природных катастрофических процессов такие изменения происходят очень быстро, нередко практически мгновенно, даже с исторической точки зрения.

Следует подчеркнуть, что в формировании геоэкологических условий ведущая роль может принадлежать как всем экологическим функциям, действующим одновременно, так и, по существу, какой-либо одной функции, например, геодинамической, которая в конкретный период по своей интенсивности или масштабу оказывает наибольшее воздействие на биоту и подавляет роль других функций. В последнем случае следует говорить об *геоэкологических условиях, особенности которых обусловлены геодинамическими характеристиками объекта*. Если таковой является геохимическая функция, то оперируем словосочетанием *геоэкологические условия, особенности которых обусловлены геохимическими особенностями геоэкологического пространства*.

Такой же подход необходимо использовать при анализе каждой абиотической среды в отдельности. Покажем это на примере литосферы.

Под эколого-геологическими условиями (обстановкой) следует понимать совокупность конкретных экологических свойств функций литосферы, отражающих современное состояние условий жизнедеятельности живых организмов в данном объеме литосферы как среде их обитания. Если в их формировании главенствующая роль принадлежит, например, геохимической функции (или рассматривают только ее), то в экологической геологии используют словосочетание *эколого-геологические условия, особенности которых обусловлены геохимическими характеристиками литосферы*. Если таковой является геофизическая функция, то оперируем словосочетанием *эколого-геологические условия, особенности которых обусловлены геофизическими особенностями литосферного блока*.

В эколого-геологической литературе также используются понятия *эколого-ресурсные условия, эколого-геодинамические условия, эколого-геохимические условия, эколого-геофизические условия*. Это сокращенный вариант словосочетаний, выделенных в предыдущем абзаце. Кроме того, их, скорее всего, правомерно использовать и в случае, когда мы анализируем влияние только какой-либо одной экологической функции литосферы на биоту или человека.

О понятии «состояние геоэкологических условий» и его производных. Изменения геоэкологических условий могут происходить, как уже отмечалось, достаточно быстро. Этапные особенности рассматриваемого объекта следует назвать *состоянием геоэкологических условий (обстановки)*. Содержание этого понятия определим так: *состояние геоэкологических условий (обстановки) — временно е ее состояние, оцениваемое спецификой проявления одного, нескольких или совокупностью экологических свойств функций в данный момент времени, определяющих степень (уровень) благоприятности и возможности проживания живых организмов*.

Состояние такой обстановки оценивается через временное состояние определенных свойств геосфер и характеризует уровень воздействия этих свойств на живые организмы. Согласно этому определению, оценка экологического состояния должна включать, с одной стороны, определение уровня ресурсного и энергетического воздействия на живые организмы со стороны абиотических сфер и, с другой стороны, указание на специфические реакции на это воздействие живой материи. Этот критерий пригоден для живых организмов всех уровней организации экосистемы.

Состояние геоэкологических условий (обстановки) может быть обусловлено, как указано ранее, проявлением одного, нескольких или совокупностью свойств и функций абиотических сфер. Если наиболее сильно действуют на биоту особенности, например, геофизической функции, то приходится говорить о *состоянии геоэкологических условий, обусловленных проявлением геофизической*

функции (свойств). Часто для обозначения этого используют более короткое словосочетание — *состояние эколого-геофизических условий*. В этом же смысле используются и такие понятия, как *состояние эколого-ресурсных условий, состояние эколого-геодинамических условий, состояние эколого-геохимических условий*.

Таким образом, состояние геоэкологических условий, определяемое для конкретной территории или литосферного блока, отражается на индивидуальной фактологической оценке и обеспечивается четкой временной привязкой или времененным интервалом — *современное состояние, состояние на конкретную дату*. Подчеркнем в дополнение еще одну позицию: оба введенных понятия — геоэкологические условия и состояние геоэкологических условий представляют собой материальный атрибут объекта изучения, и характеризующие их параметры можно измерять, оценивать, классифицировать и моделировать, что обеспечивает не только решение теоретических геоэкологических проблем, но и практических задач.

Для оценки состояния геоэкологических условий или их составляющих в различных экологизированных естественных науках разработаны различные предложения. В ряде из них учет современного состояния естественных (природных) и техногенно измененных экосистем, их биотической и абиотической составляющих предлагается осуществлять через ранжирование по классам состояний (для геомы) и, соответственно, зонам нарушений (для биомы) и экосистемы в целом. В настоящее время рекомендовано использовать четыре уровня природно-антропогенных экологических нарушений — нормы (Н), риска (Р), кризиса (К) и бедствия (Б), что согласуется с публикациями ряда исследователей (например, Б.В. Виноградова и др.) и с некоторыми нормативными документами. В основу выделения этих уровней положено ранжирование нарушения экосистем по глубине их необратимости.

Предложено [Виноградов, 1998] выделять следующие **зоны состояний экосистем**:

зону экологической нормы, которая включает территории без заметного снижения продуктивности и устойчивости экосистем, ее относительной стабильности. Значение прямых критериев оценки ниже ПДК или фоновых⁴. Деградация земель менее 5% площади⁵;

зону экологического риска, включающую территории с заметным снижением продуктивности и устойчивости экосистем, их нестабильным состоянием, ведущим в дальнейшем к спонтанной деградации экосистем, но еще с обратимыми нарушениями. Территории требуют разумного

хозяйственного использования и планирования мероприятий по их улучшению. Значения прямых критериев оценки незначительно превышают ПДК или фон. Деградация земель от 5 до 20% площади;

зону экологического кризиса, которая включает территории с сильным снижением продуктивности и потерей устойчивости экосистем и трудно обратимыми нарушениями. Необходимо выборочное хозяйственное использование территорий и планирование их глубокого улучшения. Значения прямых критериев оценки значительно превышают ПДК или фон. Деградация земель от 20 до 50% площади;

зону экологического бедствия — катастрофы, включающую в себя территории с полной потерей продуктивности, практически необратимыми нарушениями экосистем, исключающую территорию из хозяйственного использования. Значения прямых критериев оценки в десятки раз превышают ПДК или фон. Деградация земель более 50% площади.

Выделение этих зон экологического состояния экосистем осуществлено на основе использования ботанических и зоологических, биохимических и почвенных показателей нарушенности экосистем, причем число показателей в названных типах показателей изменяется от 6 до 15 (всего их 42).

В экологической геологии [Трофимов, Зилинг, 2002] был рассмотрен вопрос об оценке состояния эколого-геологических условий. Главную позицию построений они сформулировали так: *все критерии оценки должны быть органически связаны с экологическими особенностями литосферы и учитывать соответствующие функциональные зависимости между ее компонентами и биотой и увязываться с построениями Б.В. Виноградова*. В итоге они предложили выделять следующие **классы состояний эколого-геологической обстановки литосферы**:

класс удовлетворительного (благоприятного) состояния, который коррелирует с зоной экологической нормы экосистемы, по Б.В. Виноградову. Значения прямых критериев оценки эколого-геологического состояния литосферы ниже ПДК или фоновых (за исключением природных аномалий);

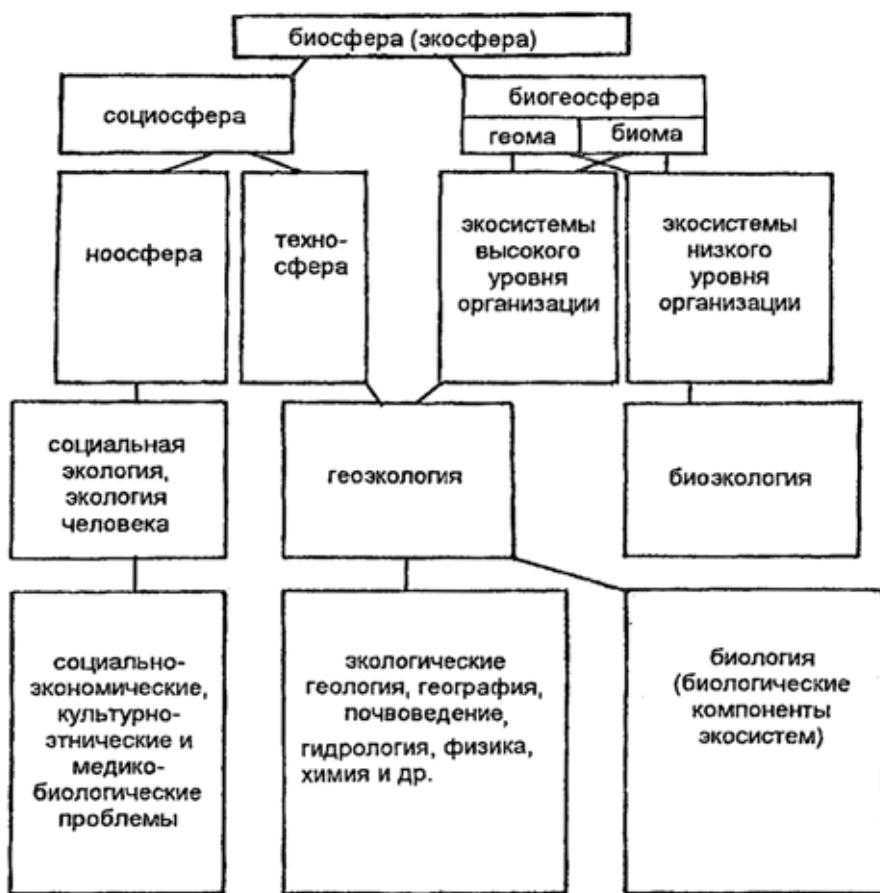
класс условно удовлетворительного (относительно неблагоприятного) состояния, который коррелирует с зоной экологического риска. Территории требуют разумного хозяйственного использования, планирования и проведения мероприятий по их улучшению. Значения прямых критериев оценки эколого-геологического состояния литосферы незначительно (до 5 раз) превышают ПДК или фон (кроме природных аномалий);

класс неудовлетворительного (весьма неблагоприятного) состояния, который коррелирует с

⁴ Фоновые значения — средние естественные значения для определенной территории.

⁵ Деградация земель — результат овражной, ветровой, площадной водной эрозии с полным уничтожением гумусового горизонта и вторичным засолением почв с потерей плодородия; в общем виде — площадь земель, выведенных из землепользования.

Рис. 6. Схема, иллюстрирующая положение геоэкологии в системе наук о Земле и биосфере [Теория ..., 1997]



зоной экологического кризиса. Необходимо выборочное хозяйственное использование территорий, планирование и оперативное проведение глубокого улучшения. Значения прямых критериев оценки эколого-геологического состояния литосферы в 5–10 раз превышают ПДК и фон;

класс *катастрофического состояния*, который коррелирует с зоной экологического бедствия. Значения прямых критериев оценки эколого-геологического состояния литосферы в десятки раз превышают ПДК и фон.

Авторы [Трофимов, Зилинг, 2002] подчеркнули, что использование этих построений будет возможным, если состояние биоты обусловлено только эколого-геологическими условиями. Если же состояние биоты или всей экосистемы определяется интегральным состоянием всех абиотических сред, а иногда и социально-экономическими факторами, проблема более сложная.

О положении геоэкологии в системе наук о Земле и биосфере. Этот проблемный вопрос до настоящего времени не имеет общепризнанного решения. На рис. 6 приведена схема, составленная В.Т. Трофимовым и Д.Г. Зилингом и признанная ими в качестве наиболее адекватной из трех альтернативных вариантов [Теория ..., 1997].

Содержание этой схемы явно будет воспринято по-разному. Но и это надо считать положительным, поскольку иная логика в отношении к этому вопросу может привести к более прогрессивному его решению⁶.

Выводы. 1. На базе концепции об экологических функциях абиотических сфер Земли сформулировано принципиально новое содержание понятия «геоэкология», в котором отражены все компоненты экосистем любого иерархического уровня и типы ее задач.

2. Объектом геоэкологии при таком подходе следует признать экосистемы различных иерархических уровней, экологические функции их абиотических сред — компонентов экотопа, сформированных природными процессами прошлых эпох и трансформированных современными природными и антропогенными воздействиями, обеспечивающими или осложняющими функционирование Живого — биоценоза экосистем.

3. Такой подход к содержанию геоэкологии позволил по-новому определить ее объем как поле пересечения наук о жизни, атмосфере, поверхности гидросфере и литосфере. Исходя из этого во всех науках, изучающих такой объект, правомерно развивать экологически ориентированные направ-

⁶ Теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки включают позиции о типах изучаемых задач и систем, о содержательных научных и практических задачах, о типах и группах показателей, используемых для оценки геоэкологических условий и др. Ограниченный объем статьи не позволил здесь охарактеризовать эти позиции. Это будет сделано в другой статье.

ления, которые следует называть с прилагательным «экологическая».

4. Изложенные положения позволяют с единых теоретических позиций подойти к анализу экологической роли всех абиотических сфер Земли, к разработке классификаций экологических

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов М.И. Геоэкология — наука, которой нет // Инженерные изыскания в строительстве — кризис саморегулирования. М: Академическая наука, 2014. С. 122–128.

Бочаров В.Л. Геоэкология как наука: структурирование и тезаурус, современное состояние и перспективы развития // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2004. № 2. С. 166–171.

Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. М.: Наука, 1989. 258 с.

Виноградов Б.В. Основы ландшафтной экологии. М.: ГЕОС, 1998. 418 с.

Гиусов Э.В. Законы системного единства общества и природы // Проблемы взаимодействия общества и природы / Под ред. Т.С. Хачатурова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 271 с.

Голубев Г.Н. Геоэкология: Учебник. М.: ГЕОС, 1990. 338 с.

Голубев Г.Н. Глобальные изменения в экосфере. М.: Желдориздат, 2002. 365 с.

Григорьева И.Ю. Геоэкология: Учеб. пособие. М.: ИНФРА-М, 2013. 270 с.

Исаченко А.Г. Введение в экологическую географию: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 191 с.

Клубов С.В., Прозоров Л.В. Геоэкология: история, понятия, современное состояние. М.: ВНИИзарубежгология: Департамент геоэкологии, 1993. 161 с.

Куриленко В.В. Экологическая геология: ее роль в науках о Земле и место в структуре экологического знания // Школа экологической геологии и рационального недропользования: Мат-лы 5-й межвузовской молодежной науч. конф. СПб.: 2004. С. 45–61.

Одум Ю. Экология. Т. 1, 2. М.: Мир, 1986. 326 с.; 376 с.

Осипов В.И. Геоэкология — междисциплинарная наука об экологических проблемах геосфер // Геоэкология. 1993. № 1. С. 4–18.

Осипов В.И. Геоэкология: понятие, задачи, приоритеты // Геоэкология. 1997. № 1. С. 3–11.

Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. М.: Мысль, 1990. 640 с.

Реймерс Н.Ф. Экология. М.: Россия, 1994. 367 с.

функций каждой из них и сформировать новую структуру геоэкологии как действительно междисциплинарной науки. А это представляется автору чрезвычайно важным с общеметодологической точки зрения.

Розанов Л.Л. Геоэкология. М.: Вентана-Граф, 2006. 320 с.

Розанов Л.Л. Современное геоэкологоведение // Научный диалог. 2015а. № 2(18). С. 21–40.

Розанов Л.Л. Геоэкологоведение: итоги и перспективы // Вестн. МГОУ. Сер. Естественные науки. 2015б. № 3. С. 54–65.

Сычев К.И. Научное содержание и основные направления геоэкологии // Разведка и охрана недр. 1991. № 11. С. 2–6.

Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 368 с.

Трофимов В.Т. Геоэкология: современное состояние, причины многоликости, постулаты формирования ее нового теоретического содержания // Изв. секции наук о Земле РАН. 2005. Вып. 13. С. 129–138.

Трофимов В.Т. Новый теоретический подход к определению содержания и развития геоэкологии // Геоэкология. 2006. № 2. С. 216–225.

Трофимов В.Т. Парадоксы современной геоэкологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009а. № 4. С. 3–13.

Трофимов В.Т. Экологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. 2009б. № 2. С. 48–52.

Трофимов В.Т. Теоретические аспекты геоэкологии. М.: КДУ, Университетская книга, 2020. 148 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология: Учебник. М.: Геоинформмарк, 2002. 415 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Аверкина Т.И. Геоэкология как термин и междисциплинарная наука // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 5. С. 43–55.

Трофимов В.Т., Куриленко В.В. Экологические функции абиотических сфер Земли: содержание и значение для становления нового теоретического базиса геоэкологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 93–102.

Трофимов В.Т., Харькина М.А., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д. Экологические функции абиотических сфер Земли / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 608 с.

Поступила в редакцию 15.03.2021

Поступила с доработки 15.03.2021

Принята к публикации 05.04.2021

УДК 551.24.01

Н.А. Божко¹

К ВОПРОСУ О КОЛИЧЕСТВЕ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ ПРОТЕРОЗОЯ

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

В свете современных данных рассмотрена обоснованность существования в протерозое двух суперконтинентов, ранее выделенных автором. Анализ этих данных, особенно результаты опубликованных палеомагнитных исследований, свидетельствует в пользу такого выделения. При этом не нарушается, но дополняется существующая «общепринятая» последовательность суперконтинентов в истории Земли.

Ключевые слова: суперконтинент, суперконтинентальная цикличность, Ятулия, Готия, орогенный пояс, палеомагнитная реконструкция, протоплатформа, внутриплитный магматизм.

In the light of modern data, the validity of the existence of two supercontinents in the Proterozoic, previously identified by the author, is considered. The analysis of these data, in particular the results of published paleomagnetic studies, suggests in favor of such identification. At the same time, the existing “generally accepted” sequence of supercontinents in the history of the Earth is not violated, but supplemented.

Key words: supercontinent, supercontinental cyclicity, Yatulia, Gothiya, orogenic belt, paleomagnetic reconstruction, protoplatform, intraplate magmatism.

Введение. В настоящее время в геотектонике признается, что история геологического развития Земли, по крайней мере за последние 3 млрд лет, определяется сборкой и разборкой суперконтинентов и что Пангея лишь самый молодой из них. Существует мнение, которое разделяет автор статьи, что это признание — наиболее важное событие в науках о Земле после появления тектоники литосферных плит. Во всяком случае, есть основания считать свершившимся фактом обоснование суперконтинентальной тектоники в виде самостоятельного научного направления, содержание которого составляют события 1-го порядка в глобальной геодинамике, влияющие на многие стороны эволюции Земли. Кроме того, установлена временная связь между формированием многих типов полезных ископаемых и сборкой или распадом суперконтинентов [Ткачев, Рундквист, 2016]. Проблемы суперконтинентальной тектоники широко обсуждаются в научных публикациях.

В статье рассмотрен важный вопрос этой проблематики — число суперконтинентов в истории Земли. В настоящее время существует некоторый научный консенсус относительно пяти «общепринятых» древних суперконтинентов: Кенорленд (~2700 млн лет), Колумбия (~1800 млн лет), Родиния (~1110 млн лет), Паннотия (~600 млн лет) и Пангея (~230 млн лет). Их существование, на взгляд автора, не противоречит имеющемуся на сегодняшний день мировому фактическому материалу. Вместе с тем на основании выявленной автором цикличности с периодом 400 млн

лет выделены еще два суперконтинента: между Кенорлендом и Колумбией (2320–2170 млн лет) и между Колумбией и Родинией (1520–1370 млн л. н.), которые были названы Ятулия и Готия соответственно [Божко, 2001, 2007, 2009]. В статье сделана попытка ответить на вопрос: насколько выделение этих суперконтинентов, состоявшееся 20 лет назад, соответствует современным данным.

Приступая к дальнейшему изложению, необходимо очень кратко остановиться на некоторых терминах суперконтинентальной тектоники, употребляемых в тексте во избежание существующих разнотечений в их понимании. Прежде всего это касается самого понятия «суперконтинент». Некоторые исследователи под этим термином подразумевают любой большой древний континент. Представляется, что здесь надо исходить из первоначального понятия, соответствующего вегенеровской Пангеи. В этом случае под суперконтинентом следует понимать единый континент, объединявший в конкретную геологическую эпоху все ранее автономные континенты и континентальные блоки или их подавляющее большинство. Крупные континентальные массы типа Гондваны можно именовать мегаконтинентами. Согласно этому понятию, суперконтинентальный цикл представляет собой закономерный кругооборот процессов в литосфере, сначала приводящих к объединению всех существовавших на Земле разобщенных континентальных масс в единый суперконтинент, а на заключительной стадии — к его фрагментации и распаду. Суперконтинентальная

¹ Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: bozhko@yandex.ru

Суперконтинентальный цикл 400 млн лет

Стадия	Фаза	Млн лет	
МЕЖСУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ (КОНТИНЕНТЫ И МОЛОДЫЕ ОКЕАНЫ)	КОНВЕРГЕНЦИЯ (сборка суперконтинента) Отношение спрединга к субдукции минимальное. Формирование зон субдукции и коллизии. Увеличение мощности континентальной коры при коллизиях приводит к понижению уровня моря и повышению степени эрозии. Палеогеодинамические индикаторы: коллизионные пояса, отмеченные орогениями соответствующего возраста, развитие офиолитов, флиша, моллас, островодужных комплексов, кислого коллизионного магматизма. Проявление магматизма мантийных плюмов за счет действия слэбов, погружающихся под верхнюю мантию	165	250
	ФРАГМЕНТАЦИЯ (распад суперконтинента) Отношение спрединга к субдукции максимальное, глобальное потепление, максимально высокий уровень моря, уменьшение площади суши на континентах за счет трансгрессий формирование пассивных окраин. Палеогеодинамические индикаторы: комплексы пассивных окраин с накоплением большого количества морских осадков, кремнистых пород, черных сланцев, джеспилитов, известняков	85	
СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ (ЕДИНЫЙ СЛИТНЫЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ)	ДЕСТРУКЦИЯ (континентальный рифтогенез) Континентальный рифтогенез на фоне активности мантийных плюмов. Палеогеодинамические индикаторы: комплексы выполнения континентальных палеорифтов, трапы, дайковые комплексы	60	150
	ИНТЕГРАЦИЯ (слияние собранных континентов и присоединение единичных фрагментов) Резко выраженная континентальность, общее топографическое поднятие, высокое стояние эродируемой суши, низкий уровень моря, регрессии, формирование изометричных впадин и проявления анорогенного магматизма. Общая длина срединно-океанических хребтов и отношения спрединга к субдукции минимальны. Охлаждение климата и развитие покровных оледенений. Палеогеодинамические индикаторы: региональные несогласия в основании мелководных эпиконтинентальных осадочных платформенных чехлов, ледниковые комплексы, коры выветривания, континентальный и субаэральный анорогенный магматизм	90	

цикличность — непрерывная последовательность суперконтинентальных циклов.

Число суперконтинентов в истории Земли в значительной степени зависит от оценки продолжительности суперконтинентального цикла и его стадий. Автором разработана модель суперконтинентальной цикличности с периодом в 400–395 млн лет [Божко, 2001, 2007, 2009]. В структуре цикла присутствуют две стадии (таблица). Первая стадия — собственно континентальная отвечает глобальной обстановке «один континент—один океан» и включает фазы интеграции (90 млн лет) и деструкции (рифтогенеза) (65 млн лет). Вторая стадия отвечает обстановке «несколько континентов — несколько океанов» и также состоит из двух фаз — распада в 85 млн л. н., когда образовались молодые океаны, и сборки в 165 млн л. н., в которой преобладали процессы субдукции и коллизии. Каждая фаза цикла характеризуется своими индикаторными геодинамическими комплексами пород и может быть проверена фактическим материалом.

Суперконтинент Ятулия. Обоснование существования любого суперконтинента в числе других доводов должно содержать рассмотрение коллизионных орогенических процессов, непосредственно приведших к объединению, разобщенных до этого континентальных фрагментов.

Анализ событий, произошедших после распада позднеархейского суперконтинента Кенорленд, соответствующего ранее выделенной Пангее-0 [Хайн, Божко, 1988], показывает, что приблизительно через 150–200 млн лет после распада началось формирование нового суперконтинента, что выразилось в коллизионных орогениях на площади современных материков, в основном южного ряда. Под названием Ятулия (~2320–2170 млн л. н.) он был выделен нами так как еще в 1960-х гг. П. Эскола выделял Ятулийский континент.

Коллизионные процессы в комплексах австралийского кратона Голер выразились в слифордской орогении 2,48–2,42 млрд л. н. [Kositcin, 2010; Swain et al., 2009]. На основании последних геохронологических данных в Антарктиде выделяется главная фаза тектогенеза в интервале 2450–2350 млн лет [Михальский, 2007].

В Индии слияние кратонов Бунделкханд и Бастар-Дарвар произошло вдоль пояса Саусар Центральной индийской тектонической зоны около 2,5 млрд л. н. (2490–2446 млн лет) [Stern et al., 2004].

В Африке, в северо-западной части Угандийского кратона, архейские гранулиты испытали ультрабарический гранулитовый метаморфизм на уровне 2400 млн л. н. [Begg et al., 2009].

В Южной Бразилии намечается орогеническое событие в интервале 2490–2366 млн л. н. между возрастом протолита гранулитовых гнейсов и возрастом, прорывающих гранитогнейсы [Hartmann et al., 2008].

В Северном Китае отмечено проявление Вутайшанской орогенации между террейнами Хеншань и Фупинг в интервале 2,5–2,45 млрд лет [Wang et al., 1996]. Приблизительно к этому же времени (2,544–2,394 млн лет) относится формирование континентальной коры в Тариме [Ma et al., 2012], а также Восточного и Западного блоков на севере Китая (2,5–2,4 млрд лет) и создание Северо-Китайского кратона.

Важное значение для рассмотрения рассматриваемой проблемы имеет исследование С.Д. Перссон с соавторами [Perhsson et al., 2013], в котором на основании анализа современных данных о провинции Черчилл Канадского щита, в частности кратона Рей, выделяются корообразующие орогенические события в интервале 2,55–2,50 млрд л. н. (орогенения Маккоид) и 2,50–2,28 млрд л. н. (орогенения Эрроусмит). При этом авторы обнаружили около «двух дюжин» регионов в мире, в которых отмечены синхронные этим орогенические события, включая Австралию, Антарктиду, Западную Африку, Северный Китай. Эти кратонные блоки сформировали палеопротерозойский суперкратон Нунавута (Nunavutia) в интервале 2,55–2,45 млрд л. н., который, по мнению автора статьи, можно рассматривать как фрагмент Ятулии.

Тектонические процессы этого времени в Евразии проявлялись преимущественно в виде внутриплитных тектоно-термальных процессов. Это относится и к территории Балтийского щита, где выявлено отсутствие корообразующих процессов, синхронных означенным выше, и проявления плюмового магматизма.

По мнению М. Берли с соавторами [Barley et al., 2005], конвергентные процессы привели к созданию нового суперконтинента приблизительно 2,4 млрд л. н. Следует отметить, что при этом указанные авторы рассматривают Кенорленд как крупный континент, но не суперконтинент. Высоко оценивая вывод о новом суперконтиненте, автору представляется вместе с тем, что в настоящее время собраны и опубликованы убедительные данные в пользу существования позднеархейского суперконтинента на уровне 2,7 млрд л. н.

Существование рассматриваемого новообразованного суперконтинента отражено в накоплении протоплатформенных чехлов типа одноименной системы Ятулий (2300–2100 млн л. н.), Удокана, Претории (2350–2050 млн л. н.) и др.; палеорифтов Улканского, Билякчанского (2,2–1,75 млрд л. н.), Дербинского (2,2–1,9 млрд л. н.), Печенга-Имандра-Варзуга (2,3–1,9 млрд л. н.), Килогигкок-Атапускоу и др.; в проявлении платформенного магматизма (основные интрузии Финляндии и

Карелии — 2,22 млрд л. н.). дайковые комплексы Ниппинг (2200–3150 млн л. н.) и другие.

Существование Ятулии совпадает с необратимым окислением и другими изменениями в атмосфере, произошедшими 2,4–2,3 млрд л. н. [Barley et al., 2005] и соответствует обширной ледниковой эпохе на уровне 2,3–2,4 млрд л. н. и последующей длительной паузе в тектонической орогенической активности.

Приведенные данные в целом свидетельствуют о существовании суперконтинента между Кенорлендом и Колумбией в интервале приблизительно 2,45–2,3 млрд л. н. и не противоречат выделенной Ятулии (2320–2170 млн л. н.), хотя, возможно, такие возрастные рамки указывают на заключительный период существования этого суперконтинента. Вместе с тем для уточнения его возраста необходимы дальнейшие, в том числе палеомагнитные, исследования.

Суперконтинент Готия. Основанием для выделения суперконтинента в интервале 1520–1370 млн л. н., названного Готией [Божко, 2007, 2009], послужил анализ коллизионных событий, предшествующих этому рубежу, в раскрывшихся после распада Колумбии океанических бассейнах, значительное их число было сосредоточено в южной полусфере Земли.

В Восточной Австралии в интервале 1,6–1,5 млрд л. н. отмечена аккреция микроконтинентов посредством частных коллизий, выраженная в орогениях Айзанской (1,58–1,54 млрд л. н., пояс Маунт Айза), Оларианской (1,6–1,5 млрд л. н. блок Уильяма), Кааранской (1,56–1,54 млрд л. н., блок Голер), Лебигской (1,64 млрд л. н., южный край блока Аранта, 1,55 млрд л. н., блок Джорджтаун) [Betts Giles, 2001; Betts et al., 2002].

Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды сформировался в интервале 1,7–1,5 млрд. лет [Menot et al., 1999].

Около 1600 млн л. н., по данным некоторых исследователей, произошло слияние Бунделхандского, Дарварского и Трансараваллийского блоков Индостана. Эти события лет отражены в Сатпурском и Восточно-Гатском поясах (1600–1500 млн л. н.). Новообразованный Индийский субконтинент был приключен к Австралии и Антарктиде, таким образом сформировалась Восточная Гондвана [Sankaran, 1999]. Д. Мирт с соавторами считают, что объединение древних кратонов Индостана могло иметь место ~ 2500 (или ~1600) млн л. н. [Meert et al., 2015]. На взгляд автора статьи, нет противоречия между этими представлениями и приведенными выше данными о слиянии архейских кратонов Индии на уровне ~2500 млн лет, учитывая полициклическую тектоническую природу Сатпурской зоны.

Эволюция комплекса Ипембе на северо-западе Намибии (1640–1450 млн л. н.), включала седиментацию, коллизию, гранулитовый мета-

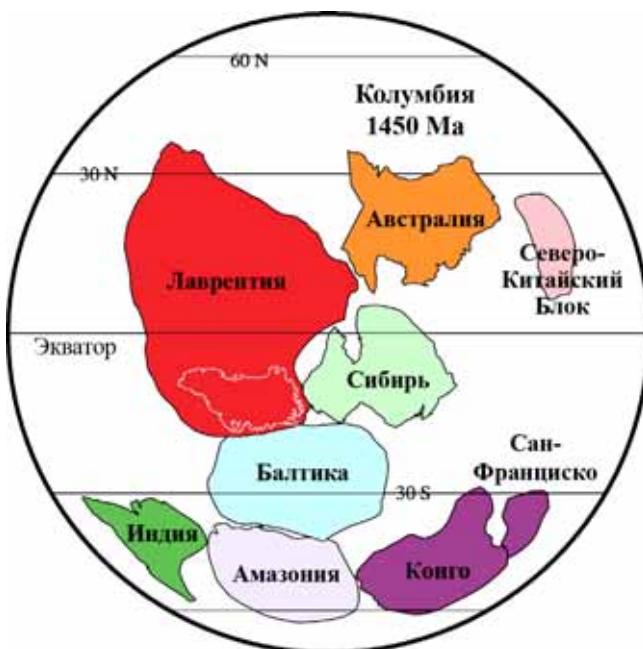


Рис. 1. Палеомагнитная реконструкция суперконтинента Колумбия на 1,45 млрд лет назад по [Meert, Santosh, 2017]

морфизм (1520–1510 млн л. н.) и эксгумацию (1450 млн л. н.). Этот орогенез сопоставляется с Пинверианским (1500–1450 млн л. н.) орогенезом Гренвильского пояса, орогенией Негро-Журуена на западе Амазонского кратона (1555 млн л. н.) и Готским орогенезом Швеции [Seth et al., 2003].

В юго западной Балтике установлена последовательность в интервале 1,7–1,55 млн л. н. (готская орогенация), включающая аккрецию островных дуг на фоне обращенной к западу субдукции [Connelly, 2001]. Формирование готской коры Скандинавии происходило в течение трех последовательных фаз субдукции: 1,73; 1,66–1,61 и 1,59–1,56 млрд л. н. [Mansfeld et al., 1999]. Проявление орогении отмечено при формировании Западного ортогнейсового комплекса Норвегии в интервале 1640–1622 млн л. н. в обстановке активной континентальной окраины и коллизии [Skar, 2000]. Эти процессы находят свое продолжение в северо-восточной Лаврентии в виде Пинверинского орогенеза (1500–1450 млн л. н.) Гренвильского пояса. Все эти события, возможно, и привели к объединению почти всех континентальных фрагментов в новый суперконтинент к рубежу около 1500 млн л. н.

При рассмотрении этого вопроса следует особо подчеркнуть значение результатов палеомагнитных исследований. Д. Мирт впервые высказал мысль о существовании дородинского суперконтинента Колумбия на уровне 1,5 млрд л. н., считая возможным его ядром континент с возрастом 1,77 млрд лет [Meert, 2002]. В последующих своих работах он последовательно проводит эту идею, при этом диапазон возраста суперконтинента расширяется в рамках 1450–1500 млн л. н. и приводится его реконструкция на 1450 млн л. н. [Meert, Santosh, 2017] (рис. 1).

Л. Песонен с соавторами [Pesonen et al., 2012] на основании палеомагнитных исследований в числе других интересных результатов представили палеомагнитную реконструкцию слитного суперконтинента на уровне 1,53 млрд л. н., которую эти авторы связывают с окончательной сборкой Колумбии.

Придавая исключительно большое значение вышеуказанным палеомагнитным исследованиям, автор считает вместе с тем неуместным употребление в данном случае термина «Колумбия», учитывая то обстоятельство, что в настоящее время под суперконтинентом с таким названием широко принято подразумевать суперконтинент с возрастом около 1,8 млрд лет [Zhao et al., 2002, 2004], для чего существуют достаточные основания. Использование этого термина для суперконтинента с возрастом около 1,5 млн лет может привести к путанице. Ему лучше дать другое название, несмотря на то, что основатели суперконтинента под названием Колумбия [Rogers, Santosh, 2002] представляли, что он формировался в интервале 1,9–1,5 млрд л. н. с максимальной сборкой на уровне 1,5 млрд л. н. В схеме цикличности автора суперконтинент Готия [1520–1370 млн л. н.] вписывается в общепринятую последовательность суперконтинентов, не затрагивая Колумбию, образованную в результате орогенических событий 2,1–1,8 млрд л. н. (рис. 2). Как и в случае с Ятулией, отмеченные расхождения относятся лишь к терминологической интерпретации очень важных результатов исследований. С учетом приведенных выше геологических данных рассматриваемые палеомагнитные результаты представляют собой убедительное доказательство существования «промежуточного» суперконтинента между Колумбией и Родинией.

Время существования суперконтинента, названного автором Готия, в основном отвечает раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется преобладанием поднятий. Протоплатформенные чехлы Готии имели ограниченное распространение. В Евразии они представлены карбонатно-терригенными олигомиктовыми толщами, генетически тесно связанными с корами выветривания и формировавшимися в плоских изолированных впадинах, наложенных на древние образования. Более значительное осадконакопление имело место в это время в Индостане, Австралии, Южной Америке где формировались мощные платформенные чехлы во впадинах Куддапа, Годавари, Мак Артур, Виктория Ривер, Рорайма. В Амазонском кратоне Южной Америки происходило накопление субаэральных вулканитов и осадочных чехлов. Эта эпоха примечательна широким проявлением анорогенного магматизма в интервале 1,4–1,5 млрд л. н. в виде субаэральных вулканитов, аортозитов, гранитов-рапакиви на юго-западе Северной Америки, западе провинции

Нейн, в центральной части Скалистых гор, на Балтийском щите, в Амазонском кратоне, Эглабе и других районах.

Выводы. 1. Имеющиеся в настоящее время геолого-геохронологические и палеомагнитные данные свидетельствуют в пользу существования в протерозое суперконтинентов Ятулия и Готия, занимающих промежуточное положение между общепринятыми суперконтинентами Кенорленд и Колумбия и Колумбия — Родиния соответственно.

2. Выделенные суперконтиненты не нарушают, но дополняют существующую последовательность суперконтинентов в их возрастных рамках.

3. Для уточнения продолжительности существования выделенных суперконтинентов, выяснения особенностей их эволюции, создания палеореконструкций необходимы дальнейшие геологические и палеомагнитные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Мат-лы совещ. Иркутск, 2001. С. 33–36.

Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.

Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли: Мат-лы XL тектонического совещания «Фундаментальные проблемы тектоники». М.: ГЕОС, 2007. С. 91–96.

Михальский Е.В. Геология и эволюция земной коры восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое: Автореф. докт. дисс. М., 2007. 43 с.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В. Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 295–318.

Хайн В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Barley M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 238. P. 156–171.

Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M. et al. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution // Geosphere. 2009. Vol. 5. P. 23–50.

Betts P.G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R. Evolution of Australian Lithosphere // Australian J. Earth. Sci. 2002. Vol. 49, N 4. P. 661–695.

Betts P.G., Giles D. 1.6–1.5 Ga orogenies of Eastern Australia // Geol. Soc. Australia. Abstr. 2001. Vol. 64. P. 7–8.

Hartmann L.A., Liu D., Wang et al. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2008. Vol. 8, N 3. P. 543–551.

Kositcin N. Geodynamic synthesis of the Gawler Craton and Curnamona Province // Geoscience Australia. Record. 2010. Vol. 27. 113 p.



Рис. 2. Суперконтинентальная цикличность и суперконтиненты в истории Земли

Ma X., Shu L., Santosh M., Lid J. Detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotope data from Central Tianshan suggesting a link with the Tarim Block: Implications on Proterozoic supercontinent history // Precambr. Res. 2012. Vol. 206–207. P. 1–16.

Mansfeld J., Andersen T. Formation of New Crust in Scandinavia Between 1.75 and 1.55 Ga as Evident from the Gothian Units of the Østfold-Akershus Sector, SE Norway // J. Conference Abstr. EUG 10 (28 March – 1 April). 1999. Vol. 4, N 1.

Meert J.G. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia // Gondwana Res. 2002. Vol. 5. P. 207–215.

Meert J.G., Pandit M.K. The Archaean and Proterozoic history of Peninsular India: tectonic framework for Precambrian sedimentary basins in India // Precambrian Basins of India: Stratigraphic and Tectonic Context. Geological Society, London, 2015. Mem. 43. P. 29–54.

Meert, J.G., Santosh, M.. The Columbia supercontinent revisited // Gondwana Res. 2017. Vol. 50. P. 67–83.

Menot R-P., Peucat J-J., Pelletier A., Fanning M. New constraints on the Archean -Proterozoic evolution of the Terre Adelie-George v land, East Antarctica // J. Conference. Abstr. Vol. 4, N 1. P. 122. EUG10, 28 March-1 April 1999, Strasbourg, France.

Pebrsson S.J., Berman R.G., Eglington B., Rainbird R. Two Neoarchean supercontinents revisited: The case for a Rae family of cratons // Precambr. Res. 2013. Vol. 232. P. 27–43.

Pesonen L.J., Mertanen S., Veikkolainen T. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents — A Paleomagnetic View // Geophysic. 2012. Vol. 48, N 1–2. P. 5–47.

Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. Vol. 2. P. 5–22.

Rogers J.J.W., Santosh M. Continents and Supercontinents. Oxford: Oxford University Press, 2004. 289 p.

Sankaran A.V. New explanation of the geological evolution of the Indian subcontinent // Current Sci. 1999. Vol. 77, N 3. P. 331–333.

Seth B., Armstrong R.A., Brandt S. et al. Mesoproterozoic U–Pb and Pb–Pb ages of granulites in NW Namibia: reconstructing a complete orogenic cycle // Precambr. Res. 2003. Vol. 126. P. 147–168.

Skar O. Field relations and geochemical evolution of the Gothian rocks in the Kvamsay area, southern Western Gneiss Complex, Norway // Norg. Geol. Undersokelse. 2000. Bull. 437.

Stein H.J., Hannah J.L., Zimmerman A. et al. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjikhand, central India: implications for Late Archean continental assembly // Precambr. Res. 2004. Vol. 134. P. 189–226.

Swain G., Woodhouse A., Hand M. et al. Provenance and tectonic development of the late Archean Gawler Craton, Australia; U–Pb zircon, geochemical and Sm–Nd isotopic implications // Precambr. Res. 2005. Vol. 141, N 3. P. 106–136.

Wang K., Li J., Hao J. et al. The Wutaishan orogenic belt within the Shanxi Province, northern China: a record of late Archean collision tectonics // Precambr. Res. 1946. Vol. 78. P. 95–103.

Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent // Earth. Sci. Rev. 2002. Vol. 59. P. 125–162.

Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // Earth. Sci. Rev. 2004. Vol. 67. P. 91–123.

Поступила в редакцию 22.03.2021

Поступила с доработки 22.03.2021

Принята к публикации 05.04.2021

УДК 551.4.01

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров², Г.З. Гильманова³, А.Н. Диденко⁴

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ХАРАКТЕРИСТИКАХ САМОПОДОБИЯ ГИДРОСЕТИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
 Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
 Тихоокеанский государственный университет, 680000, Хабаровск, ул. Карла Маркса, 68

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
 Institut of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 680000, Khabarovsk, Kim Yu Chen 65
 Pacific National University, 680000, Khabarovsk, Karl Marks st., 68

Выполнен морфоструктурный анализ рельефа и проанализированы характеристики самоподобия гидросети Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий. Рельеф изучаемой территории носит унаследованный характер, в течение неотектонического этапа формировался в несколько стадий. Наиболее интенсивные вертикальные движения происходили на ранних стадиях неотектонического этапа. В плейстоцене интенсивность вертикальных движений значительно снизилась. В это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф. На завершающих этапах неотектонического развития, в конце плейстоцена—голоцене, произошла незначительная активизация вертикальных движений со сменой структурного плана и проявлением в рельефе структур северо-северо-восточного простирания, что отразилось в особенностях остаточного рельефа. Границы областей с повышенным остаточным рельефом совпадают с зонами повышенной сейсмичности в регионе. Предложена модификация комплексного параметра самоподобия PRNS, применение которой позволило улучшить корреляцию этого параметра с новейшими движениями, выявляемыми морфоструктурным методом. Максимальные значения PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимальные — с областями наименьшего приращения рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. Результаты анализа характеристик самоподобия гидросети сопоставимы в основном с проявлениями вертикальных тектонических движений на завершающих этапах неотектонического развития.

Ключевые слова: Северный Сихотэ-Алинь, неотектоника, рельеф, гидросеть, самоподобие, морфоструктурный анализ, фрактальный анализ.

Morphostructural analysis of the relief and the analysis of the self-similarity characteristics of stream network of the Northern Sikhote-Alin and adjacent territories were carried out. The relief of the studied territory has an inherited character; it was formed in several stages during the neotectonic stage. The most intense vertical movements occurred at the early phases of the neotectonic stage. At Pleistocene time the intensity of vertical movements decreased significantly. At this time, the modern erosion-denudation forms of relief was formed. At the final stages of neotectonic development (at the end of the Pleistocene — Holocene), there was a slight activation of vertical movements with a changes in the structural plan and the manifestation of NNE stretched structures in the relief, which was reflected in the features of the residual relief. The boundaries of areas with increased residual relief coincide with areas of increased seismicity in the region. A modification of the complex self-similarity parameter PRNS was proposed, the use application of which allowed us to improve the correlation of this parameter with the latest (youngest) movements detected by the morphostructural method. Zones of maximum PRNS values correlate with the areas of greatest relief increment, and zones of its minimum correlate with areas the smallest relief increment, or areas of most significant erosion. The results of the analysis of the characteristics of self-similarity of the stream network are mainly comparable with the manifestations of vertical tectonic movements at the final stages of neotectonic development.

Key words: Northern Sikhote-Alin, neotectonics, relief, stream network, self-similarity, morphological analysis, fractal analysis.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: dsim_0@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, доцент; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gigulya@yandex.ru

⁴ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, гл. науч. с.; Тихоокеанский государственный университет, профессор, член-корр. РАН; e-mail: alexei_didenko@mail.ru

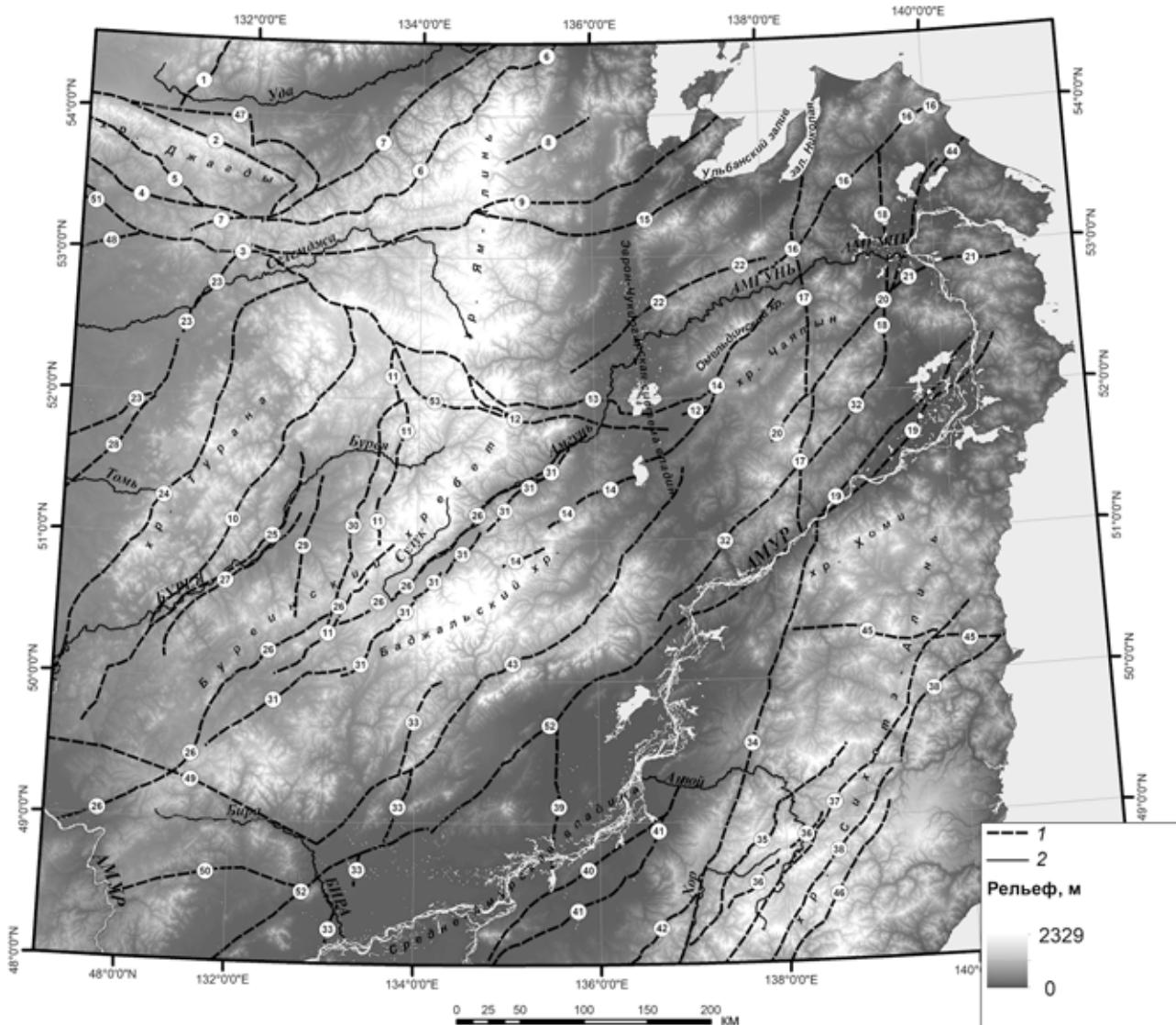


Рис. 1. Исходная цифровая модель рельефа SRTM v.3. Основные разломы: 1 — Удыхинский, 2 — Ланский, 3 — Южно-Тукуриенгский, 4 — Туксинский, 5 — Чампулинский, 6 — Тыльский, 7 — Улигданский, 8 — Южно-Шантарский, 9 — Тутурский, 10 — Мельгинский, 11 — Таставский, 12 — Пауканский, 13 — Ниланский, 14 — Дукинский, 15 — Ассынийская зона, 16 — Дигдаланский, 17 — Лимурчанский, 18 — Вьюнский, 19 — Приамурский (Киселевский), 20 — Бичи-Амурский, 21 — Ярки-Акшинский, 22 — Ассыни-Омало-Усалгинский, 23 — Селемджинский, 24 — Западно-Туранский, 25 — Прибуреинская зона, 26 — Хинганский, 27 — Кындалский, 28 — Восточно-Тарбагатайский, 29 — Ургальский, 30 — Умалтинский, 31 — Амгуинский, 32 — Бокторский, 33 — Уликанский, 34 — Центральный Сихотэ-Алиньский, 35 — Кабули-Хорский, 36 — Верхнеануйский, 37 — Ануйский, 38 — Боленку-Пухийский, 39 — Дабандинский, 40 — Хехцирский, 41 — Маноминский, 42 — Мухенский, 43 — Курский, 44 — Амуро-Гижигинский, 45 — Гурский, 46 — Колумбинский, 47 — Южно-Удский, 48 — зона разломов Нэнзыян, 49 — Сюньхэ-Бирский, 50 — Биджанский, 51 — Нинни-Сагаянский, 52 — Харпийский, 53 — Верхнениманский; 1 — главные разломы, 2 — реки

Введение. В статье изложены результаты исследований, продолжающих работы [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020 и др.] по проведению неотектонического анализа Дальнего Востока России в комплексе с исследованиями характеристик самоподобия гидросети, разломной тектоники и сейсмичности. Основную цель этих работ, наряду с изучением общей структурной организации и характера сейсмотектонических и новейших движений, составляет выявление соотношений между неотектоническими и современными движениями, сопоставление их с данными о сейсмичности. Кроме того, в ходе работ изучали применимость

и возможности фрактального подхода к решению задач новейшей тектоники, дающего значительные преимущества при автоматической компьютерной обработке больших массивов данных.

Рассматриваемый в работе регион занимает обширную территорию (рис. 1) — от Удской и Верхне-Буреинской впадин на западе до побережья Татарского пролива на востоке, от Средне-Амурской впадины на юге до побережья Охотского моря на севере. В тектоническом отношении изучаемая площадь представляет собой коллаж различных тектонических структур — на западе это юго-восточная окраина Сибирской платфор-

мы (докембрий) и восточная часть Буреинского массива (ранний палеозой). Основную часть рассматриваемой территории выполняют террейны двух орогенных поясов; на севере — восточное звено Монголо-Охотского пояса с субширотными структурами, на юге — северная часть Сихотэ-Алинского пояса с субмеридиональными структурами. Монголо-Охотский орогенный пояс в районе работ выполнен террейнами палеозойского (Джагдинско-Кербинский и Галамский) и юрского (Ульбанский) возраста. Сихотэ-Алинский орогенный пояс в районе работ выполнен террейнами юрского (Баджальский, Хабаровский) и раннемелового (Журавлевско-Амурский, Киселевско-Маноминский, Самаркинский, Кемский) возраста. Вышеперечисленные террейны представляют собой фрагменты аккреционных призм, приконтинентальных турбидитовых бассейнов и островных дуг [Геодинамика..., 2006]. На востоке изучаемой территории расположен позднемеловой Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс.

Изучению новейшей тектоники региона посвящено немного работ. При этом о строении и развитии рельефа региона, представляющего собой переходную зону от океана к континенту, сформировались различные мнения, среди которых можно выделить два основных [Геодинамика..., 2006]. Первое развивается в работах Г.И. Худякова с соавторами [История развития..., 1972, 1976; Худяков, 1977], согласно которой рельеф региона развивается унаследованно с момента зарождения пояса в мелу. Второе — представлено в работах Г.Ф. Уфимцева и его учеников [Уфимцев, 1984; Горкуша, 1999], согласно которому в начале новейшего этапа палеорельеф изучаемого региона претерпел плененизацию, а современные его формы сформировались в ходе неотектонического этапа. Наличие по крайней мере двух точек зрения на время и способы формирования рельефа региона свидетельствует о присутствии здесь большого разнообразия форм рельефа и современных рельефообразующих процессов, что делает его изучение нетривиальной задачей. Для выявления неотектонических движений и сопоставления их с результатами фрактального анализа нами, как и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020; Симонов, Брянцева, 2018], был выбран морфоструктурный метод [Философов, 1975], позволяющий оценить стадийность развития неотектонических структур.

Материалы и методы исследований. Морфоструктурный анализ. В качестве основы для морфоструктурного анализа и построения гидросети, как и в предыдущих работах, была выбрана цифровая модель рельефа ЦМР SRTM v.3 с пространственным разрешением 90 м. Сеть водотоков для последующего анализа построена по той же ЦМР с целью наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР, а методика построения гидросети бала

такой же, как и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020].

Рассчитанные водотоки классифицированы на порядки по тем же параметрам, что и ранее [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020]. Всего при заданных параметрах выявления водотоков в пределах изучаемой области выделено 8 порядков; 10-й порядок был присвоен р. Амур искусственно, как водотоку заведомо старшего порядка (надпорядкового), 9-й порядок имеет низовые р. Зея, не входящей в область исследований. В пределах изучаемой области к водотокам самого старшего порядка, помимо р. Амур, отнесено низовые р. Буреи, представляющее собой водоток 8-го порядка. Наиболее распространены водотоки 1-го порядка, число которых превышает 50%, число водотоков 2-го порядка составляет около 23%, 3-го порядка — <12%, 4-го порядка — ~6%, 5-го порядка — 2,5%, 6-го — немного более 1% и 7-го — <1%.

Набор монобазисных поверхностей построен по тем же алгоритмам, что и в предыдущих работах [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020]. В связи с тем, что изучаемый район достаточно велик, а распределение водотоков, особенно старших порядков, неоднородно, чтобы исключить артефакты, обусловленные особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со слаживанием методом ближайшего окружения. Так как водотоков 6- и 7-го порядков мало, то достоверность построенных по ним монобазисных поверхностей ниже, чем для водотоков младших порядков.

С целью выявления эволюции рельефа нами в соответствии с методикой В.П. Философова [1975] рассчитаны разностные поверхности между базисными поверхностями различных порядков, представляющие собой алгебраическую разность между ними.

В отличие от наших предыдущих работ, здесь с целью генерализации результатов и достижения большей наглядности при сопоставлении с результатами фрактального анализа выполнено осреднение разностных поверхностей окном 10×10 км с проведением зональной статистики максимумов значений в каждом окне. Результаты осреднения присваивались точкам геометрического центра окна, по которым методом естественного окружения интерполировалась результирующая разностная поверхность. В результате такой обработки исходных разностных поверхностей происходило упрощение поверхности за счет исключения осложняющих ее мелких форм, связанных с эрозией и подчеркивалось изменение рельефа, связанное с его приращением. В то же время расчленение и глубина эрозии играют важную роль при неотектоническом анализе, поэтому эти параметры нельзя исключать из рассмотрения. Результирующие осредненные поверхности, отражающие приращение рельефа, совмещались с участками исходных неос-

редненных разностных поверхностей, имеющими отрицательные значения.

Вещественный состав горных пород в пределах изучаемого региона неоднороден. Широко распространены как высокопрочные магматические и метаморфические породы, так и обладающие заметно меньшей прочностью осадочные породы, преимущественно терригенные. В ходе предшествующих исследований в пределах Южного Сихотэ-Алиня нами сопоставлена эрозионная устойчивость разных пород с высотой остаточного рельефа и крутизной склонов. Для Южного Сихотэ-Алиня такое сопоставление показало [Симонов и др., 2020], что остаточный рельеф высотой >150 м оценочно несколько больше проявлен в областях выхода на дневную поверхность более прочных пород, но нельзя утверждать, что прочность пород — определяющий фактор, поскольку высокий остаточный рельеф в пределах Центрального Сихотэ-Алиня в областях распространения существенно менее прочных пород также развит достаточно широко.

То же относится и к крутизне склонов [Симонов и др., 2020]. Это можно объяснить тем, что в ходе эволюции древнего рельефа, развивающегося длительное время, влияние прочности слагающих пород может в значительной степени нивелироваться. Поскольку возраст рельефа и литологическая неоднородность в районе текущих исследований близки к тем же параметрам для Южного Сихотэ-Алиня, мы, не проводя дополнительных исследований, предположили, что влияние литологического состава на формирование рельефа будет сходным. Для проверки нами сопоставлен фрагмент Государственной геологической карты, на котором отражены познемеловые граниты Баджало-Дусселинского комплекса в обрамлении терригенных пермских, триасовых, юрских пород (алевритов, алевролитов, песчаников, кремнисто-глинистых пород, метаморфизованных и не-метаморфизованных), а также архейских гнейсов и биотитовых гранитов с крутизной склонов и остаточным рельефом. Результаты сопоставления показали, что литологическая характеристика пород в масштабе исследований не оказывает определяющего влияния на формы рельефа, так же, как и в пределах Южного Сихотэ-Алиня. Поэтому в дальнейших построениях мы исходили из того, что фактор эрозионной устойчивости пород для выбранного масштаба и ЦМР не определяющий, и им в значительной степени можно пренебречь.

Определение характеристик самоподобия гидросети. Как неоднократно отмечалось, в том числе и в наших предыдущих работах [Захаров и др., 2019, 2020; Симонов и др., 2019, 2020], формирование рисунка гидросети весьма значимо связано с новейшими и современными вертикальными тектоническими движениями. Это влияние делает ее рисунок одним из наиболее чувствительных маркеров указанных процессов.

Основные соотношения между рядом базовых параметров бассейнов водостока, имеющие степенной характер, рассмотрены в работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997]. Параметры, входящие в эти соотношения, можно использовать для количественного описания особенностей гидросети на основе применения подходов фрактальной геометрии.

Мы в основном продолжаем использовать методику и параметры, которые подробно описаны и апробированы нами ранее [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020]. К этим параметрам относится параметр распределения отрезков русел по длине α , фрактальная размерность рисунка гидросети (D_p), фрактальная размерность множества точек, в которых происходит смена порядка русел (order change) (D_{oc}).

Также определяли параметр D_h в соотношении суммарных длин потоков каждого порядка, который имеет вид

$$N_i \sim L_{i \text{ sum}}^{D_h}, \quad (1)$$

где i — порядок водотоков, $L_{i \text{ sum}}$ — суммарная длина водотоков этого порядка.

Параметр D_h , аналогично параметру α , позволяет характеризовать соотношение длин русел. Если относительно много коротких русел низких порядков, параметр D_h принимает более высокие значения, а если относительно велика доля длинных русел высших порядков, то значения D_h понижены.

В наших предыдущих работах [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020] установлено, что хотя все перечисленные выше параметры в определенной степени отражают вертикальные движения того или иного направления, по отдельности они не позволяют проводить сопоставлений с неотектоническими движениями и различать обстановки поднятия и опускания.

Мы продолжали использовать комплексный (комбинированный) параметр самоподобия PRNS (*Parameter of River Networks Self-similarity*), предложенный нами ранее [Захаров и др., 2020; Симонов и др., 2020]. Здесь используется его модификация, а именно: вместо параметра α используем параметр D_h , имеющий, как представляется, аналогичный смысл и связь с тектоническими движениями. В качестве параметра PRNS здесь нами предложена сумма

$$\text{PRNS} = \langle D_r \rangle + \langle D_{oc} \rangle + \langle D_h \rangle, \quad (2)$$

где в угловых скобках для каждого параметра заключено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций для приведения к одинаковому диапазону. Такое комбинирование нужно для того, чтобы корректнее отразить выраженную тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях параметра PRNS. Повышенные значения этого

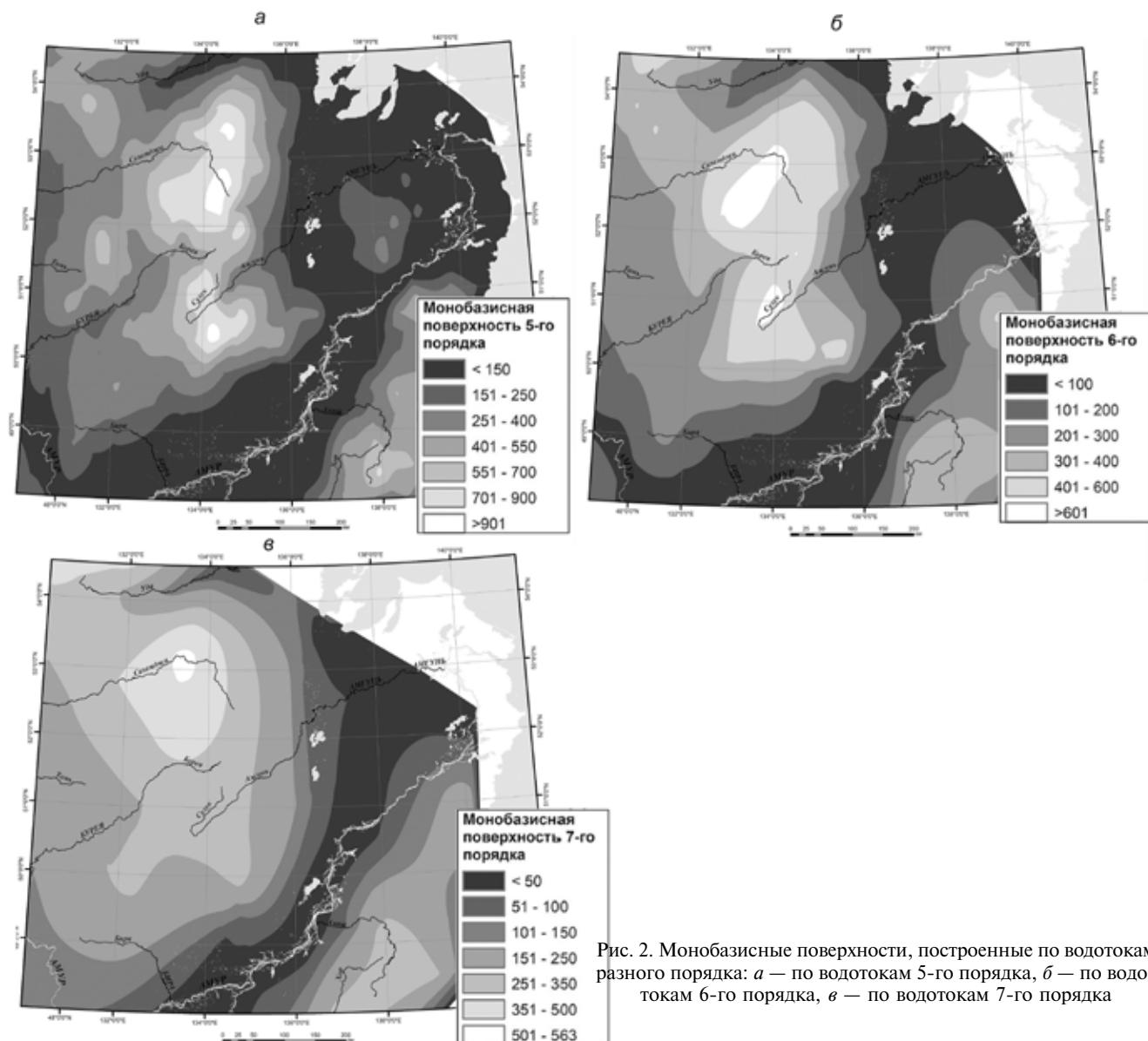


Рис. 2. Монобазисные поверхности, построенные по водотокам разного порядка: *а* — по водотокам 5-го порядка, *б* — по водотокам 6-го порядка, *в* — по водотокам 7-го порядка

параметра соответствуют поднятиям, а пониженные — опусканиям.

Анализ самоподобия гидросети проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo v.3.35. Размер окна составлял $0,5 \times 0,5^\circ$ ($\sim 40 \times 40$ км на данной широте), перекрытие — $0,25^\circ$ (~ 20 км), диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении, — от 0,5 до $0,03^\circ$ (~ 40 —2 км).

Отметим, что при вычислении параметра PRNS целесообразно отсекать верхние и нижние «хвосты» в распределении каждого параметра для уменьшения влияния экстремальных значений, в данном исследовании мы приняли уровень отсечения в 5%.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты морфоструктурного анализа. Если, как показано выше, в масштабе исследования эрозионная устойчивость пород в большинстве случаев не оказывает решающего влияния на рельеф, то высокий остаточный рельеф имеет явную структурную

приуроченность. Остаточный рельеф с высотой > 150 м наиболее распространен в первую очередь в пределах Буреинского и Тананского хребтов, хр. Джагды, в пределах Сихотэ-Алиня южнее Гурского разлома. Границы областей распространения высокого остаточного рельефа контролируются крупными разрывами: Южно-Удинским, Западно-Туранским, Мельгинским, Южно-Тукуриングским, Умальтинским, Хинганским, Амгуньским, Бокторским, Центральным Сихотэ-Алийским и др., что может свидетельствовать об активизации этих разломов на заключительных этапах развития рельефа. То же относится и к склонам с крутизной более 25° , причем их распространение, за исключением области между Западно-Туранским и Мельгинским разломами, хорошо коррелирует с высоким остаточным рельефом. Однако в связи с тем, что профили равновесия большинства рек начиная с 3- и 4-го порядков хорошо выработаны, уклоны долин рек старших порядков в подавляющем большинстве случаев не превышают 3° . От-

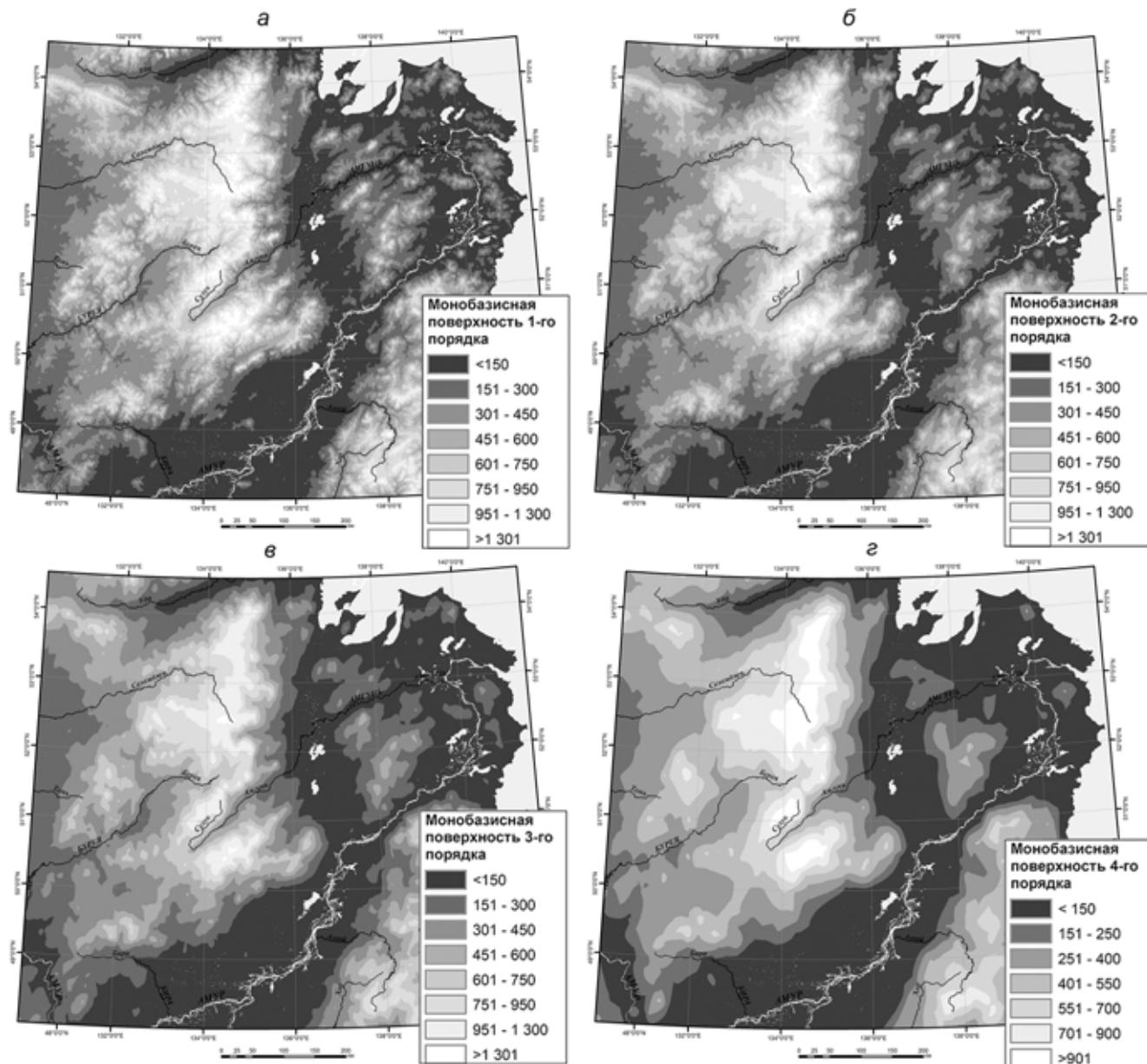


Рис. 3. Разностные поверхности между монобазисными поверхностями 4- и 5-го порядков (а), 5- и 6-го порядков (б), 6- и 7-го порядков (в)

метим, маловероятно что такая активизация была высокоамплитудной. Наличие областей высокого остаточного рельефа с крутыми склонами можно объяснить длительной эрозией изначально высокого древнего рельефа, до сих пор не достигшего равновесия.

Конфигурация наиболее древнего рельефа в пределах изучаемой области, который можно проанализировать предлагаемым методом, отражается в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 7-го порядка (рис. 2, в). Вследствие того, что водотоков 7-го порядка крайне мало, достоверность этой поверхности достаточно низкая. Надежных маркеров возраста этого рельефа нет. Однако можно предположить, что эта поверхность может отражать конфигурацию рельефа, существовавшего до стадии эоценового

рифтогенеза или до того времени, пока в пределах эоценовых рифтовых впадин не сформировались крупные транзитные водотоки, такие, как Амгунь в пределах Верхнеамгунской межгорной впадины. Во всяком случае присутствие в разрезах эоцен-миоценовых отложений этих впадин достаточно мощных горизонтов грубообломочных пород [Государственная..., 2006] свидетельствует о наличии недалеко находившихся высоких гор, служивших источником сноса, и мощных водотоков, формировавших эти грубообломочные отложения.

В это время, вероятно, уже существовал достаточно высокий Буреинский хребет, асимметричный, с крутым восточным и пологим западным склоном, и более низкий Северный Сихотэ-Алинь, причем восточнее Эврон-Чукчагирской системы погружений и севернее При-

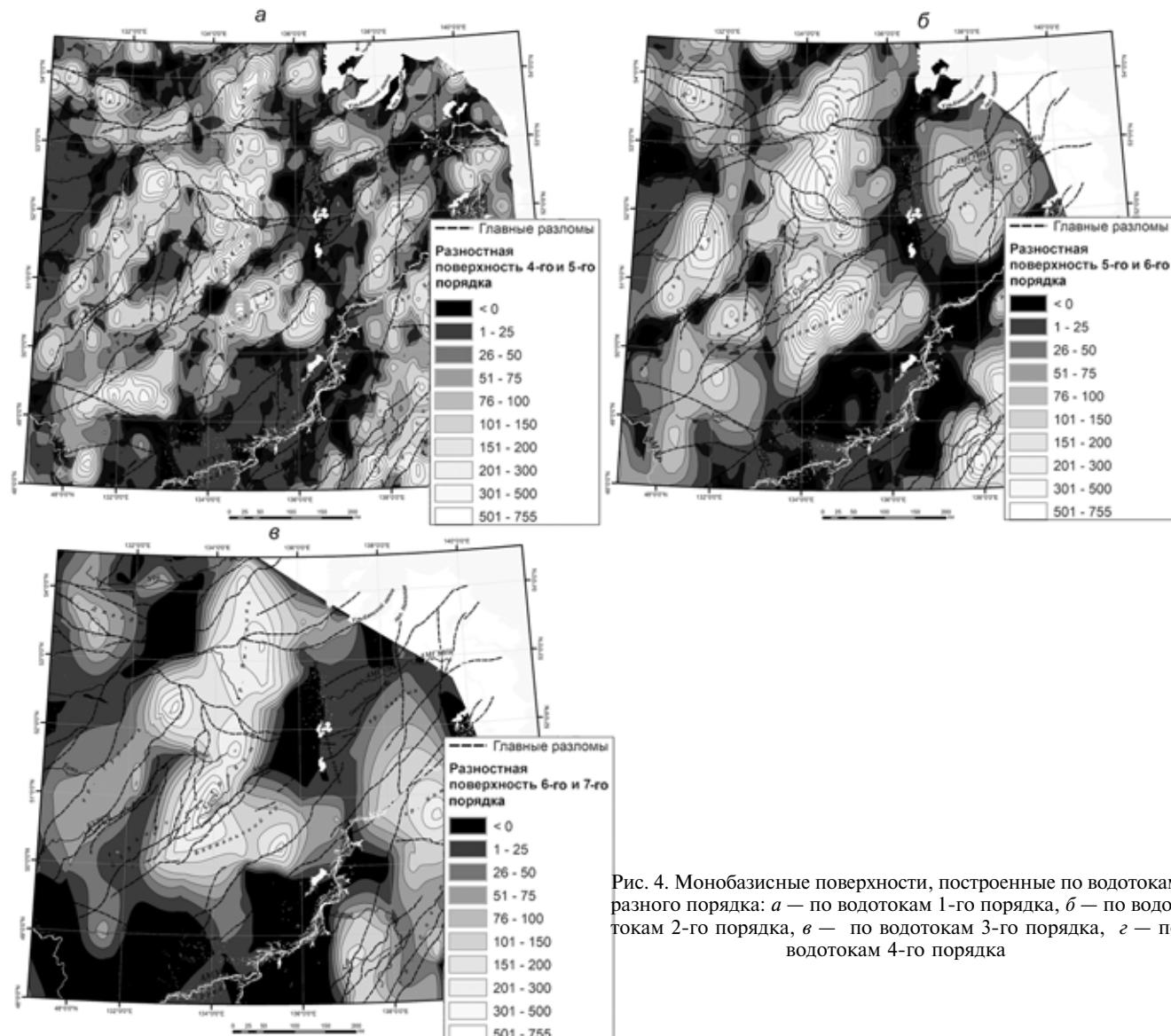


Рис. 4. Монобазисные поверхности, построенные по водотокам разного порядка: *а* — по водотокам 1-го порядка, *б* — по водотокам 2-го порядка, *в* — по водотокам 3-го порядка, *г* — по водотокам 4-го порядка

амурского разлома высокого рельефа, вероятнее всего не было.

Более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 6-го порядка (рис. 2, *б*) сформировался, вероятно, уже тогда, когда в пределах кайнозойских рифтовых впадин уже образовались крупные транзитные реки, такие, как Амгунь, т. е. это постэоценовый рельеф. Как следует из анализа монобазисной поверхности 6-го порядка и разностной поверхности 6- и 7-го порядков (рис. 3, *в*), Буреинский хребет в это время наряду с эрозией мог испытывать воздымание. Наибольшее приращение рельефа (до 400 м) отмечено в южной части хребта, в районе Хинганского разлома. В то же время по периферии хребта выявлена значительная эрозия. Значимое воздымание в это время, по-видимому, испытывал и Северный Сихотэ-Алинь, но амплитуда этого воздымания менее значительна, чем в пределах Буреинского хребта. Максимальное приращение рельефа не превышало 280 м. При этом важно, что в это время началось воздымание, хотя и не

очень значительное, севернее Приамурского разлома. Русло Амура в это время, вероятнее всего, проходило по Эврон-Чукчагирской системе погружений до залива Николая.

Надежных маркеров, позволяющих в пределах изучаемой территории датировать более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 5-го порядка (рис. 2, *а*), также нет. Однако исходя из того, что реки Сихотэ-Алиня и изучаемой области относятся к одному и тому же бассейну (р. Амур), рельеф можно предположительно датировать по аналогии с датированием рельефа Южного и Центрального Сихотэ-Алиня [Симонов и др., 2020]. Там рельеф, ассоциирующийся с водотоками 5-го порядка, датируется олигоценом — временем формирования песчаников и конгломератов угловинской свиты. Фрагменты отложений этого возраста сохранились в долинах крупных рек Сихотэ-Алиня. Наиболее значительные площади отложений угловинской свиты в пределах Центрального Сихотэ-Алиня выявлены в среднем течении р. Бикин, в пределах впадины,

выявляемой в монобазисной поверхности 5-го порядка [Симонов и др., 2020].

Анализ этой монобазисной поверхности, а также разностной поверхности 5- и 6-го порядков (рис. 3, б) позволяет предположить, что в это время началась крупная перестройка в нижнем течении Амура, в то время как Сихотэ-Алинь и Буреинский хребет продолжали испытывать умеренное воздымание, которое компенсировалось эрозией крупных рек, что выразилось в близких к нулю или даже отрицательных значениях разностной поверхности вдоль их русел, а территория севернее Приамурского разрыва начала испытывать более интенсивное воздымание. Вероятно, в это воздымание была вовлечена и Эврон-Чукчагирская система погружений. Однако в этой системе воздымание компенсировалось эрозией протекающих по ней рек, что можно предположить по близким к нулю значениям разностной поверхности. В то же время происходила значительная эрозия вдоль Приамурского разлома. Видимо, в это время начала формироваться современная антецедентная долина Амура, заложившаяся вдоль этого разрывного нарушения.

По монобазисной поверхности 4-го порядка (рис. 4, г) можно предположить, что к времени формирования водотоков этого порядка долины наиболее крупных рек региона начали приобретать современное очертание.

Анализ базисной поверхности 4-го порядка и разностной поверхности 4- и 5-го порядков (рис. 3, а) позволяет предположить, что к этому времени практически образовалось современное русло нижнего течения Амура. Начала формироваться антецедентная долина р. Амгунь между Омальским и Омальдинским хребтами. Происходила активизация наиболее крупных разломов, ограничивающих явно выделяющиеся крупные блоки с выраженными линейными границами. К таким разломам можно отнести Центральный Сихотэ-Алиньский разлом, отделяющий Сихотэ-Алинь от Средне-Амурской впадины, а также Харпийский и Курский разломы, отделяющие Буреинский блок (включающий Баджальский, Бреинский хребты и хребет Турана) от Зейской впадины. Эврон-Чукчагирская система в это время была уже гипсометрически выше Средне-Амурской впадины. Сам Буреинский блок распался на ряд более мелких блоков, причем их четко выраженные границы субширотного и субмеридионального простирания не совпадают с разрывными нарушениями более раннего заложения. Важно, что если Сихотэ-Алинь в это время испытывал воздымание, в лучшем случае компенсируемое эрозией крупных рек, то в пределах Буреинского блока начали превалировать процессы эрозии и денудации. Эта активизация новейших движений предположительно была синхронна с проявлением миоцен-плиоценового базальтового вулканизма.

Монобазисные поверхности 1-, 2- и 3-го порядков (рис. 4, а, б, в) отражают эволюцию рельефа в плейстоцене. Наиболее полезную информацию о эволюции рельефа на этом этапе можно получить из анализа соответствующих разностных поверхностей.

Так, анализ разностных поверхностей 3- и 4-го порядков (рис. 5, б) показывает, что в начале плейстоцена в основном произошла стабилизация вертикальных тектонических движений. Приращение рельефа на всей площади изучаемой территории приблизительно одинаковое, с небольшим преобладанием в пределах Буреинского хребта. При этом видно, что приращение рельефа происходило в совокупности с эрозией более древнего рельефа (о чем свидетельствуют широко распространенные области с отрицательными значениями разностной поверхности). Поскольку отмечено, что интенсивность врезания (отрицательные значения разностной поверхности) достаточно высока, то и положительное приращение рельефа в значительной степени можно объяснить именно процессами эрозии, а не только локальным воздыманием. Важно, что эрозия более интенсивна там, где на предыдущем этапе развития рельефа происходило наиболее интенсивное воздымание. Обращает на себя внимание то, что признаки вертикальных движений по крупным разломам не выявлены. Конфигурация блоков, обособившихся на предыдущем этапе, оставалась стабильной. Области эрозии более древнего рельефа в долинах крупных рек стали перемещаться вверх по течению относительно тех областей эрозии, которые были отмечены на предыдущем этапе, т. е. происходила попытная эрозия и вырабатывался новый профиль равновесия этих рек, что свидетельствует о стабильности региона и формировании рельефа в основном именно за счет эрозии. В то же время обращает на себя внимание то, что в блоке, расположеннем севернее Приамурского разлома, процессы эрозии более древнего рельефа (отрицательные значения разностной поверхности) проявлены слабее, чем в других частях исследуемой области.

Анализ разностных поверхностей 2- и 3-го порядков (рис. 5, а) показывает, что на этом этапе ситуация оставалась такой же. Следов проявления интенсивных площадных вертикальных движений нет, продолжалась денудация ранее сформировавшегося рельефа. При этом необходимо отметить, что на севере Буреинского хребта началал проявляться скрытый остаточный рельеф, связанный с рядом нижнемеловых гранитных массивов. Дополнительную сложность при интерпретации этой разностной поверхности представляет то, что далеко не все гранитные массивы этого возраста одинаково проявлены в скрытом остаточном рельефе. Это можно объяснить как различием прочностных свойств гранитов в разных массивах, так и тем, что область севернее Пауканского и Дукинского

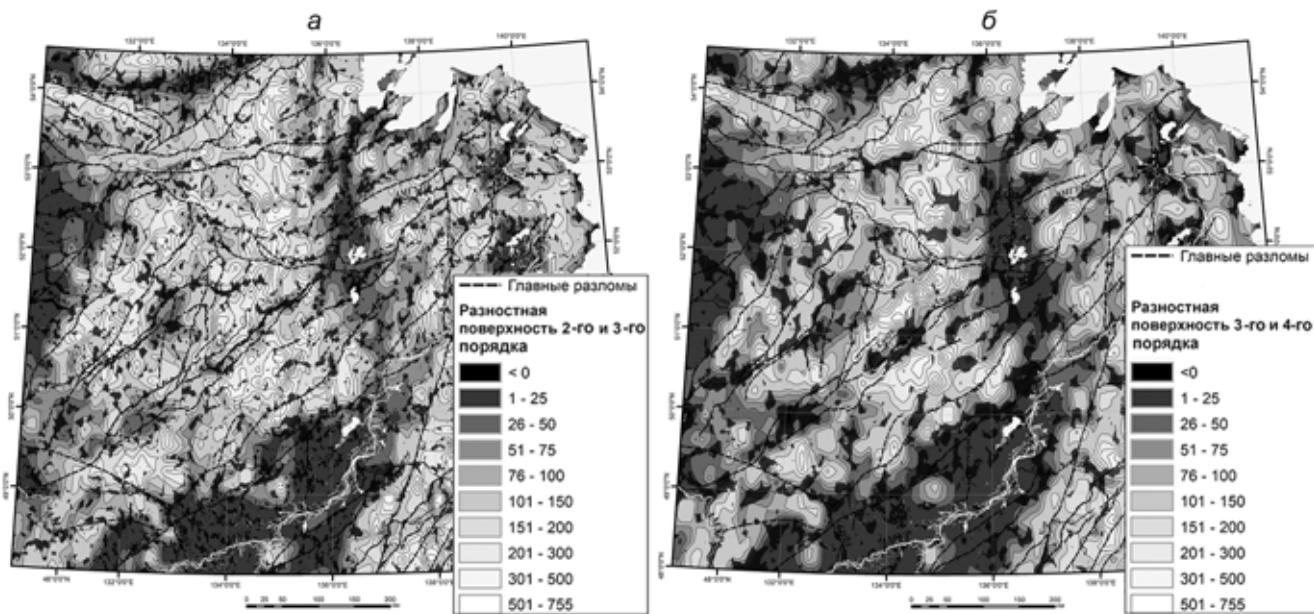


Рис. 5. Разностная поверхность между монобазисными поверхностями 2- и 3-го порядков (а), 3- и 4-го порядков (б)

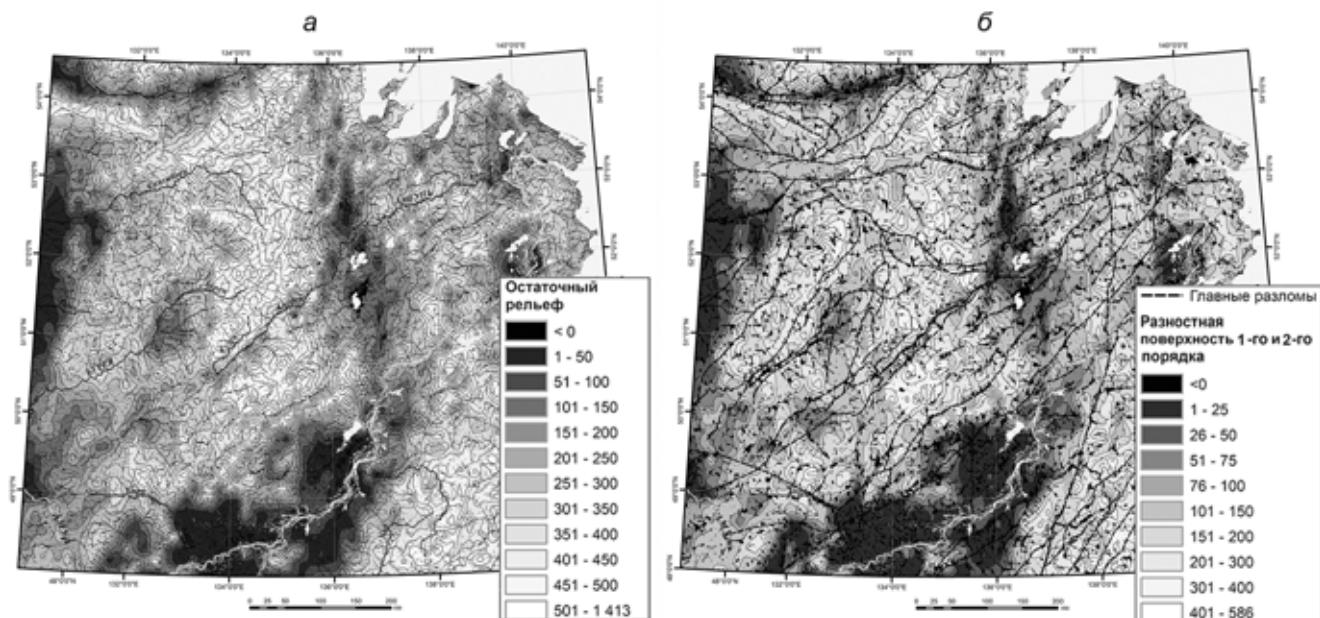


Рис. 6. Остаточный рельеф (а) и разностная поверхность между монобазисными поверхностями 1- и 2-го порядков (б)

разрывов могла в это время испытывать несколько более интенсивное воздымание.

Разностная поверхность 1- и 2-го порядков (рис. 6, б) свидетельствует о том, что в конце плейстоцена ситуация принципиально не изменилась. Следов выраженных площадных вертикальных движений выявить не удалось, что не исключает возможность слабых относительных движений мелких блоков, которые плохо отражаются в анализируемой разностной поверхности. Можно отметить, что эрозия более древнего рельефа в долинах крупных рек прекратилась, это свидетельствует о том, что указанные реки к этому времени полностью выработали профиль равновесия.

В голоцене, по всей вероятности, вновь произошла незначительная активизация вертикальных движений, что отражается в высоте остаточного рельефа в пределах разных областей обособившихся ранее блоков (рис. 6, а). Важно отметить смену структурного плана и достаточно ясное обособление структур северо-северо-западного простирания, в отличие от структур северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, отчетливо проявлявшихся на более ранних этапах. Западная граница области с повышенными значениями остаточного рельефа в пределах Буреинского блока хорошо коррелирует с областью повышенной сейсмичности (рис. 7, а). Амплитуда вертикальных

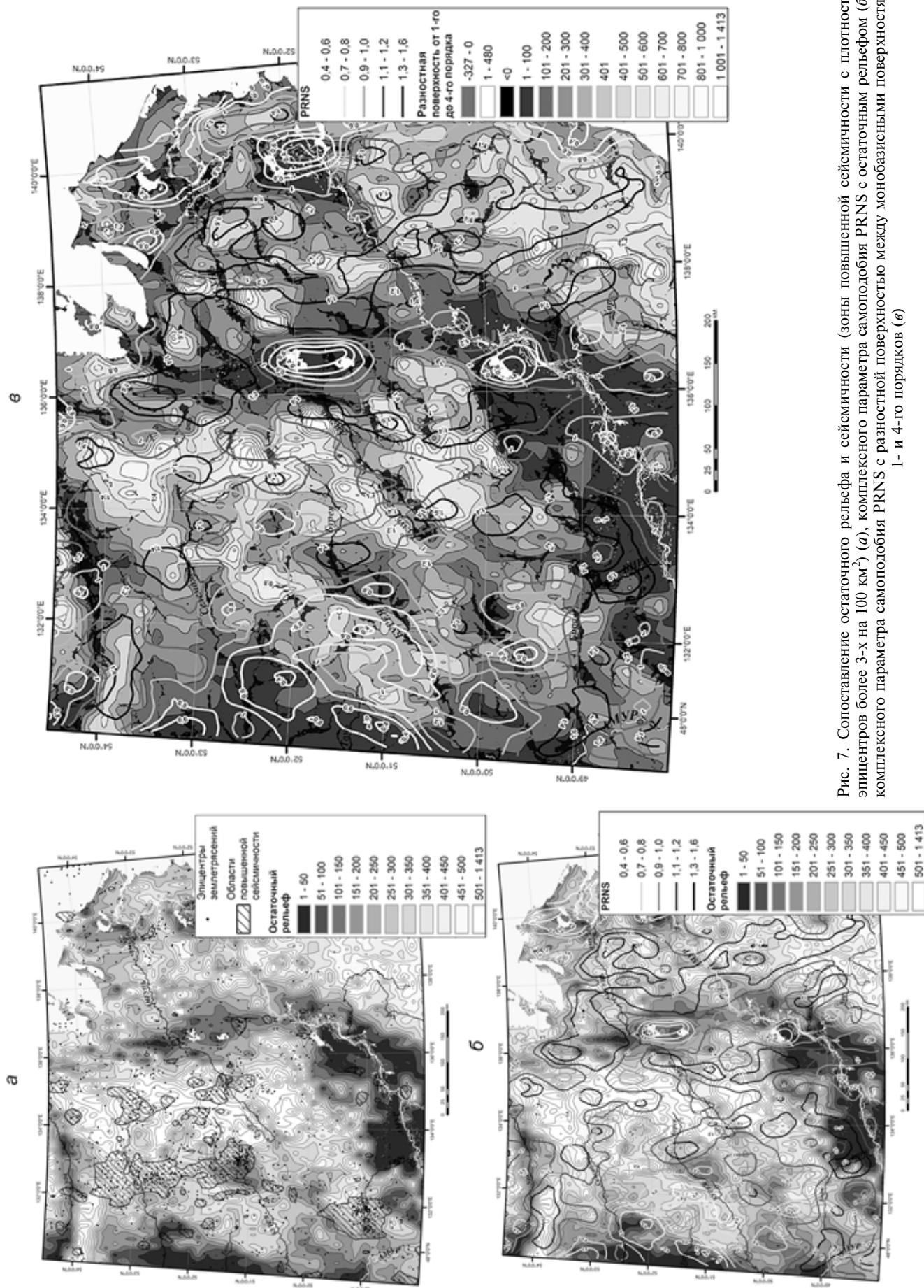


Рис. 7. Сопоставление остаточного рельефа и сейсмичности (зоны повышенной сейсмичности с плотностью эпичентров более 3-х на 100 км²) (а), комплексного параметра самоподобия PRNS с остаточным рельефом (б) и комплексного параметра самоподобия PRNS с разностной поверхностью между монобазисными поверхностями 1- и 4-го порядков (б)

движений в ходе этой активизации, вероятно, была незначительной. Обращает на себя внимание и значительный остаточный рельеф вдоль побережья Татарского пролива южнее 52-й параллели.

Итак, структурно-морфометрическим методом удалось проследить развитие рельефа изучаемого региона приблизительно с эоцена. Можно выделить три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность: доолигоценовая стадия развития; стадия олигоцен-плиоценовой активизации, характеризующаяся достаточно интенсивными вертикальными движениями, и плейстоценовая стадия, на протяжении которой значительные вертикальные движения уже не проходили и оформился современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф. Выявлено, что в ходе неотектонического этапа тектоническая активность проявлялась неравномерно, и сопровождалась сменами структурного плана.

Сопоставление результатов анализа самоподобия гидросети и морфоструктурного анализа. Как нами было показано в ходе предшествующих исследований [Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020], наиболее обосновано сопоставление параметров самоподобия гидросети с разностными поверхностями, что отражает суммарное изменение рельефа на протяжении всего неотектонического этапа развития, или, как в нашем случае, на протяжении того времени, за которое мы можем проследить эволюцию рельефа с помощью выбранной методики. Как показано выше, в пределах изучаемой области морфоструктурным методом удается проследить эволюцию рельефа предположительно с эоцена. Однако водотоков старших порядков, заложение которых относится к ранним этапам развития, мало. Это может исказять как результаты анализа параметров самоподобия гидросети, так и занижать достоверность анализа новейших движений на ранних этапах развития рельефа. В связи с этим наиболее обоснованным представляется сопоставление параметра PRNS, рассчитанного для водотоков, число которых статистически значимо. В нашем случае целесообразно рассматривать водотоки с 4-го и более низких порядков. Общее число водотоков этих порядков превышает 90%.

Изменение рельефа за промежуток от заложения водотоков 4-го порядка до заложения водотоков 1-го порядка отражается в разностной поверхности от 1- до 4-го порядков (рис. 7, в). Эта поверхность демонстрирует изменение рельефа, произошедшее как вследствие вертикальных неотектонических движений, так и в результате процессов эрозии и денудации на протяжении плейстоцена. Как показано выше, для изучаемой территории это было время относительной стабилизации, характеризующейся отсутствием значительных по амплитуде и площадному распространению вертикальных движений и формированием выработанного эрозионно-денудационного рельефа.

Сопоставление разностной поверхности 1- и 4-го порядков с пространственным распределением комплексного параметра PRNS гидросети (рис. 7, в) демонстрирует, что в целом максимумы параметра PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращениями рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. Однако такое совпадение не повсеместно — выявлены области, для которых характерна менее четкая корреляция. На наш взгляд, это можно объяснить описанной ранее стадийностью развития рельефа, а также тем, что на разных стадиях для одной и той же территории могла быть характерна инверсия вертикальных движений. Более молодая гидросеть формировалась рисунок, свойственный более молодым движениям, но при этом более древняя и более развитая гидросеть оставалась консервативной и отражала направленность движений, происходивших на предшествующей стадии развития рельефа, что и отражают результаты фрактального анализа [Симонов, Захаров, 2019; Симонов и др., 2020; Захаров и др., 2020].

Появление минимумов параметра PRNS в пределах хр. Туран можно объяснить значительной эрозией на ранних стадиях плейстоценового этапа развития, отразившейся в разностной поверхности 3- и 4-го порядков, а несколько завышенные максимумы на севере изучаемой области могут служить подтверждением высказанного нами ранее предположения о том, что область севернее Пауканского и Дукинского разрывов могла на заключительных этапах развития региона испытывать несколько более интенсивное воздымание, что и отразилось как в разностных поверхностях 2–3-го и 1–2-го порядков, и наиболее значительно в остаточном рельефе (рис. 7, б).

Таким образом, анализ характеристик самоподобия гидросети демонстрирует не только удовлетворительную корреляцию с результатами морфоструктурного анализа, но и дает дополнительную информацию для исследования характера новейших движений. Выявленная корреляция в целом соответствует результатам, полученным ранее в работах других авторов [Мельник, Поздняков, 2007; Сидорчук, 2014; Dombradi et al., 2007], а также в наших предыдущих работах.

Выводы. 1. Морфоструктурный анализ продемонстрировал, что рельеф изучаемой территории носит унаследованный характер и в ходе неотектонического этапа развивался стадийно.

2. Наиболее интенсивные вертикальные движения происходили на ранних этапах неотектонического развития региона. В плейстоцене интенсивность вертикальных движений значительно снизилась. В это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф. Структурный план региона в ходе неотектонического этапа развития менялся.

3. На завершающих этапах неотектонического развития, в конце плейстоцена—голоцене, произошла незначительная активизация вертикальных движений со сменой структурного плана и проявлением в рельфе структур северо-северо-восточного простирания, что отразилось в особенностях остаточного рельефа. Границы областей с повышенным остаточным рельефом коррелируют с сейсмичностью региона.

4. Предложена модификация комплексного параметра самоподобия PRNS, применение которой позволили улучшить корреляцию этого

параметра с новейшими движениями, выявляемыми морфоструктурным методом. Максимумы комплексного параметра самоподобия PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращением рельефа или с областями наиболее значительной эрозии. Отметим, что результаты анализа характеристик самоподобия гидросети в основном сопоставимы с проявлениями вертикальных тектонических движений на завершающих этапах неотектонического развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 61–68.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000, Дальневосточная серия (третье поколение): Листы М-53, М-54, Н-53, Н-54. СПб.: Изд-во Картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2011.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. DOI: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Фрактальная геометрия речной сети и неотектоника южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 6. С. 26–42. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-6-26-42.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. Кн. 1, М.: Наука, 1972. 427 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. Кн. 2, М.: Наука, 1976. 452 с.

Мельник М.А., Поздняков А.В. Фрактальный анализ эрозионно расчлененного рельефа: методологические подходы // Вестн. Томского гос. ун-та. 2007. № 301. С. 201–205.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14. DOI: 10.15356/0435-4281-2014-1-3-14.

Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керчен-

ского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 3. С. 12–25.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 19–29.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 25–36.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 182 с.

Федор Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. 232 с.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

Dombradi E., Timar G., Bada G. et al. Fractal dimension estimations of drainage network in the Carpathian–Pannonian system // Global and Planetary Change. 2007. Vol. 58. P. 197–213. DOI:10.1016/j.gloplacha.2007.02.011.

Jenson S.K., Domingue J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.

Pelletier J.D. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. B4. P. 7359–7375.

Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию 29.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 05.04.2021

УДК 551.26 + 550.81

А.Е. Котельников¹, В.В. Дьяконов², А.Л. Дергачев³

ПОИСКИ ПЕРЕКРЫТОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

ФГАОУ ВО «Российский университет дружбы народов», Инженерная академия, 117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6

ФГБОУ ВО «МГРИ — Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23

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

Peoples' Friendship University of Russia, Academy of Engineering, 117198, Moscow, Miklukho-Maklaya st., 6
FGBOU VO "MGRI — Russian State Geological Prospecting University named after Sergo Ordzhonikidze", 117997, Moscow, Miklukho-Maklaya st., 23

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

На сегодняшний день весьма актуальны вопросы поисков слепых и перекрытых месторождений. Высокую эффективность геологоразведочных работ могут обеспечить только комплексные исследования, позволяющие выделить структурные элементы изучаемой территории и оценить ее геолого-geoхимический потенциал.

Рассмотрен разработанный авторами структурно-geoхимический критерий. Его применению предшествует определение структурно-геологической характеристики территории на основе метода палеовулканических реконструкций. В дальнейшем на основе приуроченности различных типов оруденения к определенным структурным элементам палеовулканических сооружений выделяются области, перспективные для обнаружения рудной минерализации. Применение geoхимической съемки в пределах таких областей позволяет оценить их перспективность, выделить наиболее перспективные участки и дать предварительную geoхимическую оценку перекрытых зон минерализации.

Ключевые слова: палеовулканическое сооружение, критерии, поиски, вулканические фации, перекрытое оруденение, geoхимия.

By these days issues of survey of blind and covered deposits are very actual. High affectivity of geological and prospecting abilities could be achieved only when complex studies have been done which allow to indicate structural elements of explores area and evaluate geological and geochemical potential of prospective areas. In the article the structural and geochemical criterion developed by authors is considered. Its use is preceded by definition of the structural and geological characteristic of the territory based on the method of paleovolcanic reconstruction. At the later stage areas, perspective for detection of an ore mineralization are outlined basing on localization of various type of a mineralization at specified structural units of paleovolcanic structures. Application of geochemical mapping within the perspective areas allows to estimate prospects of the areas, to allocate most perspective sites with their preliminary geochemical estimate.

Key words: paleovolcanic structure, criteria, prospecting, volcanic facies, covered mineralization, geochemistry.

Теоретические представления о палеовулканических сооружениях. Подавляющее количество рудных полезных ископаемых, бесспорно, приурочено к породам магматического генезиса. На поверхности планеты магматическими породами покрыты огромные площади как в пределах континентов, так и океанических впадин. Практически ими сложен сплошной покров на поверхности палеопланетарной коры. Накопление магматических продуктов на протяжении миллионов лет фанерозойской эонотемы привело к формирова-

нию крупных палеовулканических сооружений [Дьяконов, 2010, 2011; Котельников, 2013; Дуаконов et al., 2020]. В их строении принимают участие как эфузивные горные породы, так и интрузивные. Традиционно отнесение магматических пород к той или иной формации основано на приуроченности их к различным геодинамическим обстановкам [Dickinson, Hatherton, 1967], их вещественном составе [Кузнецов, 1989] и связи с различными вулкано-плутоническими поясами [Кривцов, 1997, 1999].

¹ Российский университет дружбы народов (РУДН), департамент недропользования и нефтегазового дела; Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), геологоразведочный факультет, кафедра методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, канд. геол.-минер. н., доцент; e-mail: kotelnikov-ae@rudn.ru

² Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), геологоразведочный факультет, кафедра общей геологии и геокарттирования, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: mdf.rudn@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, geoхимии и экономики полезных ископаемых, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: alderg@geol.msu.ru

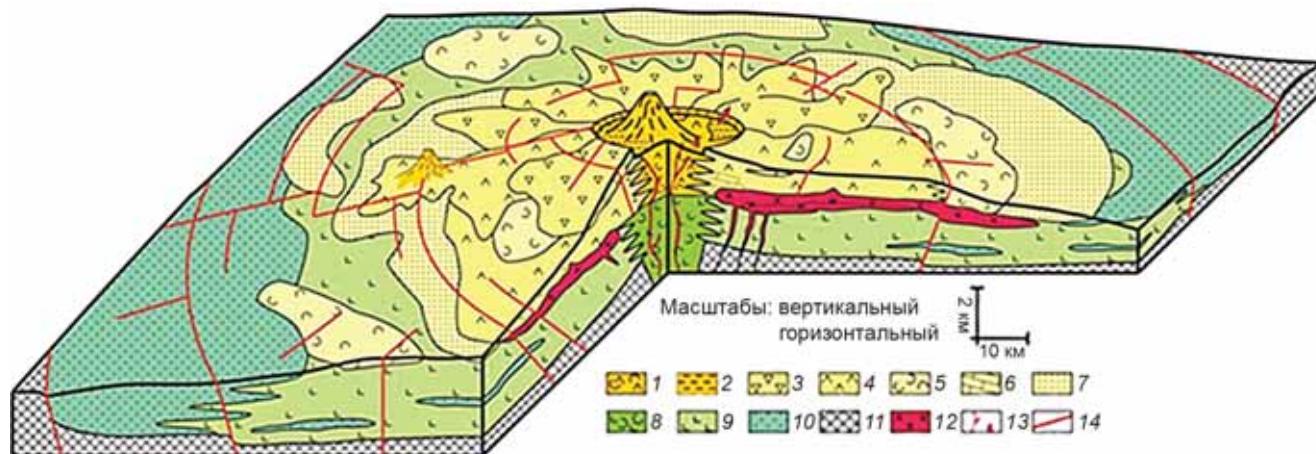


Рис. 1. Схема размещения фаций палеовулканической постройки: 1–10 – группы эфузивных фаций палеовулкана: 1–7 – фации второго этапа развития: 1–2 – жерловая структурно-формационная зона (1 – грубообломочные фации, 2 – брекчевые и лавобрекчевые фации); 3–5 – склоновая структурно-формационная зона (3 – пирокластические фации, 4 – лавовые фации, 5 – игнимбритовая фация); 6 – рифовая (карбонатная) фация; 7 – удаленная структурно-формационная зона, вулканогенно-осадочные фации; 8–10 – фации первого этапа развития: 8 – жерловая структурно-формационная зона, грубообломочные фации; 9 – склоновая структурно-формационная зона, эфузивно-пирокластические фации, 10 – удаленная структурно-формационная зона, вулканогенно-осадочные фации; 11 – фундамент вулкана; 12 – интрузивные тела; 13 – субвулканические тела; 14 – тектонические нарушения

В отличие от этого, в дальнейшем нами используется принцип приуроченности формаций к определенным частям палеовулканических сооружений. Слагающие их магматические породы в соответствии с этим могут быть отнесены к жерловой, склоновой, удаленной и поствулканической (интрузивной) формациям, каждая из которых состоит из нескольких сочетаний пород, объединяемых в фации (рис. 1).

Жизненный цикл фанерозойских палеовулканов охватывает огромный интервал времени от нескольких десятков миллионов лет до нескольких сотен миллионов лет. Каждой эпохе тектономагматической активизации отвечают свои сооружения. Независимо от возраста палеовулканических сооружений в последовательности накопления продуктов магматической деятельности, строго выделяются три последовательных этапа (таблица):

1-й этап – извержение лав и пирокластики основного состава, что приводит к формированию щитового вулкана;

2-й этап – последующие более поздние извержения эфузивов кислого состава из общего для обоих этапов магматического канала приводят к надстраиванию стратовулкана на щитовом сооружении.

В 1- и 2-й этапы накапливаются продукты эфузивной деятельности, сопровождающиеся внедрением субвулканических тел;

3-й этап – поствулканический период развития – образование внутри сооружений крупных магматических камер с высокотемпературным градиентом, где формируются гипабиссальные массивы.

Накопленные продукты трех этапов магматического развития сооружения представляют единую терригенно-вулкано-плутоническую ассоциацию, которая отражает гомодромный (от основного к кислому) характер магматизма.

Палеовулканическое сооружение представляет собой сложную естественную конструкцию, состоящую из разнообразных горных пород, объединяемых в фации. В зависимости от их состава, интервалов геологического времени накопления и структурной позиции относительно центра излияния фациальные разности объединяются в формации.

Для всех изученных нами палеовулканических сооружений выделяются следующие устойчивые формации: жерловая, склоновая, удаленная и поствулканическая (интрузивная).

В составе *жерловой формации* выделяются пользующиеся преимущественным развитием грубообломочная брекчевая и туфобрекчевая фации (глыбовые, бомбовые туфы и туфобрекчии); ограниченное распространены лавобрекчевая и собственно лавовая фации; широко распространенные штоки и дайки субвулканической фации.

Этапы и время формирования палеовулканических сооружений

Периоды	Этапы	Структурные элементы	Состав	Временной интервал, млн лет
Интрузивный	3	интрузивные и субвулканические тела	от основного до кислого	~10
	2	стратовулкан	средний–кислый	~50
Эфузивный	1	щитовой вулкан	основной–средний	~70

Наличие игнимбритов, пемзовых шлаков и спекшихся туфов указывает на спекание, вторичное переплавление и течение в вязком состоянии, в связи с этим часто наблюдаются следы флюидальности, пузыристости, что характерно для продуктов кратерных лавовых озер. Породы, относимые к жерловой формации, накапливаются в пределах центральной кальдеры и на незначительном удалении от нее за пределами соммы. Диаметр области их развития не превышает несколько десятков километров. Характерно присутствие по их периферии жерловых фаций, вторичных кварцитов, яшм и других образований, относимых к проявлениям интенсивных процессов гидротермальной деятельности, сопровождающей выбросы огромных масс магматических продуктов. Наиболее интенсивной переработке подвергаются брекчиевидные фации пород, относимые к гидротермалитовой фации.

Склоновая формация представлена большим количеством продуктов фации лавовых и мелкообломочных лавобрекчийевых потоков, пирокластических образований, накапливающихся вниз по склону от центрального жерла, за пределами накопления продуктов жерловых фаций. Четкой границы между продуктами формаций не существует, это яркий пример постепенных фациальных переходов.

По объему магматического материала преобладают породы склоновой формации, прослеживаются на многие и многие десятки километров от центральной кальдеры по всем направлениям, формируя склон палеовулканического сооружения. На склонах часто картируются мелкие паразитические жерла. Встречаются породы, диагностика которых требует особого внимания, поскольку визуально они похожи на осадочные породы [Dyakonov et al., 2017; Yapaskurt, 2016].

Породы, слагающие *удаленную формацию*, представлены вулканогенно-осадочными, осадочными и реже вулканогенными фациями. Вулканогенно-осадочные породы представляют собой пирокластический материал различной зернистости (туфы из вулканической пыли и пепла размерностью <2 мм). Реже встречаются игнимбриты, образованные палящими тучами (лахары). Осадочные породы представляют собой продукты разрушения пород склоновой и жерловой фаций под воздействием физического выветривания, проявлений тектоники и переноса вниз по склону к подножию сооружения. В значительном количестве присутствуют разнообразные туфы. Отложения накапливаются у подножия вулкана до внешней границы проседания сооружения. В прибрежно-морских условиях, в зависимости от уровня воды, могут формироваться рифовые постройки, которые используют в качестве фундамента породы любого происхождения и различных структурно-формационных зон.

К *поствулканической (интрузивной) формации* относятся интрузивные массивы и тела (дайки,

штоки и т. д.) постэффицивного периода развития вулканов. Формируются крупные гипабиссальные интрузии, приуроченные, как правило, к относительно мощным терригенным горизонтам по границе отложений основания сооружения и продуктов начального (щитового) этапа развития, а также к кровле последнего и кислым продуктам стратовулкана. Площадь интрузий составляет несколько сотен квадратных километров, мощность — от нескольких сотен метров до нескольких километров. В пределах палеовулканических сооружений они расположены в пределах развития склоновых и удаленных структурно-формационных зон. По петрохимическому составу слагающих их пород они неоднородны, представлены, как правило, тремя основными фациями или фазами внедрения. Состав пород меняется от основного к кислому.

Средний диаметр основания сооружения не менее 100 км, а часто превышает несколько сотен километров. Диаметр вулканического центра 10–20 км и более, в нем локализованы породы жерловой формации. Ширина склонов сооружения, сложенных покровами лав и пирокластики, варьирует от нескольких десятков километров до нескольких сотен километров (в зависимости от степени эродированности). Наибольшая высота известного нам сооружения от фундамента до верхней точки не более 10 км.

Гомодромная последовательность накопления пород вулканических сооружений, их размеры и интервалы времени жизнедеятельности сохранялись на всем протяжении фанерозоя. В палеозойскую эру формирование сооружений происходило в 3 следующие одна за другой эпохи тектономагматической активизации: салаирскую (V–S), каледонскую (D) и герцинскую (C–P).

Отметим, что размеры современных (мезозойско-кайнозойских) вулканических сооружений вписываются в это описание. Например, вулкан Мауна-Лоа на о. Гавайи с его многочисленными вулканическими конусами достигает высоты более 9170 м и имеет диаметр основания более 500 км, а подводный щитовой вулкан Массив Таму, расположенный в северо-западной части Тихого океана, в 1600 км на восток от Японии, имеет размер в основании 450×650 км при высоте около 4,5 км под уровнем океана.

Позиция рудных месторождений в палеовулканических сооружениях. В пределах палеовулканических сооружений формируются рудные месторождения двух структурно-формационных типов: 1) вулканогенные в пределах распространения пород жерловых и склоновых формаций; 2) поствулканические, связанные с крупными интрузивными телами, сформировавшимися в заключительный 3-й этап развития палеовулканов. Для разновозрастных палеовулканических сооружений выявлена рудная специализация. Для сооружений

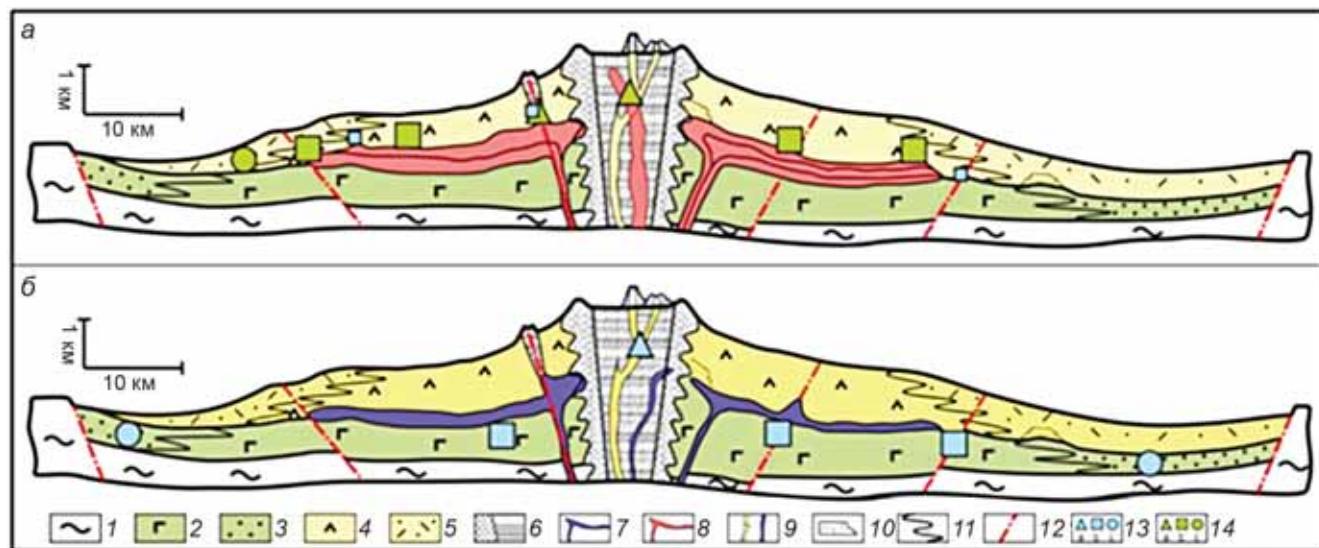


Рис. 2. Схематический разрез модели палеовулканического сооружения с зонами медной минерализации: *а* — каледоно-герцинский тип палеовулканических сооружений; *б* — салаирско-каледонский тип палеовулканических сооружений: 1 — фундамент; 2—6 — структурно-формационные зоны палеовулканического сооружения: 2 — породы склоновой структурно-формационной зоны (1 этап) основного состава, 3 — породы удаленной структурно-формационной зоны (2 этап) кислого состава, 5 — породы удаленной структурно-формационной зоны (2 этап), 6 — жерловая структурно-формационная зона; 7 — интрузивные тела ультраосновного состава; 8 — интрузивные тела кислого и среднего состава; 9 — субвулканические тела; 10 — рифовые (карбонатные) постройки; 11 — границы формаций; 12 — тектонические нарушения; 13 — зоны колчеданной минерализации в фациальных зонах (*а* — жерловая, *б* — склоновая, *в* — удаленная); 14 — зоны порфировой минерализации в структурно-формационных зонах (*а* — жерловой, *б* — склоновой, *в* — удаленной)

салаирских и каледонских эпох характерен колчеданный тип уникальных месторождений, а для герцинских — медно-порфировый с небольшими медно-колчеданными объектами (рис. 2).

Наименее изучены на сегодняшний день жерловые структурно-формационные зоны. Поскольку они, как правило, представлены депрессионными формами рельефа, то перекрыты продуктами разрушения горных пород. Диаметр центральной кальдеры колеблется в широких пределах — от десяти до нескольких десятков километров. Обычно они представляют собой крупные кольцевые структуры, где сохраняются реликты многочисленных вулканических конусов и субвулканических некков.

Жерловая структурно-формационная зона. Исследования показали, что в пределах центральных кальдер находятся известные уникальные месторождения меди колчеданного и порфирового типов, золота и др. [Дьяконов, 2010, 2011; Котельников, 2013; Dyakonov et al., 2020]. Это определяет высокий интерес к поискам и реконструкции таких кальдер с целью находки слепых и перекрытых месторождений. В пределах развития пород жерловой структурно-формационной зоны, как правило, присутствует наиболее богатая и разнообразная рудная минерализация, например, колчеданные месторождения уральского типа (Блявинское, Яман-Касинское, Гайское, Уруп); медно-порфировые месторождения (Лос-Пеламбрес и Эль-Сальвадор в Чили, Пеббл на Аляске, Коунрад в Казахстане, Лекы-Тальбей на Полярном Урале); золоторудные месторождения (Воронцовское на

Урале, Купол на Чукотке, золоторудные объекты рудного узла Пеббл на Аляске). Минерализация в основном связана с внедрившимися субвулканическими телами и некками в центральной кальдере проседания и по ее периферии.

Склоновая структурно-формационная зона. В склоновой части сооружения также присутствуют месторождения разных промышленных типов. Минерализация приурочена к мелким паразитическим жерлам и зонам сочленения разнонаправленных тектонических нарушений, в пределах которых формируются медно-полиметаллические месторождения типов кипрского и куроко. Значительная часть рудной минерализации генерируется в апикальных частях крупных межпластовых интрузивных тел, их контактов и внутри них: медно-порфировая (Актогай, Казахстан; Чукикамата, Чили); золотая (Новогоднее Монто и Петропавловское, Полярный Урал; Кваркенское рудное поле, Айдырлинское, Березняковское, Кочкарское, Южный Урал; Васильковское, Казахстан; Форт-Нокс, Аляска; золоторудный район Республики, США); медно-никелевая (Норильский рудный район); хромитовая (Центральное, Полярный Урал; Кимперсай, Казахстан).

Удаленная структурно-формационная зона. В удаленной части сооружения могут формироваться месторождения осадочного типа (медиевые песчаники), образовавшиеся за счет разрушения руд жерловой и склоновой зон и их переотложения на периферии сооружения. Например, месторождения в кунгурских отложениях (Западный Урал),

Мансфельд (Центральная Европа), меднорудный район оз. Верхнее (США, штат Мичиган). В пределах удаленной зоны инъекции гранитных интрузий приводят к формированию крупных месторождений (Удокан, Забайкальский край; Жезказган, Казахстан), для которых вулканогенно-осадочные и осадочные отложения являются вмещающими.

Методика проведения поисково-оценочных работ. Применение структурно-геохимических исследований основано на уникальной методике палеовулканической реконструкции территории и геохимической оценке определенных площадей палеовулканического сооружения. Специализированное палеовулканическое картирование изучаемой территории проводится в масштабе 1:500 000 и 1:200 000. Основой для этих работ служат карты палеовулканических сооружений. На основе связи медной минерализации с определенными структурными элементами сооружений выделяются перспективные площади, в пределах которых проводятся поисково-оценочные работы. Они включают в себя детальное геологическое картирование в масштабе 1:50 000. Проводится экспрессная газово-эмиссионная съемка (ГЭС), стандартное геохимическое опробование с целью выявления первичных и вторичных ореолов рассеяния над предполагаемыми подводящими рудными гидротермальными каналами. На участке размером в несколько квадратных километров может находиться несколько перспективных объектов. Результаты компьютерной обработки аналитических данных позволяют выявлять и ранжировать участки по перспективности для целей постановки последующих геологоразведочных работ, обязательно включающих в себя бурение скважин колонкового бурения.

В качестве опережающих геохимических работ рекомендуется проведение атмогеохимических исследований (ГЭС). Они основаны на использовании в качестве элементов-индикаторов гидротермального оруденения летучих соединений йода, галогенов, сероводорода, метана, радиоактивных и других газов с высокой миграционной способностью. Эти работы позволяют составить детальную схему тектонических нарушений и выявить области интенсивной дегазации над гидротермальными каналами, что дает возможность уточнить контуры перспективных площадей и уменьшить объем последующих литогеохимических исследований.

Основное преимущество применения этой методики заключается в высокой вероятности обнаружения слепых и перекрытых зон рудной минерализации от рудопроявлений до уникальных месторождений. Она позволяет снизить затраты на поисково-оценочные работы по сравнению с традиционными методами и значительно сократить сроки проведения таких работ.

Применение методики при изучении Медногорского рудного района (Южный Урал). Работы

начались с анализа фоновой и опубликованной литературы, отражающей геологическое строение изучаемого района, а также возрастные датировки пород. В строении Медногорского района отложения относятся к двум структурным этажам. Нижний этаж сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными, терригенными и осадочными породами, образовавшимися с кембрия до девона [Косарев, 2010]. Породы верхнего структурного этажа представлены терригенно-осадочными и осадочными отложениями и служат перекрывающим (консервирующим) чехлом. По этим материалам выполнен палеофациальный анализ. Уже на стадии предварительного изучения была составлена предварительная схема строения палеовулканического сооружения, оконтурены площади развития жерловых и склоновых формаций. Полевые работы в значительной части подтвердили предварительные (камеральные) решения.

Накопление пород нижнего структурного этажа происходило с кембрия до раннего ордовика и ознаменовалось вулканизмом основного состава. Позднее, в ордовике—силуре, базальтовый магматизм сменился на риолитовый и привел к сооружению стратовулкана. Завершающая интрузивная фаза (S_2 — D_1) формирования палеовулканического сооружения отмечена внедрением и последующей кристаллизацией крупных серпентинитовых лополитов по границам раздела продуктов базальтового и риолитового этапов магматизма и многочисленных инъекций тел вулканического стекла. Эпоха вулканизма сменилась эпохой интенсивного разрушения, о чем свидетельствует накопление терригенных пород ранне-позднедевонского возраста и отложений карбонатов каменноугольного возраста.

Дешифрирование космических снимков позволяет выделить линейные и кольцевые тектонические нарушения нескольких порядков [Корчуганова, Корсаков, 2009]. Их пространственное расположение подчеркивают структурные элементы и их формы медногорского палеовулканического сооружения. Пример дешифрирования вулканического центра показан на рис. 3, где в пределах вулканического центра расположены реликты вулканических конусов 1- и 2-го этапов формирования палеовулканического сооружения. В качестве современных аналогов такого вулканического центра, имеющих схожее строение и размеры, можно назвать вулкан Креницына на о-ве Онекотан (Большая гряда Курильских островов, Россия); вулканический конус Тейде на о-ве Тенерифе (Канарские о-ва, Испания) [Troll, Carracedo, 2016]; гора Ринджани (о. Ломбок, Индонезия); кальдерное оз. Крейтер на горе Маунт-Мазама (штат Орегон, США), которые имеют диаметр 10×15 км и глубину > 1 км, присутствует ряд небольших вулканических конусов (диаметр до 1,5 км) [Arun, 2009].

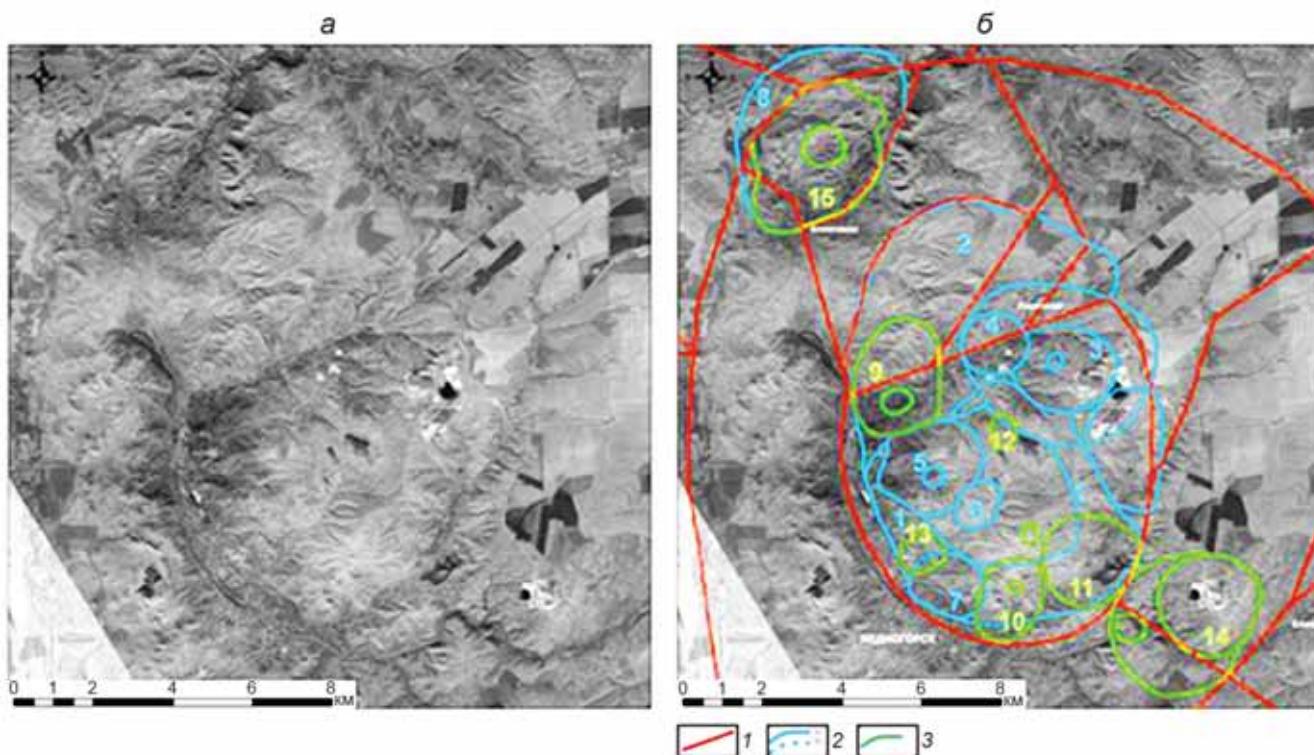


Рис. 3. Вулканический центр Медногорского палеовулканического сооружения. Космический снимок с сайта Геопортал Роскосмоса (URL: <http://geoportal.ntsomz.ru>): 1 — главные тектонические нарушения; 2 — границы структур 1-го (базальтового) этапа (а — видимые, б — перекрытые структурами 2-го этапа); 3 — границы структур 2-го (кислого) этапа

Эти работы позволяют построить так называемую рабочую версию карты-схемы строения территории, включающей палеовулканическое сооружение. Предположения подтверждаются во время проведения полевых работ, включающих специализированные геологические маршруты. По результатам таких маршрутов строят геологические разрезы, устанавливают зоны фациальных переходов пород, уточняют границы структурных элементов палеовулканического сооружения. На основе этих работ строится уточненная карта-схема фаций палеовулканического сооружения (рис. 4).

На следующем этапе выделяют и оценивают перспективные площади. На основе описанных выше критериев приуроченности зон минерализации к элементам сооружения выделяются площади размером от 4 до 50 км². На этих площадях проводится литогеохимическая съемка по сети 200×500 м и детальнее. Результаты лабораторного исследования проб анализируются статистическими и графическими методами. Для различных типов зон минерализации характерны свои особенности содержания и пространственного распределения химических элементов. Эти зоны приурочены к определенным тектоническим обстановкам и связаны с гидротермальными процессами. Это дает возможность использовать опережающие атмогеохимические исследования с целью локализации зон повышенной проницаемости газовых индикаторов.

По результатам геохимического исследования перспективных площадей выделяются участки или аномальные зоны с указанием геохимических параметров и оценкой их перспективности. Также формулируются рекомендации для дальнейшего детального геофизического и геохимического изучения или для планирования буровых работ.

Заключение. Палеовулканические исследования показали присутствие на Полярном и Среднем Урале сооружений двух тектономагматических циклов — салаирского (520–410 млн лет) и каледонского (410–260 млн лет), а в пределах Южного Урала — палеовулканических сооружений салаирского цикла (Медногорское и Гайское палеовулканические сооружения), каледонского (Валерьяновская палеовулканическая зона) и герцинского (Жетыколское и Суундукское палеовулканические сооружения). С этими сооружениями связаны известные медно-колчеданные, медно-порфировые и золоторудные месторождения. Палеовулканические реконструкции различных территорий с развитым слоем магматических пород и известными месторождениями позволили установить структурные поисковые критерии. Для поисков эндогенного оруденения благородных и цветных металлов наиболее перспективны области развития жерловых фаций и приконтактовые части крупных пластообразных интрузивных массивов.

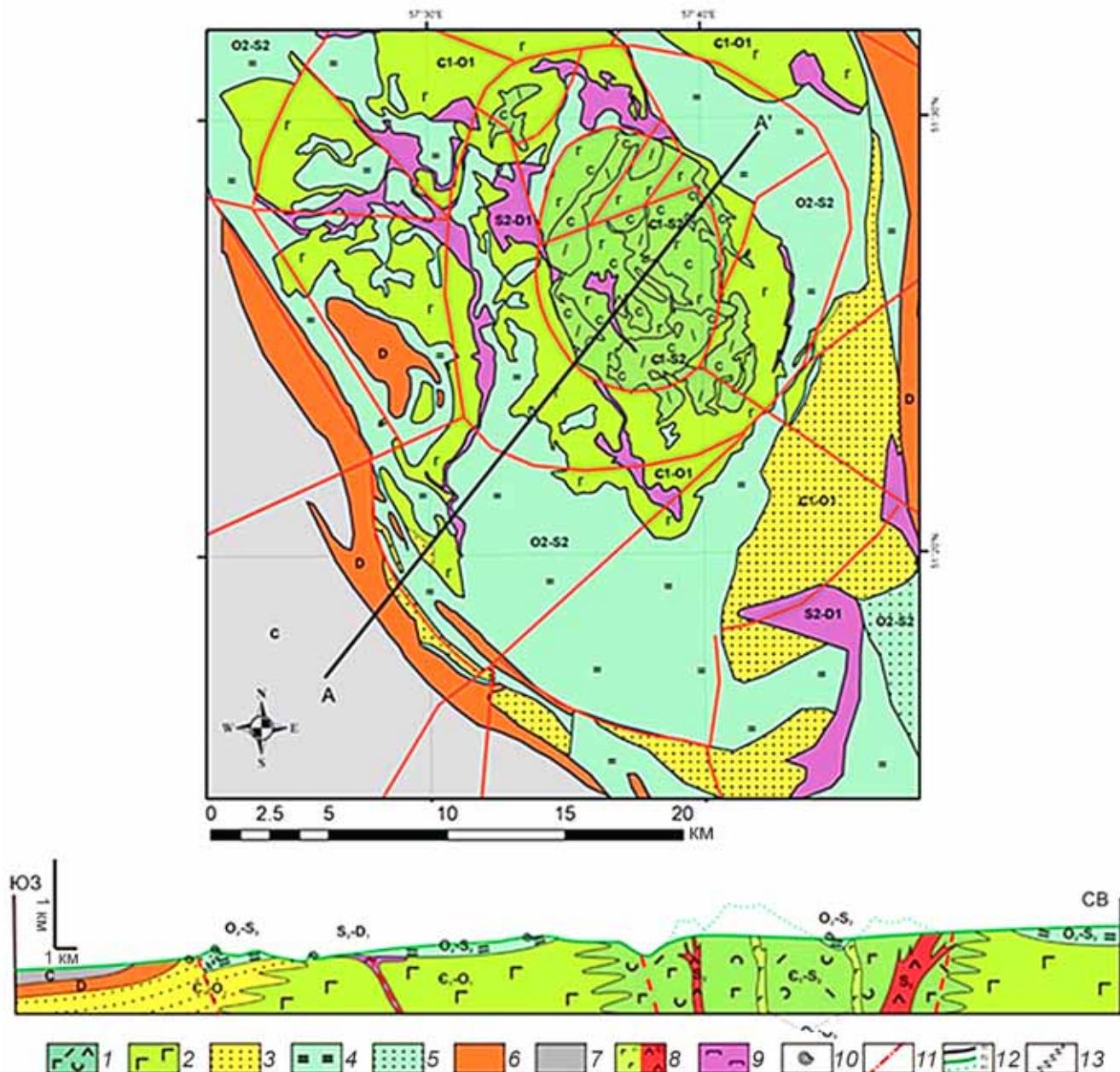


Рис. 4. Схематическая карта фаций палеовулканического сооружения и разрез:

1 — жерловые фации 1- и 2-го этапов ($C_1-O_1 + O_2-S_2$); 2 — склоновые фации 1-го этапа (C_1-O_1); 3 — удаленные фации 1-го этапа (C_1-O_1); 4 — склоновые фации 2-го этапа (O_2-S_2); 5 — удаленные фации 2-го этапа (O_2-S_2); 6 — терригенные отложения поствулканической эпохи девонского возраста; 7 — осадочные отложения каменноугольного возраста; 8 — субвулканические тела (а — основного состава, б — кислого состава); 9 — серпентиниты; 10 — фауна; 11 — тектонические нарушения; 12 — границы (а — геологические, б — земной поверхности, в — предполагаемой формы структур-вулканов); 13 — фациальные границы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дьяконов В.В. Медно-порфировые месторождения — условия локализации и поиска. М.: РУДН, 2010. 239 с.

Дьяконов В.В. Фанерозойские палеовулканические сооружения и рудная минерализация медно-молибден-порфирового типа: Автореф. докт. дисс. М., 2011.

Корчуганова Н.И., Корсаков А.К. Дистанционные методы геологического картирования: Учебник. М.: КДУ, 2009. 288 с.

Косарев А.М. Палеозойский вулканализм Южного Урала: соотношение формаций и петрогенетических серий, эволюция вулканизма, геодинамика // Магматизм

и метаморфизм в истории Земли: Тез. докл. XI Всеросс. петрограф. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. С. 332—333.

Котельников А.Е. Медногорское палеовулканическое сооружение и перспективы его рудоносности: Автореф. канд. дисс. М., 2013.

Кривцов А.И. Металлогенез андезитоидных вулкано-плутонических поясов. Ч. 2. М.: ЦНИГРИ, 1999. 268 с.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогенез андезитоидных вулкано-плутонических поясов. Ч. 1. М.: ЦНИГРИ, 1997. 327 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Издр. тр. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1989. 394 с.

Arun K. The Crater Lake of Oregon, USA: a collapsed caldera of Mount Mazama Volcano // Earth Sci. India (Popular iss.). 2012. Vol. V (IV), October. P. 1–22.

Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. Vol. 157 (3790). P. 801–803. DOI: 10.1126/science.157.3790.801.

Dyakonov V.V., Kotelnikov A.A., Mahmoud A.S., Kotelnikova E.M. Reconstruction of volcanic structures: examples from Kazakhstan and Egypt // IOP Conf. Ser.: Earth and Environmental Sci. 2020. Vol. 471 (012015). DOI:10.1088/1755-1315/471/1/012015.

Dyakonov V.V., Yapaskurt O.V., Kotelnikov A.E. et al. The structural and textural features of felsic volcanics of

the Sarbai Formation (Southern Urals) // Moscow Univ. Geol. Bull. 2017. Vol. 72. P. 320–325. URL: <https://doi.org/10.3103/S0145875217050027> (дата обращения: 15.06.2020).

Troll V.R., Carracedo J.C. The Geology of Tenerife. Chpt 5 // Geology of the Canary Islands. 2016. P. 227–355. URL: <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04268-X> (дата обращения: 15.06.2020).

Yapaskurt O.V. Lithology. Processes and factors of the epigenesis of rocks: diagnostics and systematic analysis // Zh. Estestvennonauchn. Issled. 2016. Vol. 1, N 1. URL: <https://doi.org/10.12737/17332> (дата обращения: 10.05.2020).

Поступила в редакцию 22.03.2020

Поступила с доработки 05.04.2020

Принята к публикации 05.04.2021

УДК 553.72 (575.3)

Е.С. Казак¹, А.В. Корзун², Г.Г. Ахманов³, Е.А. Бакай⁴

ГЕОХИМИЯ ПОРОВЫХ ВОД ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

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

Представлены результаты изучения химического состава поровых вод донных осадков в северо-восточной части Баренцева моря. Установлено, что минерализация иловых вод формируется главным образом за счет ионов Cl^- , Na^+ и в меньшей степени сульфат-иона и Mg^{2+} . По составу поровые воды относятся к хлоридным натриевым и близки к составу поверхностной воды Баренцева моря. Впервые приведены экспериментальные данные о емкости катионного обмена (13,98–35,50 мг-экв/100 г породы) и составе обменного комплекса отложений ($\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}$). По классификации В.А. Сулина 90% исследованных проб поровых вод имеет морской генезис, в оставшихся наблюдается изменение типа вод на хлоридно-натриево-кальциевый за счет процессов катионного обмена в донных илах. Установлено крайне слабое проявление процессов редукции сульфатов в некоторых образцах и их отсутствие в подавляющем большинстве проб донных осадков.

Показано, что особенность поровых вод — слабое протекание процессов их прямой метаморфизации. Обнаружено, что концентрация растворенных редкоземельных элементов (РЗЭ) в поровых водах составляет до 1,589 мкг/л при содержании их в илах до 144,051 мг/кг, наблюдается отрицательная цериевая и положительная европиевая аномалии как в поровых водах, так и в донных осадках. По результатам расчета индекса насыщения для всех проб выявлено недонасыщение поровых вод по отношению к содержанию гипса и галита и пересыщение в некоторых пробах относительно кальцита и доломита, что свидетельствует о возможности образования последних в осадках в ходе диагенеза. Комплексная интерпретация полученных результатов позволила получить полное представление о ведущих геохимических процессах формирования химического облика иловых вод в системе поровые воды–донные осадки в северо-восточной части Баренцева моря.

Ключевые слова: Баренцево море, поровые воды, емкость катионного обмена, сульфатредукция, иловые воды, донные отложения, редкоземельные элементы (РЗЭ), геохимические процессы.

The paper presents the pore waters composition's experimental results in the northeastern part of the Barents Sea. The pore water contains Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} and Mg^{2+} as dominant components and is quite similar to the Barents Seawater composition. For the first time, we measured the cation exchange capacity of (13.98–35.50 meq/100 g) and the exchanging cations composition ($\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$) of bottom sediments. We find that most of the sampled pore water (near 90%) have marine nature, and only near 10% is slightly transformed with sulfate reduction processes due to the diagenesis. We measure that the rare earth elements (REE) content in pore water is up to 1.589 $\mu\text{g/L}$ with their content in sediments up to 144.051 mg/kg, negative cerium and positive europium anomalies are observed both in the pore waters and in bottom sediments. We calculated using PHREEQC that pore water undersaturated to gypsum and halite and supersaturated to calcite and dolomite, which may precipitate in deposits during diagenesis.

Key words: Barents Sea, pore water, cation exchange capacity, sulfate reduction, bottom sediments, rare earth elements (REE), geochemical processes.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: Kanigu@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: a_korzun@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: akhmanov@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: bakay Lena@inbox.ru

Введение. Баренцево море относится к материковым окраинным морям, это самое западное из морей Северного Ледовитого океана, омывающих берега Российской Федерации. Акватория северо-восточной части Баренцева моря лежит в пределах обширного Северо-Баренцевоморского осадочного бассейна. Кристаллический фундамент представлен архейско-протерозойскими метаморфическими и магматическими породами — гранитами, гнейсами, амфиболитами [Line et al., 2018; Давыдов и др., 2016; Ступакова и др., 2015]. Голоценовые морские осадки Баренцева моря, за редким исключением, полностью представлены терригенными накоплениями, которые формируются под влиянием сложных и разнообразных гидродинамических условий. Основные источники терригенного материала — продукты береговой солифлюкции и абразии, твердый речной сток, атмосферный привнос аэрозолей, поступление частиц с водами Норвежского течения, перенос дрейфующими льдами, размыв дна подводных поднятий и др. [Айбулатов и др., 1999; Гурский, 2001, 2003; Новиков, 2017; Новиков, Драганов, 2018].

Изучение геохимии донных осадков и поровых вод Баренцева моря было начато еще в 1960-х гг. В настоящее время акватория Баренцева моря дополнительно привлекает к себе внимание отечественных и зарубежных исследовательских групп в связи с обнаружением здесь внушительных запасов полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа [Давыдов и др., 2016]. Локальные фокусированные выходы газовых потоков над поверхностью донных осадков в районе Восточно-Баренцевоморской впадины доказывают перспективность разведки запасов углеводородов в этом регионе [Ступакова и др., 2015]. Такие фокусированные потоки глубинных флюидов могут вызывать изменение химического состава иловых вод донных отложений, поэтому изучение их состава и свойств может помочь в выявлении геохимических критериев нефтегазоности и в дальнейшем помочь в ходе поисково-разведочных работ.

Отметим, что исследования геохимии поровых вод проводились преимущественно в западной части шельфа Баренцева моря. Определение некоторых гидрохимических характеристик иловых растворов донных отложений литорали Восточного Мурмана и Белого моря выполняли Е.Н. Черновская [1956] и А.Г. Карельская [Карельская, Агарова, 1979]. Масштабные исследования геохимии придонной и иловой воды проводили со-трудники кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на материалах трех экспедиций в Белое и Баренцево моря [Гурский, 2001, 2003]. Изучением химического состава иловых вод в юго-западной части шельфа Баренцева моря и палеореконструкциями занималась Л.Г. Павлова [Павлова, 2001]. Микроэлементы в

составе донных отложений Баренцева моря изучали в связи с задачами выявления и оценки уровня техногенного загрязнения [Лаптева, Плотицына, 2017; Новиков, 2017; Новиков, Драганов, 2018]. В то же время поровые воды донных осадков северо-восточного сектора шельфа Баренцева моря крайне слабо изучены.

Основная цель нашей работы — изучение гидрохимических процессов формирования химического состава поровых вод на основании анализа образцов донных отложений, отобранных в северо-восточной части Баренцева моря (рис. 1) в экспедиции ТТР-19 (48-й рейс НИС «Академик Николай Страхов»; июль–август 2020 г.), организованной геологическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ.

Материалы и методы исследования. Определение макро- и микрокомпонентного состава поровых вод проводилось для 47 образцов, отобранных на 45 станциях донного опробования в пределах района исследований. Пробы отобраны с борта судна ударной трубкой (длина 4 м) с внутренним диаметром 110 мм и массой около 700 кг. На палубе, после подъема трубы, из нее извлекали керн, отбирали образцы, которые герметично упаковывали в пакеты с зип-замком, снабжали этикеткой, хранили и транспортировали образцы в холодильных камерах при температуре +4 °C. Образцы изучены в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

В лаборатории после вскрытия пакета с образцом измеряли значения pH и Eh прямым потенциометрическим методом на приборе «Эксперт-001». Затем часть образца использовали для определения влажности, из оставшейся части извлекали поровые воды методом центрифугирования на центрифуге «ОПН-18» (20 мин, 7000 об./мин). Затем образец высушивали, а материал использовали для анализа химического и минерального состава, а также для измерений емкости катионного обмена (ЕКО).

Минеральный состав определен методом рентгенофазовой дифрактометрии на анализаторе «Дрон-3М» (ошибка измерения 5%).

Определения ЕКО выполнены модифицированным методом Пфеффера (метод спиртового хлорида аммония) предварительной отмывкой образцов от легкорастворимых солей 70%-ным спиртом [Kazak, Kazak, 2020]. Величину ЕКО рассчитывали как сумму концентрации обменных катионов (кальция, магния, натрия и калия), обнаруженных в обменном комплексе донных илов. Определение содержания кальция, магния, натрия и калия выполнено методом ионной хроматографии.

В выделенных поровых водах измеряли величины pH и Eh. Методами объемного титрования определено содержание гидрокарбонат-иона

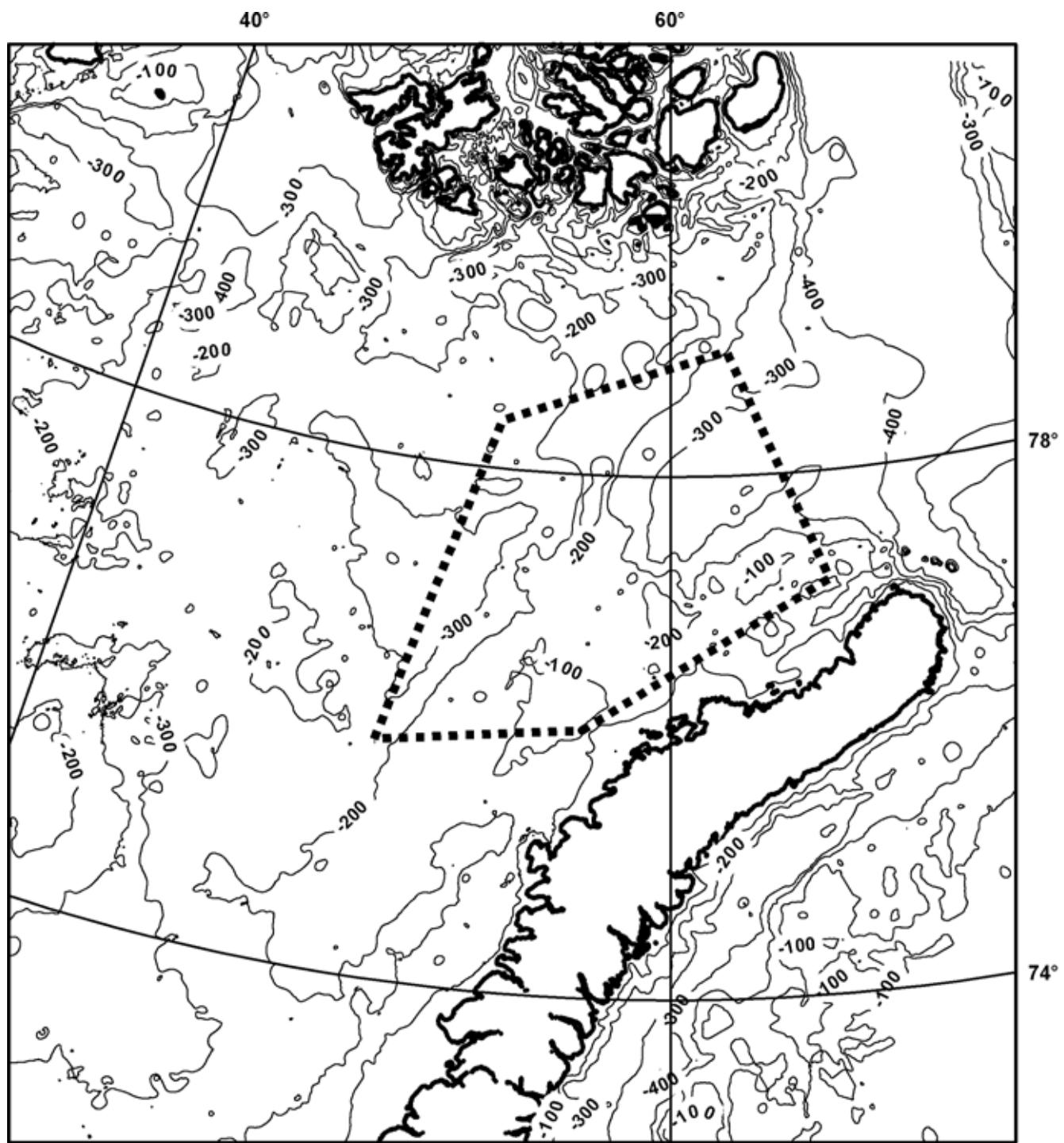


Рис. 1. Район исследований в северо-восточной части Баренцева моря

(± 8 отн. %); методом ионной хроматографии — содержание катионов кальция, магния, натрия и калия, хлор-иона (± 5 отн. %). Содержание сульфат-иона и железа (± 15 отн. %) определено с помощью спектрофотометра.

Содержание микрокомпонентов в поровых водах и донных илах измеряли на масс-спектрометре высокого разрешения «ELEMENT2» с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) для элементного и изотопного анализа (производитель «Thermo Finnigan») (± 3 отн. %).

Для количественной оценки отклонения системы донные осадки—поровые воды от равновесного состояния и понимания, какие минеральные фазы могут в ней осаждаться или растворяться, были рассчитаны индексы насыщения (*SI*) некоторых минералов:

$$SI = \lg \frac{[Kt^+][An^-]}{K}, \quad (1)$$

где $[Kt^+][An^-] = IAP$ — произведение молярных равновесных значений концентрации в растворе

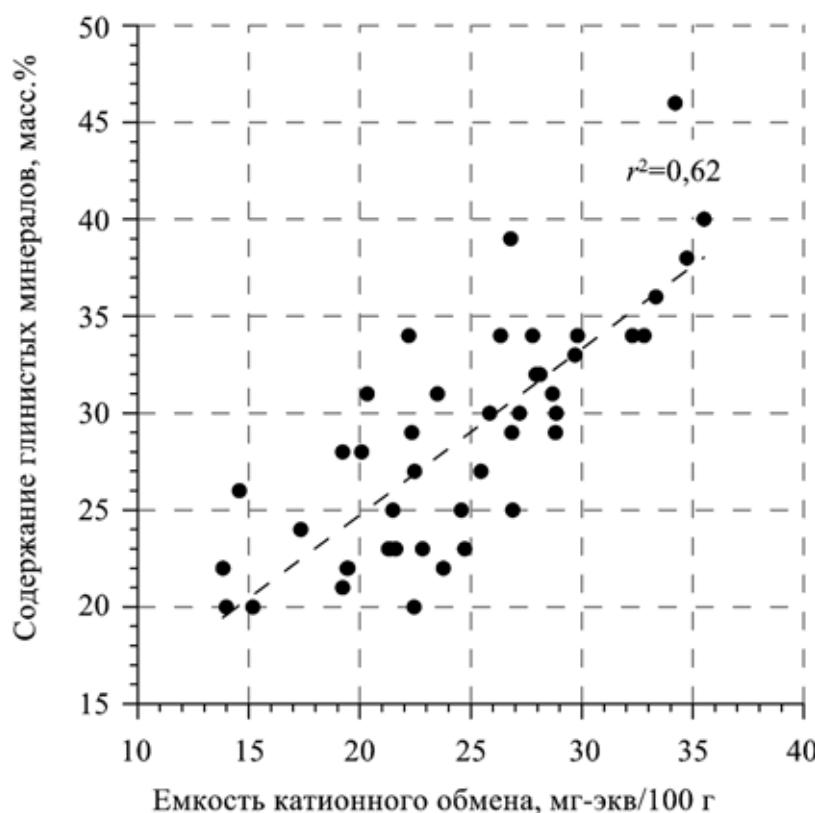


Рис. 2. Соотношение глинистых минералов и ЕКО для донных осадков Баренцева моря

солеобразующих катиона (Kt^+) и аниона An^- соответственно, мг/л; К — константа растворимости соединения при заданной температуре, мг/л.

При $SI=0$ раствор находится в равновесии с твердой фазой. При $SI>0$ раствор пересыщен и возможно осаждение минеральной формы. При $SI<0$ раствор недонасыщен и возможно растворение минералов. Расчеты выполнены в программном пакете PHREEQC для всех изученных образцов поровых вод. В расчетах среднюю температуру принимали за $0,5^\circ\text{C}$, а гидростатическое давление равным 25 атм.

Результаты исследований и их обсуждение. Донные отложения Баренцева моря представляют собой сложную физико-химическую систему, в состав которой входят твердая, жидкая и газообразная фазы. Твердая фаза представлена мелкодисперсным алевритовым минеральным веществом преимущественно кварцевого и калиево-полевошпатового состава (54–85 масс.%), с существенным содержанием глинистых минералов (от 15 до 46 масс.%) и низким содержанием карбонатных минералов (от 0 до 10 масс.%). По данным работы [Гурский, 2003], содержание органического вещества (ОВ) в донных осадках Баренцева моря очень низкое — 5 масс.%.

Определенные в ходе лабораторных работ значения ЕКО донных осадков Баренцева моря изменяются от 13,98 до 35,50 мг-экв./100 г и контролируются количеством глинистых минералов в составе илов (рис. 2). Установлено, что в обменном комплексе содержание (мг-экв./100г) ионов каль-

ция изменяется от 0,39 до 1,70; магния — от 1,48 до 7,07; натрия — от 10,79 до 27,65; калия — от 0,48 до 3,20 (табл. 1, рис. 3). Все образцы характеризуются морским типом поглощающего комплекса с отношением $r\text{Ca}/(r\text{Na}+r\text{K}) < 1$. Обменные катионы по всей глубине донных осадков выстраиваются в следующий ряд: $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}$. В целом определенные значения ЕКО донных осадков Баренцева моря близки к значениям величин ЕКО донных осадков Каспийского, Черного и Азовского морей [Гурский, 2003; Гурский, Левщенко, 1985] (табл. 1). Отличия распределения обменных катионов в составе донных осадков связаны с более активным проявлением диагенетических изменений в системе донные осадки–поровая вода в теплых морях. Нами установлено, что обменный комплекс изучаемых образцов донных осадков Баренцева моря сформировался в процессе седиментации за счет макрокатионного состава морской придонной воды и практически не изменился со временем из-за слабого проявления диагенетических процессов.

Жидкая фаза донных осадков — седиментационная вода, захваченная осадком из придонных слоев воды. По результатам измерений влажность донных отложений колеблется в широких пределах — от 10 до 69% и в среднем составляет 32%, при этом ее значение снижается с глубиной.

Состояние элементов с переменной валентностью в донных отложениях и поровых водах определяется окислительно-восстановительными и щелочно-кислотными условиями. Поэтому измерение величин окислительно-восстановитель-

Рис. 3. Состав обменного комплекса донных отложений Баренцева моря по данным наших исследований

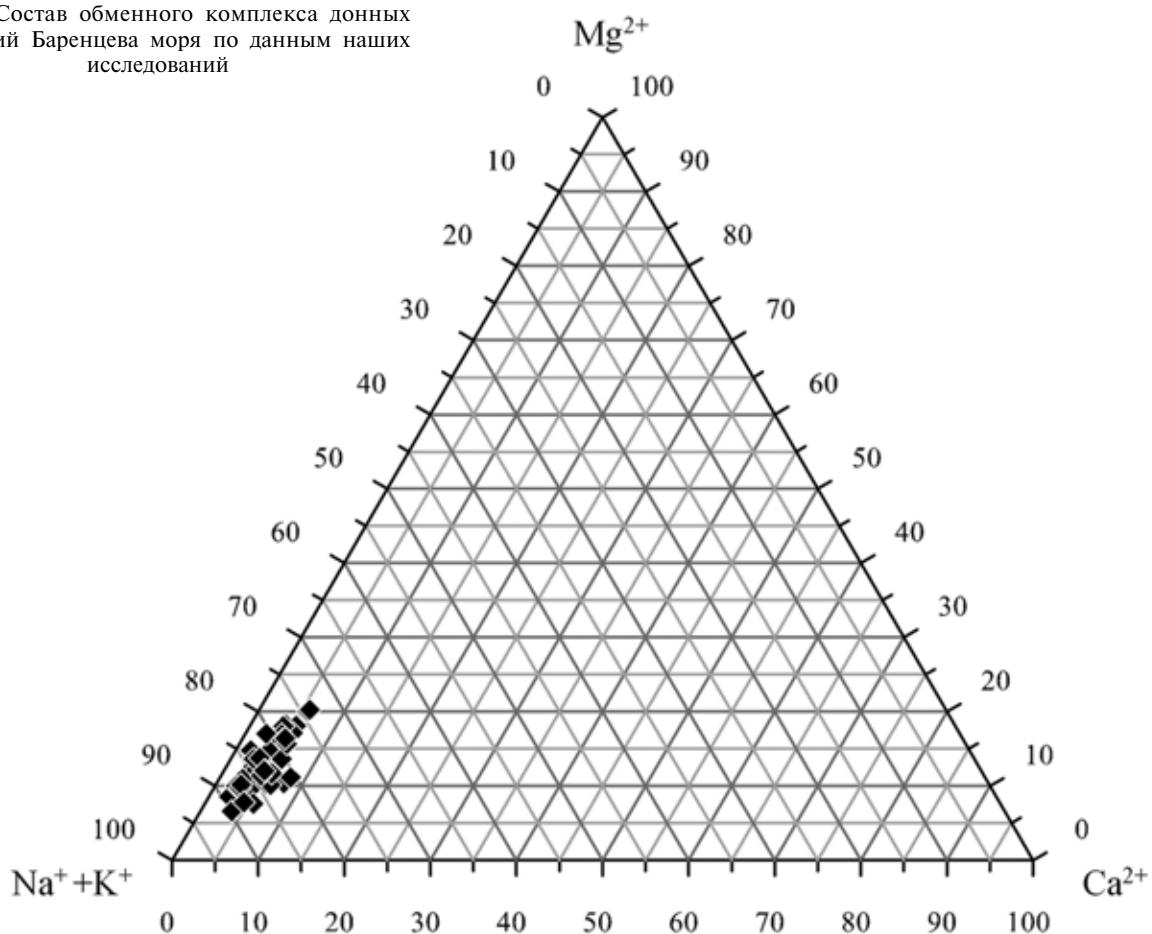


Таблица 1

Величины ЕКО и состав обменных катионов для донных отложений Каспийского, Черного, Азовского морей, по [Гурский, 2003; Гурский, Левщенко, 1985], и Баренцева моря по результатам наших исследований

Донные отложения	ЕКО, мг-экв/100 г	Состав обменного комплекса, мг-экв/100 г			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Каспийское море	10,9–36,6	2,0–13,7	5,5–12,8	2,5–11,4	0,4–2,1
Черное море	8,0–29,0	1,2–3,4	2,3–8,8	2,3–14,4	0,7–2,9
Азовское море	19,9–29,1	0,9–3,4	2,4–6,5	9,1–17,4	1,9–6,1
Баренцево море	13,98–35,50	0,39–1,70	1,48–7,07	10,79–27,65	0,48–3,2

ного потенциала (Eh) и pH чрезвычайно важно для характеристики и изучения системы донные отложения–поровые воды. В силу различных причин измерение pH и Eh не выполнялось на борту судна сразу после отбора кернов донных осадков. Эти измерения проведены в лаборатории спустя несколько месяцев после отбора как в донных отложениях, так и в отжатых из них поровых водах. Несмотря на то что образцы донных отложений были упакованы в достаточно герметичные пакеты, измеренные в лаборатории значения Eh и pH отличаются от истинных *in situ*.

Величины pH и Eh, измеренные в образцах донных осадков, варьируют от 6,08 до 7,48 (в среднем 6,88) и от –45 до 84 мВ (в среднем 26 мВ)

соответственно (табл. 2). Эти значения в большинстве случаев ниже значений, измеренных для поровых вод, которые отжаты из образцов; они составляют 6,4–8,2 (в среднем 7,43) и 151–268 мВ (в среднем 198 мВ) (рис. 4). Такие различия связаны с тем, что при выделении поровых вод происходит нарушение состояния системы поровые воды–донные осадки за счет различных физико-химических процессов (смещение карбонатного равновесия в иловой воде, дегазация образца, поступление кислорода воздуха и последующее окисление компонентов в восстановительной форме, и пр.), как следствие величины pH и Eh в выделенной поровой воде изменяются в большую сторону. Мы считаем, что для характеристики

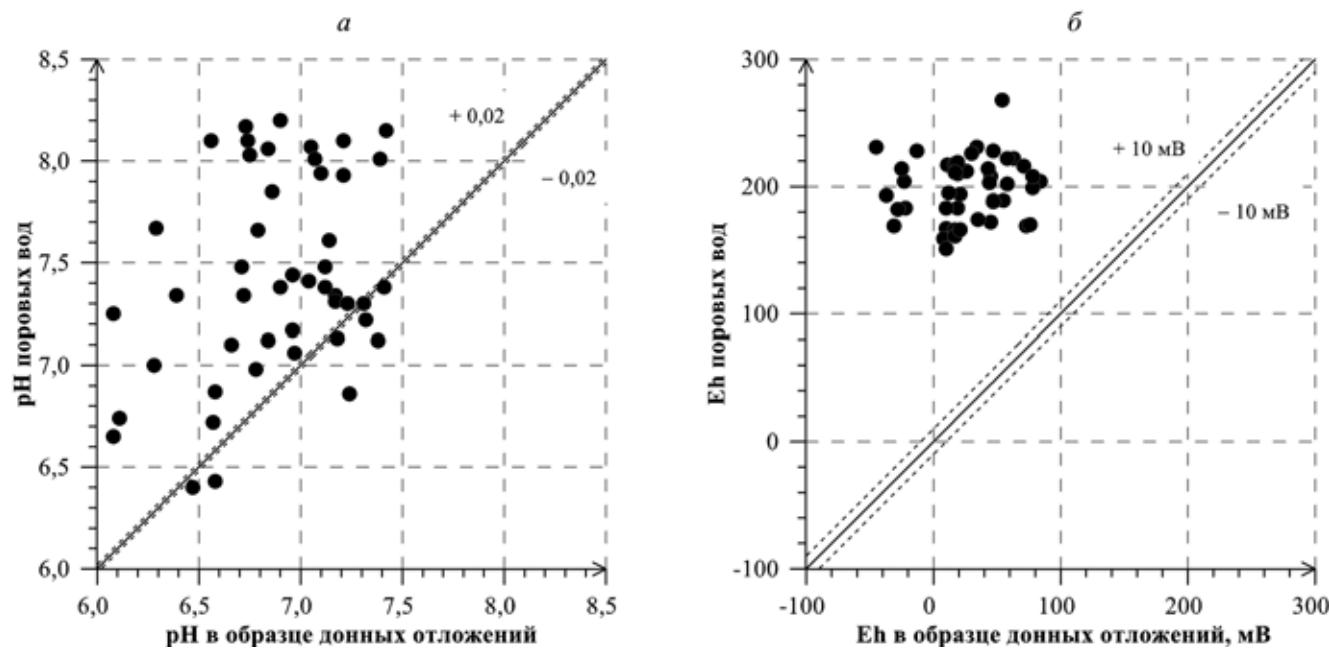


Рис. 4. Сравнение величин pH (a) и Eh (b), измеренных в керне донных отложений и в выделенной из него поровой воде

состояния системы донные осадки–поровые воды более доверительны те значения величин pH и Eh, которые измерены в донных осадках (табл. 2), а не в выделенных поровых растворах. Поэтому они будут использованы для дальнейшей комплексной интерпретации результатов.

Таблица 2

Величины pH, Eh и ионный состав поровых вод донных осадков Баренцева моря по данным лабораторных исследований

Ком- понент	Единица измерения	Содержание		
		минимальное	максимальное	среднее
pH	ед.	6,08	7,48	6,88
Eh	мВ	-45	84	26
HCO_3^-	г/л	0,12	0,31	0,19
Cl^-		16,51	27,50	18,96
SO_4^{2-}		2,61	5,50	3,20
Ca^{2+}		0,32	0,99	0,52
Mg^{2+}		0,80	2,06	1,13
Na^+		8,60	16,72	10,48
K^+		0,12	2,00	1,06
B^-		4,65	14,75	8,01
Br^-	мг/л	38,28	90,00	59,67
$\text{Fe}_{\text{общ}}$		0,02	0,68	0,21
Mn^{2+}		0,09	3,67	0,47
S^{2-}		0	0	0
Si^{4+}		2,94	18,65	8,28
Sr^{2+}		4,97	15,52	8,64
Zn^{2+}		0,08	4,00	0,41
РЗЭ	мкг/л	0,583	1,589	0,966
M	г/л	28,95	45,40	35,06

По литературным данным в поверхностном слое водной массы Баренцева моря значения pH изменяются от 8,12 до 8,32 и понижаются с глубиной до 7,55 в придонной воде [Козлов,

2005; Павлова, 2001]. В районе исследования до глубины 50 м от поверхности моря распространены холодные арктические воды с температурой, близкой к точке замерзания, ниже и до дна распространены теплые атлантические воды с температурой в пределах 1,2–3,6 °C и с соленостью 34,9 г/л [Kulakov et al., 2006; Laukert et al., 2019; Lien, Trofimov, 2013; Loeng et al., 1997; Дубинина и др., 2017], близкой к солености вод океана, при содержании хлор-иона 18,62–18,91 г/л [Schauer et al., 2002]. По данным работы [Павлова, 2001], содержание макрокатионов в водах Баренцева моря с глубиной изменяется незначительно: концентрация Na^+ и Mg^{2+} увеличивается с 7,9 до 10,9 г/л и с 0,89 до 1,23 г/л соответственно, K^+ — снижается с 0,25–0,49 г/л до 0,26–0,32 г/л в придонном слое, количество Ca^{2+} практически не изменяется (от 0,35–0,47 до 0,39–0,45 г/л).

В пробах донных отложений нами зафиксированы разные значения pH и Eh для различных интервалов разреза. Концентрация отдельных элементов в поровых водах также отличается (рис. 5). В районе исследования поровые воды донных илов характеризуются более низкими средними величинами pH (6,88) и более высокими значениями минерализации (M), чем поверхностные воды (табл. 2, рис. 5).

По нашим данным, M поровых вод Баренцева моря изменяется от 28,95 до 45,4 г/л (в среднем 35,06 г/л) (табл. 2, рис. 5) и формируется главным образом за счет ионов хлора и натрия ($r^2=0,84$ и 0,76) и сульфат-иона ($r^2=0,46$) (рис. 6, a). В целом полученные значения M согласуются с данными предыдущих исследований [Гурский, 2003; Павлова, 2001], где было установлено, что M иловых вод составляет 34,08–40,97 и 32,1–42,1 г/л соответственно. Повышенная минерализация по-

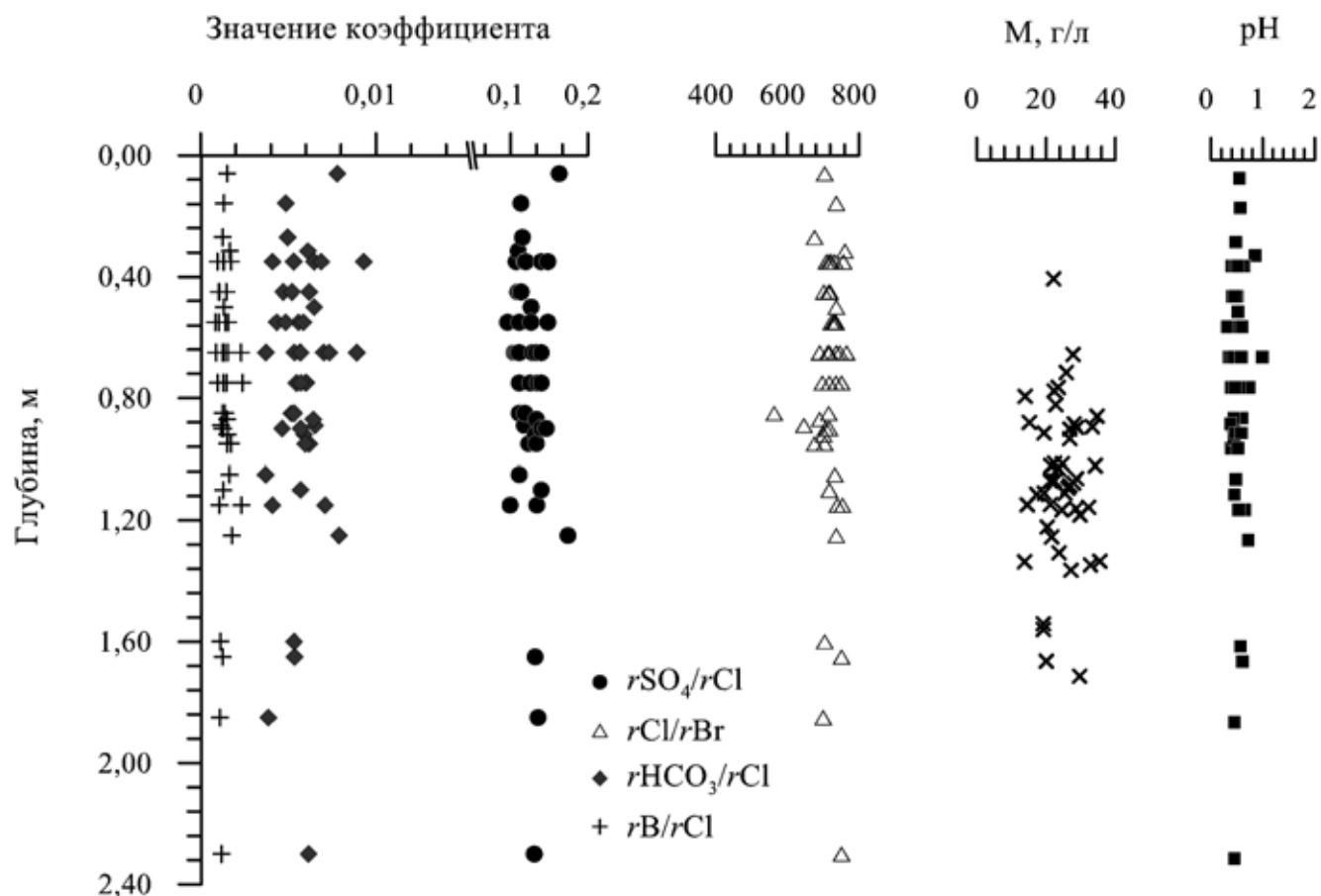


Рис. 5. Изменение минерализации (M), величин рН и коэффициентов $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$, $r\text{HCO}_3/r\text{Cl}$, $r\text{Br}/r\text{Cl}$ и $r\text{B}/r\text{Cl}$ для поровых вод донных осадков Баренцева моря с глубиной

ровых вод, как отмечено в работе [Гурский, 2003], скорее всего, обусловлена ледниковым или флювиогляциальным генезисом отложений Баренцева моря. Увеличение минерализации в придонной и поровой воде осадков по сравнению с поверхностной водой может также свидетельствовать о постепенном придонном осолонении бассейна за счет проникновения и усиления влияния вод океана, а также за счет вымораживания морских вод, сопровождающегося увеличением солености оставшейся воды вплоть до образования рассолов, которые опускаются на дно.

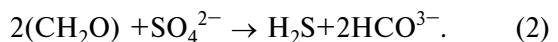
Формирование химического состава иловых вод морей и океанов обусловлено как исходным составом морской воды, так и процессами взаимодействия ее с биогенным и терригенным веществом донных отложений. Изменения носят направленный характер и отвечают законам прямой и обратной метаморфизации вод. Метаморфизация захороненной в осадках морской воды происходит преимущественно в результате развития процессов сульфат-редукции и ионного обмена в системе поровая вода–осадок [Гурский, 2003; Шишкина, 1972]. При этом главный источник энергии при диагенетических изменениях состава иловых вод – содержащееся в них органическое вещество (ОВ).

Установлено, что поровые воды в районе исследования относятся к хлоридным натриевым

(рис. 7) и в целом наследуют состав поверхностных вод Баренцева моря. Формула Курлова для изученных поровых вод имеет следующий вид:

$$M(28,95-45,40) \frac{Cl(84-91)SO_4(9-15)}{Na(68-92)Mg(10-24)K(1-9)} \text{ pH}(6,08-7,48).$$

В некоторых пробах поровых вод отмечено незначительное снижение содержания сульфат-иона (<10%-экв./л) и слабощелочные значения рН, что может быть связано с процессами бактериальной сульфат-редукции – основным процессом, определяющим диагенетические преобразования химического, прежде всего анионного состава иловых вод морей [Шишкина, 1972]. При биохимическом восстановлении сульфатов уменьшается их содержание в иловых водах, а величина щелочности (относительное содержание бикарбонат-иона) и как следствие рН увеличиваются. Анаэробное окисление ОВ (CH_2O) связано с процессами бактериального восстановления сульфатредуцирующими бактериями SO_4^{2-} до сероводорода H_2S за счет потребления кислорода сульфатов. В результате бактериальной редукции SO_4^{2-} в иловые воды поступает гидрокарбонат-ион согласно реакции



Сульфатредуцирующие бактерии способны развиваться при температуре от 0 до +110 °C

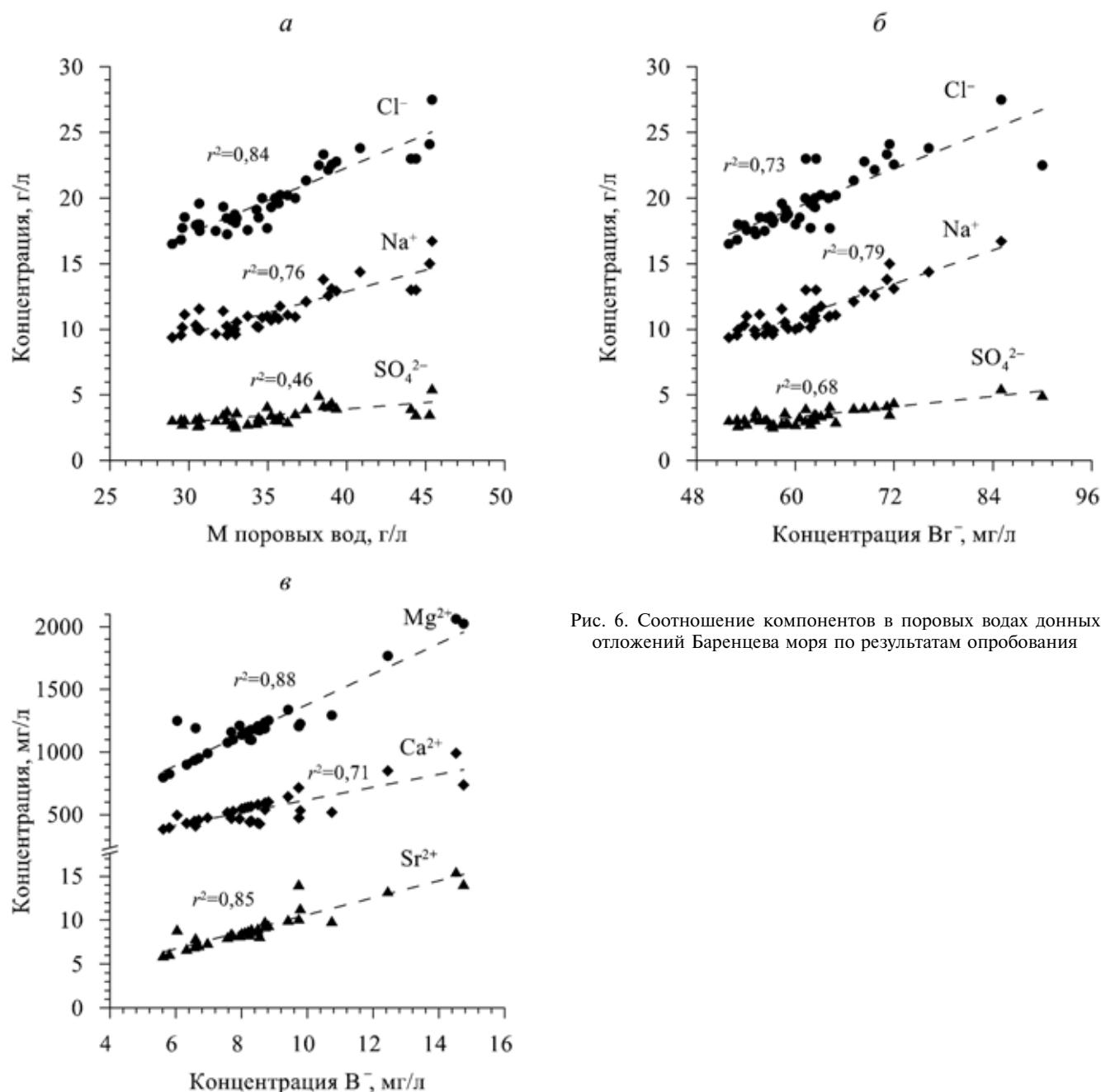


Рис. 6. Соотношение компонентов в поровых водах донных отложений Баренцева моря по результатам опробования

[Christian, Wiebe, 1974], однако скорость сульфат-редукции при температуре среды $\sim 0,1$ $^{\circ}\text{C}$ очень сильно замедляется [Finke, Jørgensen, 2008].

Воды Баренцева моря хорошо аэрированы и насыщены кислородом, содержание которого снижается с глубиной и достигает 6,69 мл/л в наиболее глубокой части [Гурский, 2003; Павлова, 2001]. В придонных водах господствует окислительная обстановка, характеризующаяся положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала Eh — от 406 до 450 мВ [Козлов, 2005]. Изученные донные осадки характеризуются слабовосстановительными значениями Eh (от -45 до 84 мВ).

Сульфид-ион в поровых водах не обнаружен (табл. 2). Концентрация сульфат-иона (SO_4^{2-})

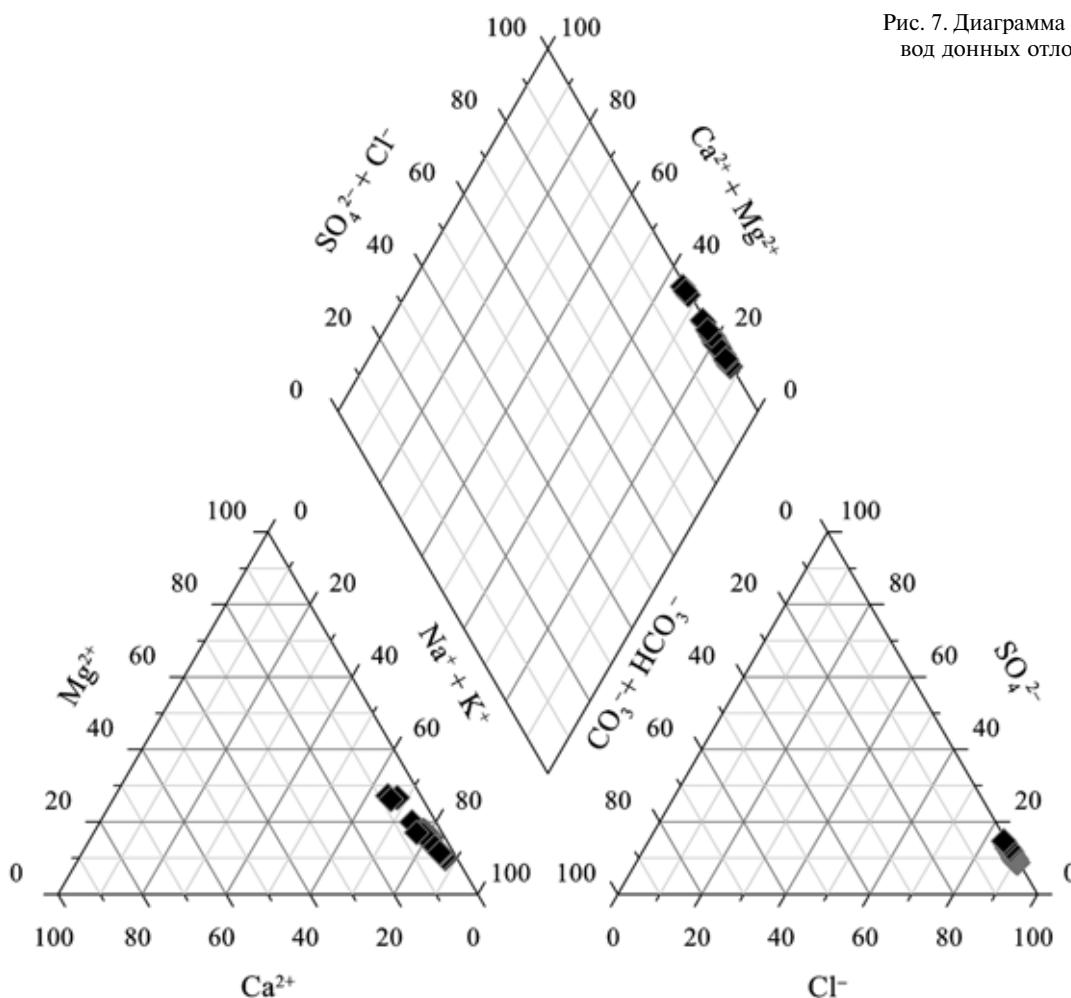


Рис. 7. Диаграмма Пайпера состава поровых вод донных отложений Баренцева моря

составляет 2,61–5,50 г/л (табл. 2), при этом коэффициент $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ составляет 0,09–0,17, а коэффициент $r\text{HCO}_3/r\text{Cl}$ – 0,004–0,009 (рис. 5). Согласно классификации В.А. Сулина [Сулин, 1948] 90% проб поровых вод должно быть отнесено к хлоридно-магниевому типу ($r\text{Na}/r\text{Cl} < 1$, $(r\text{Cl} - r\text{Na})/r\text{Mg} < 1$), что свидетельствует о близости их состава к составу нормальной воды океана и подтверждает их морской генезис. Все это указывает на незначительное развитие процессов прямой метаморфизации иловых вод, на крайне слабые процессы редукции сульфатов в отдельных единичных интервалах опробования и отсутствие сульфатредукции на большей части изученного разреза.

Слабое проявление процесса сульфатредукции в исследуемом районе связано как с низкой температурой в системе поровые воды–донные осадки, так и с низким содержанием ОВ и с медленной потерей кислорода средой. Такая интерпретация полученных данных согласуется с результатами Ю.Н. Гурского [Гурский, 2007], не обнаружившего редукцию сульфатов в отложениях Баренцева моря. Л.Г. Павлова [2001] также отмечала лишь слабое проявление процессов сульфатредукции и повышение щелочности в единичных колонках донных осадков Баренцева моря в высокопродуктивных

районах ледово-морского седиментогенеза, где распространены донные отложения с повышенным содержанием ОВ.

Для пяти проб поровых вод установлен хлоридно-кальциевый тип ($r\text{Na}/r\text{Cl} < 1$, $(r\text{Cl} - r\text{Na})/r\text{Mg} > 1$) по Сулину [Сулин, 1948], отражающий уменьшение доли натрия в составе за счет накопления кальция, который вытесняется из поглощающего комплекса отложений главным образом натрием поровой воды, что подтверждается повышением доли Na^+ относительно Ca^{2+} в обменном комплексе пород (табл. 1). Метаморфизация поровых вод с появлением хлоридно-натриево-кальциевого типа вод за счет процессов катионного обмена обнаружена также в донных отложениях Тихого океана и Черного моря [Гурский, 2003; Шишкина, 1972].

Содержание брома (Br^-) в поровых водах в среднем составляет 59,67 мг/л (табл. 2), при этом, коэффициент $r\text{Br}/r\text{Cl}$ составляет 0,001–0,002. Установлена линейная корреляционная зависимость между содержанием Br^- и Cl^- ($r^2=0,73$), SO_4^{2-} ($r^2=0,68$) и Na^+ ($r^2=0,79$) (рис. 6, б), что указывает на единый генезис этих компонентов в поровых водах.

Измеренное содержание бора (B^-) в поровых водах донных осадков в среднем составляет

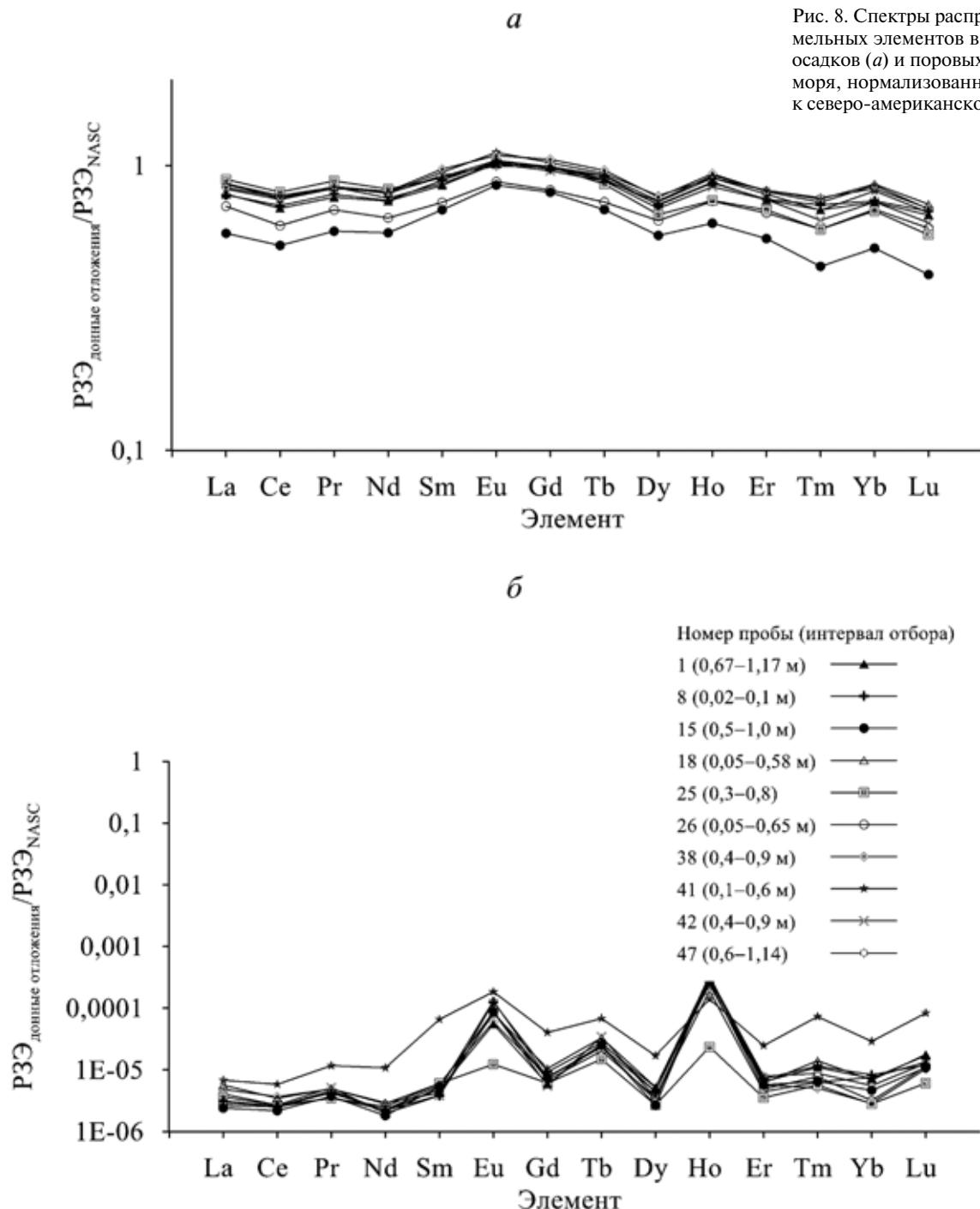


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов в 10 пробах донных осадков (*а*) и поровых вод (*б*) Баренцева моря, нормализованные по отношению к северо-американскому сланцу (NASC)

8,01 мг/л (табл. 2) и повышенено относительно его концентрации в водах Баренцева моря (4 мг/л по данным [Гурский, 2003]) и в поровых водах отложений Каспийского, Черного, Средиземного и Красного морей [Гурский, 2001]. Установлена положительная корреляция между содержанием Br^- и ионов стронция ($r^2=0,85$), кальция ($r^2=0,71$) и магния ($r^2=0,88$) (рис. 6, *в*). Коэффициент $r\text{Br}^-/\text{rCl}^-$ для образцов поровой воды изменяется от $2 \cdot 10^{-3}$ до $7 \cdot 10^{-3}$ и превышает значение, рассчитанное в работе [Гурский, 2003] — $8,1 \cdot 10^{-4}$. В целом соотношения полученных коэффициентов $r\text{Br}/r\text{Cl}$ и $r\text{B}/r\text{Cl}$ соответствуют морским водам [Appelo, Postma, 2005; Шишкина и др., 1969].

Измеренное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в среднем составляет 132,238 мг/кг (табл. 3). Полученное содержание соотносится с концентрацией РЗЭ в донных осадках северной лагуны о-ва Жохова (130,709 мг/кг, легкие РЗЭ до 91% [Дубинин, 2006; Стрекопытов и Дубинин, 2001]) и Кандалакшского залива Белого моря (156,970 мг/кг, легкие РЗЭ до 91% [Анисимов и др., 2009]). Полученные профили распределения РЗЭ в осадках Баренцева моря, нормализованные по отношению к североамериканскому сланцу (NASC), относительно однотипны и характеризуются преобладанием легких РЗЭ (до 88%) над тяжелыми (рис. 8, *а*).

Таблица 3

Концентрация РЗЭ и иттрия в поровых водах (мкг/л) и донных отложениях (мг/кг) Баренцева моря по результатам наших исследований; оз. Жохова и Кандалакшского залива Белого моря — по [Маслов и др., 2018; Стрекопытов, Дубинин, 2001]

Элементы	Северо-восточная часть Баренцева моря						о. Жохова	Белое море, Кандалакшский залив
	поровые воды			донные отложения				
	минимум	максимум	среднее	минимум	максимум	среднее	среднее	среднее
Y	0,016	2,690	0,394	17,072	26,236	22,744		
La	0,077	0,218	0,124	18,538	28,654	25,726	26,510	31,150
Ce	0,159	0,426	0,222	38,319	59,025	52,880	56,990	66,600
Pr	0,028	0,093	0,039	4,654	6,993	6,278	6,350	8,070
Nd	0,036	0,097	0,074	19,186	27,343	24,959	23,830	30,475
Sm	0,022	0,038	0,030	3,992	5,549	4,971	4,433	5,763
Eu	0,015	0,157	0,083	1,000	1,337	1,208	0,983	1,193
Gd	0,029	0,210	0,054	4,196	5,469	4,997	3,644	4,780
Tb	0,013	0,058	0,024	0,596	0,819	0,742	0,521	0,618
Dy	0,015	0,098	0,029	3,302	4,548	4,125	2,982	3,565
Ho	0,024	0,338	0,225	0,628	0,939	0,840	0,595	0,693
Er	0,012	0,085	0,025	1,887	2,787	2,538	1,691	1,833
Tm	0,003	0,036	0,007	0,222	0,386	0,334	0,248	0,270
Yb	0,009	0,090	0,023	1,593	2,671	2,331	1,684	1,698
Lu	0,003	0,040	0,009	0,199	0,351	0,308	0,248	0,265
ΣРЗЭ	0,583	1,589	0,966	98,339	144,051	132,238	130,709	156,970
ΣРЗЭ+Y	0,904	3,273	1,569	115,411	167,784	154,981		
LREE, %	50	81	63	87	89	87	91	91
Ce/Ce _n	-0,24	-0,09	-0,15	-0,06	-0,04	-0,04	-0,02	-0,04
Eu/Eu _n	0,31	1,32	0,94	0,02	0,05	0,04	0,04	0,01

Примечания. Ce/Ce_n = log(2Ce_n)/(La_n+Pr_n); Eu/Eu_n = log (2Eu_n)/(Sm_n+Gd_n), где Ce_n, La_n, Pr_n, Eu_n, Sm_n, Gd_n — нормализованное значение элемента по отношению к североамериканскому сланцу.

Измеренная суммарная концентрация РЗЭ для поровых вод изменяется от 0,583 до 1,589 мкг/л, в среднем составляет 0,966 мкг/л (рис. 8, б, табл. 2, 3). Обнаружено снижение содержания РЗЭ с увеличением pH поровых вод (рис. 9, а), что в общем согласуется с данными работ [Sholkovitz, 1995; Харитонова, Вах, 2015], демонстрирующими зависимость содержания РЗЭ от pH. Помимо pH на миграцию РЗЭ влияют и другие факторы (Eh, процессы сорбции/десорбции и пр.) [Дубинин, 2006]. Наблюдается положительная корреляция между содержанием РЗЭ и Fe_{общ} для поровых вод (рис. 9, б), что может указывать на их сорбцию из поровых вод гидроксидами железа.

Известно, что лантаноиды в зоне диагенеза менее подвижны, чем тяжелые РЗЭ, вследствие чего происходит лишь их слабое перераспределение за счет растворения реакционно-способных фаз осадков. Кроме того, с развитием в осадках восстановительных условий в наибольшей степени возрастает содержание легких лантаноидов, а при смене восстановительных условий на окислительные — концентрация легких земель уменьшается в большей степени, чем тяжелых [Дубинин, 2006]. Для большей части исследованных проб поровых вод характерно незначительное преобладание

легких РЗЭ (от 51 до 64% от общего содержания) над тяжелыми, для трех проб доля легких РЗЭ достигает 69–81% (табл. 3).

Основные факторы, контролирующие характер распределения и уровень концентрации РЗЭ в донных отложениях, иловых и поверхностных водах, — состав пород в области водосбора [Viers et al., 2009; Дубинин, 2006]. Профиль распределения РЗЭ в поровых водах должен быть подобен профилю распределения РЗЭ в донных осадках, однако иногда это не происходит в силу различных факторов (процессы фракционирования РЗЭ [Khari-tonova et al., 2007], эндогенный фактор [Дубинин, 2006] и пр.). По нашим данным, как в поровых водах, так и в донных осадках Баренцева моря легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми и выделяется отрицательная цериевая (Ce/Ce_n) и положительная европиевая (Eu/Eu_n) аномалии (табл. 3). Отрицательная Ce/Ce_n аномалия в поровых водах может быть связана с быстрым окислением Ce³⁺ до Ce⁴⁺ в морской воде и последующим его осаждением в донных осадках. Высокое содержание кислорода даже в наиболее глубоких частях Баренцева моря подтверждается в работах [Гурский, 2003; Павлова, 2001]. Рассчитанная европиевая аномалия для поровых вод Баренцева моря составляет в среднем

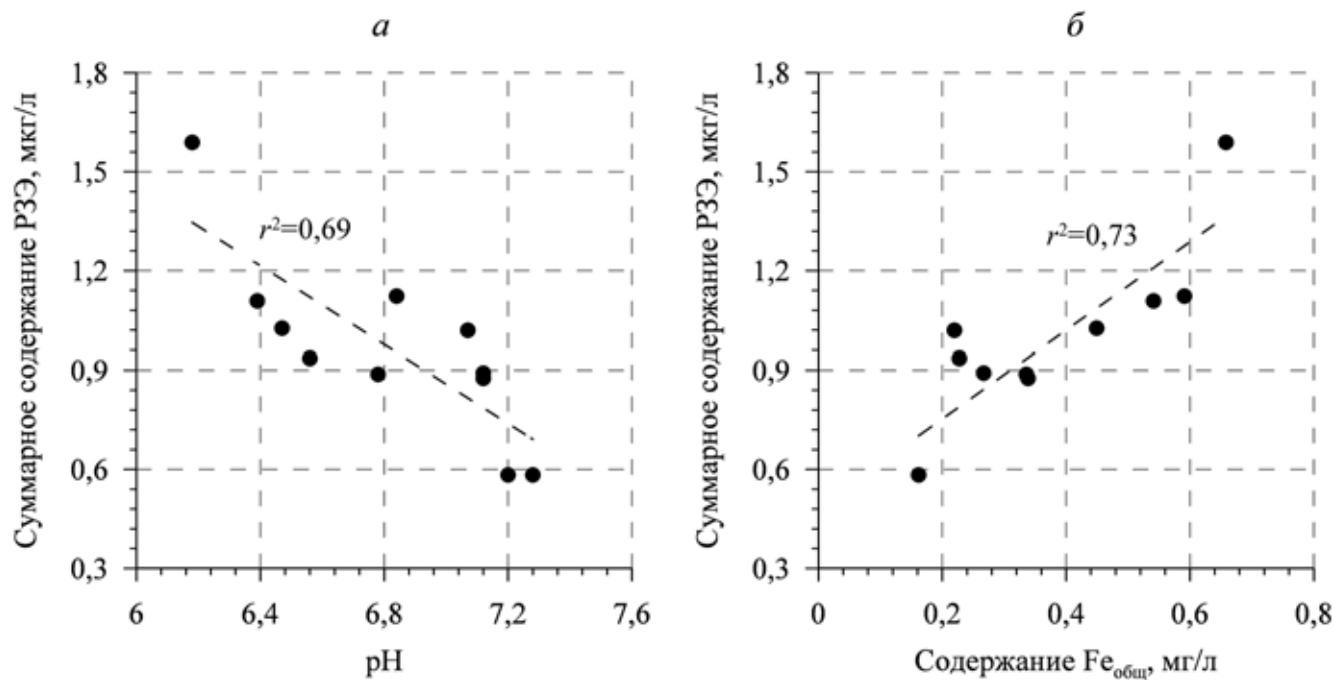


Рис. 9. Соотношение концентраций РЗЭ в поровых водах донных отложений Баренцева моря с pH (а) и содержанием в них железа (Fe_{общ}) (б)

0,94 (табл. 3), она выше, чем в поверхностных (0,65) и придонных водах океана (0,64) [Elderfield et al., 1988]. Ярко выраженная положительная аномалия Eu/Eu_n свидетельствует о преимущественном растворении минеральных фаз, обогащенных Eu, скорее всего, плагиоклаза, так как наблюдается слабая положительная корреляция Eu в поровых водах с содержанием плагиоклаза ($r^2=0,59$) в донных осадках.

Различное соотношение катионов в твердой и жидкой фазах донных отложений — одна из причин, вызывающих преобразование иловой воды и аутигенное минералообразование в осадках. Рассчитав индексы насыщения (*SI*) раствора относительно минеральных соединений заданных элементов, можно сделать выводы о вероятном образовании тех или иных минералов в условиях, близких к равновесным. На рис. 10 представлены графики изменения *SI* галита, гипса, кальцита и доломита от их солеобразующих ионов. По результатам расчета обнаружено, что поровые воды на всех станциях недонасыщены по отношению к содержанию гипса и галита. Наблюдается линейная корреляционная зависимость между содержанием хлорид-иона и катионом натрия в пробах с отрицательными значениями *SI* галита ($r^2=0,65$ и 0,78 соответственно) (рис. 10, *д*, *е*), сульфат-иона и катиона кальция с отрицательными *SI* гипса ($r^2=0,82$ и 0,65 соответственно) (рис. 10, *ж*, *з*).

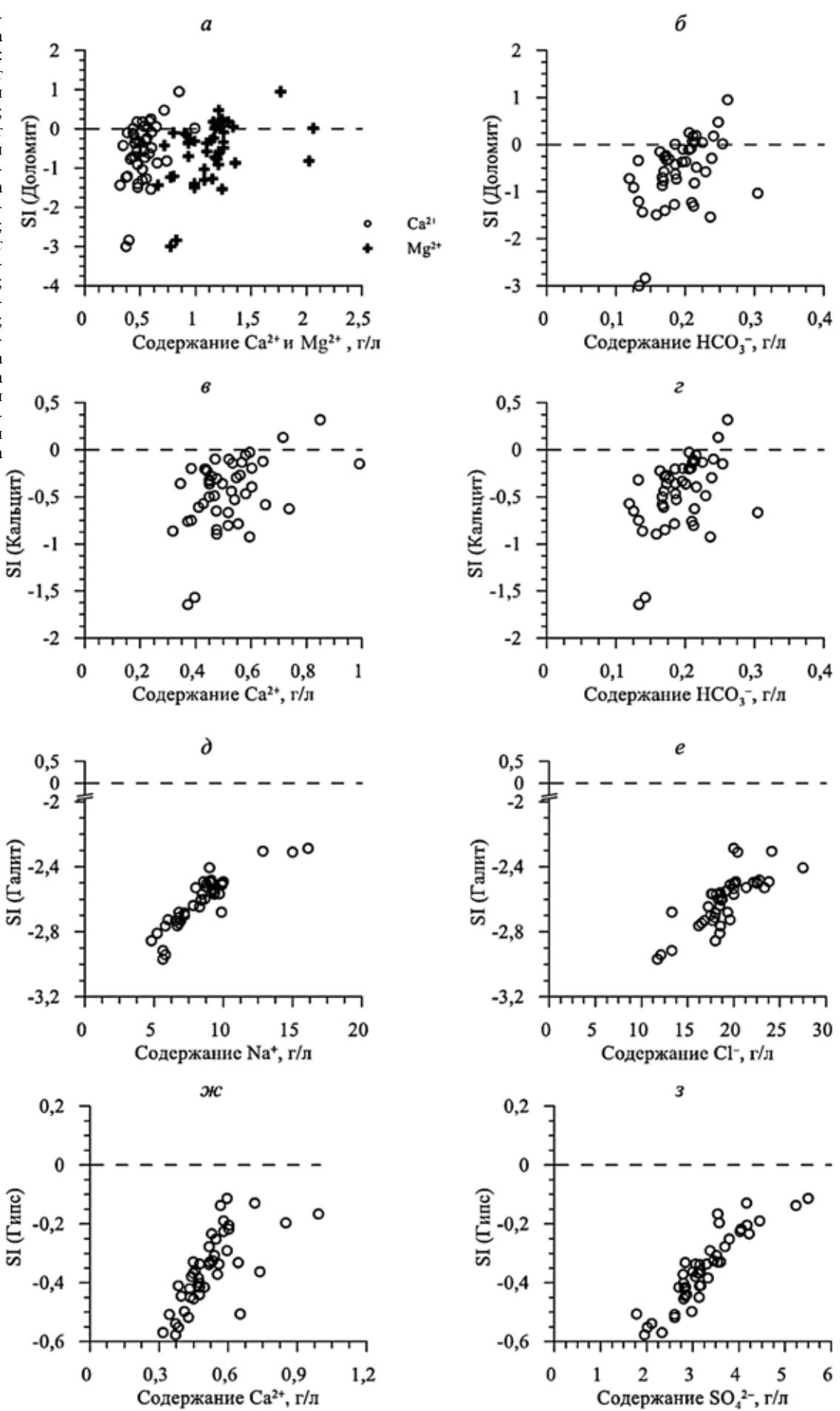
В двух пробах поровых вод наблюдается пересыщение по отношению к кальциту ($SI_{\text{кальцит}}>0$) и для 11-ти проб — к доломиту ($SI_{\text{доломит}}>0$). В ходе рентгенофазового анализа в 4-х образцах донных отложений был обнаружен доломит (до 4 масс.%)

а в 17-ти — кальцит (до 7 масс.%). Получается, что с термодинамической точки зрения возможны процессы аутигенного минералообразования карбонатов в ходе диагенеза. Однако без учета кинетики реакций нельзя однозначно предсказать их осаждение из растворов. Перенасыщенная поровая вода может служить только индикатором условий, при которых возможно образование этих минералов. Кроме того, обнаруженное содержание доломита и кальцита в донных осадках находится на грани ошибки определения метода. Вопрос аутигенного образования кальцита и доломита в системе поровые воды—донные осадки Баренцева моря требует дополнительных исследований в дальнейшем.

Заключение. Донные осадки в северо-восточной части Баренцева моря имеют преимущественно кварцевый и калиево-полевошпатовый состав (54–85 масс.%) с существенным содержанием глинистых минералов (от 14 до 46 масс.%) и с низким содержанием карбонатных минералов (от 0 до 10 масс.%) и ОВ (<5 масс.%).

Установлено, что минерализация поровых вод варьирует в широких пределах — от 28,95 до 45,40 г/л и формируется главным образом за счет ионов хлора, натрия и в меньшей степени сульфат-иона и магния. В донных отложениях зафиксирована вертикальная и горизонтальная пестрота физико-химической обстановки, которая выражается в колебаниях значений pH (от 6,08 до 7,48) и Eh (от –45 до 84 мВ). Все опробованные поровые воды относятся к хлоридным натриевым. Рассчитанные значения коэффициентов $r\text{Br}/r\text{Cl}$ и $r\text{B}/r\text{Cl}$ соответствуют морским водам. По классифика-

Рис. 10. Зависимость индекса насыщения (SI):
 a — доломита от концентрации кальция и магния;
 b — доломита от концентрации гидрокарбонат-иона;
 c — кальцита от концентрации кальция;
 d — галита от концентрации натрия;
 e — галита от концентрации иона хлора; $ж$ — гипса от содержания кальция; $з$ — гипса от содержания сульфат-иона



ции В.А. Сулина 90% исследуемых проб поровых вод имеет морской генезис, в оставшихся наблюдается изменение типа вод на хлоридно-натриево-кальциевый за счет процессов катионного обмена в донных илах.

Выявленная ЕКО донных осадков (13,98–35,50 мг-экв./100 г породы) обеспечивается содержанием глинистых минералов. Обнаружено, что обменные катионы для всех образцов донных осадков образуют следующий ряд: $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}$.

Процессы редукции сульфатов наблюдаются в единичных интервалах донных осадков исследуемого района в связи с неблагоприятными условиями для ее развития (низкая температура $< 2^\circ\text{C}$, низкое содержание ОВ, медленная потеря кислорода средой и др.).

Результаты расчета индексов насыщения показали, что все исследуемые пробы поровых вод недонасыщены к гипсу и галиту, а большинство проб — к кальциту и доломиту. Тем не менее, в некоторых пробах воды установлены положительные индексы насыщения по кальциту и доломиту, что свидетельствует о возможном образовании этих минералов в осадках в ходе диагенеза.

Невысокое содержание РЗЭ в иловых водах Баренцева моря (до 1,589 мкг/л) по сравнению с донными осадками (до 144,051 мг/кг) может

указывать на низкую скорость физико-химических процессов в системе поровая вода–донные осадки. Обнаружено увеличение содержания РЗЭ с ростом содержания $\text{Fe}_{\text{общ}}$ и уменьшением рН поровых вод. Как в поровых водах, так и в донных осадках легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми РЗЭ, выделяются отрицательная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}_{\text{n}}$) и положительная европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}_{\text{n}}$) аномалии.

Анализ полученных данных показал, что по составу все пробы поровых вод донных отложений Баренцева моря близки к составу поверхностной воды. При этом к особенностям рассматриваемых иловых вод относится слабое, вяло текущее развитие процессов их прямой метаморфизации (очень медленное протекание или отсутствие процессов сульфатредукции, слабое развитие процессов аутигенного минералообразования и катионного обмена).

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова С.А. Смирновой и Я.В. Сорокоумовой за помощь в проведении экспериментальной работы. Авторы признательны Министерству науки и высшего образования Российской Федерации за возможность проведения научных морских экспедиций на судах подведомственных Министерству.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П. и др. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. Т. 6. С. 526–540.

Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушкина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значение для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Изв. РАН. Сер. Геогр. 2009. Т. 5. С. 107–119.

Гурский Ю.Н. Макросостав иловых вод и формы бора в донных отложениях Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Т. 1. 2001. С. 73–80.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. С. 332.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев // Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 449 с.

Гурский Ю.Н., Левщенко Т.В. Метаморфизация иловой воды Каспийского моря в связи с процессами обмена в системе иловая вода–осадок // Геохимия природных вод: Тр. Второго междунар. симпозиума, Ростов-на-Дону, 17–22 мая, 1982. С. 488–496.

Давыдов А.В., Хоштария В.Н., Вовк Н.В. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность шельфов Карского и Баренцева морей и перспективы поиско-

во-разведочного бурения // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. 2016. № 9. С. 7–12.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Кокрятская Н.М. Изотопная (δD , $\delta^{18}\text{O}$) систематика вод морей арктического сектора России // Геохимия. 2017. № 11. С. 1041–1052.

Карельская А.Г., Агарова И.Я. Сезонная изменчивость некоторых гидролого-гидрохимических показателей поровых вод баренцевоморской лitorали // Океанология. 1979. Т. 19. С. 250–257.

Козлов С.А. Опасные для нефтегазопромысловых сооружений геологические и природно-техногенные процессы на Западно-Арктическом шельфе России // Нефтегазовое дело. 2005. № 1. С. 1–25.

Лаптева А.М., Плотицьна Н.Ф. Микроэлементы в донных отложениях Баренцева моря на стандартном разрезе «Кольский меридиан» // Вестн. МГТУ. 2017. Т. 20. С. 242–251.

Маслов А.В., Козина Н.В., Политова Н.В., Шевченко В.П. Систематика ряда редких и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // Тр. 12-го Уральского литол. совещ. 2018. С. 216–219.

Новиков М.А. К вопросу о фоновых значениях уровней содержания тяжелых металлов в донных отложениях Баренцева моря // Вестн. МГТУ. 2017. № 20. С. 280–288.

Новиков М.А., Драганов Д.М. Загрязнение воды и донных отложений тяжелыми металлами в области полярного фронта Баренцева моря // Вестн. МГТУ. 2018. № 21. С. 150–159.

- Павлова Л.Г.* Геохимия иловых вод в условиях арктического ледово-морского седиментогенеза. Мурманск, 2001. 291 с.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В.* К геохимии железистых стяжений Баренцева моря // Океанология. 2001. Т. 41. С. 386–393.
- Ступакова А.В., Кирюхина Т.А., Суслова А.А.* и др. Перспективы нефтегазоносности мезозойского разреза Баренцевоморского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2. С. 13–26.
- Сулин В.А.* Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности воды нефтяных месторождений. Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 107 с.
- Харитонова Н.А., Вах Е.А.* Редкоземельные элементы в поверхностных водах Амурской области. Особенности накопления и фракционирования // Вестн. Томского гос. ун-та. 2015. Т. 396. С. 232–244.
- Черновская Е.Н.* Гидрологические и гидрохимические условия на литорали Восточного Мурмана и Белого моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 113 с.
- Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод, М.: Наука, 1972. 228 с.
- Шишкина О.В., Павлова Г.А., Быкова В.С.* Геохимия галогенов в морских и океанских осадках и иловых водах. М.: Наука, 1969. 119 с.
- Appelo C.A.J., Postma D.* Geochemistry, groundwater and pollution. L.: A.A. Balkema Publishers, 2005. 649 p.
- Christian R.R., Wiebe W.J.* The effects of temperature upon the reproduction and respiration of a marine obligate psychrophile // Canad. J. Microbiol. 1974. Vol. 20. P. 1341–1345.
- Elderfield H., Whitfield M., Burton J.D.* et al. The oceanic chemistry of the rare-earth elements // Philosoph. Transactions Royal Soc. of London. Ser. A, Mathematical and Physical Sci. 1988. Vol. 325, P. 105–126.
- Finke N., Jørgensen B.B.* Response of fermentation and sulfate reduction to experimental temperature changes in temperate and Arctic marine sediments // ISME J. 2008. Vol. 2. P. 815–829.
- Kazak E.S., Kazak A.V.* Experimental features of cation exchange capacity determination in organic-rich mudstones // J. Natural Gas Sci. and Engineering. 2020. Vol. 83. P. 103456.
- Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Karabtsov A.A., Kiselev V.I.* Geochemistry of Na–HCO₃ groundwater and sedimentary bedrocks from the central part of the Sikhote-Alin mountain region (Far East of Russia) // Appl. Geochem. 2007. Vol. 22. P. 1764–1776.
- Kulakov M.Y., Pogrebov V.B., Timofeyev S.F.* et. al. Ecosystem of the Barents and Kara seas, coastal segment (22, p) // Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses. 2006. Vol. 14. P. 1139–1177.
- Laukert G., Makhotin M., Petrova M.V.* et al. Water mass transformation in the Barents Sea inferred from radiogenic neodymium isotopes, rare earth elements and stable oxygen isotopes // Chem. Geol. 2019. Vol. 511. P. 416–430.
- Lien V.S., Trofimov A.G.* Formation of Barents Sea Branch Water in the north-eastern Barents Sea // Polar Res. 2013. Vol. 32. P. 1–14.
- Line L.H., Jahren J., Hellevang H.* Mechanical compaction in chlorite-coated sandstone reservoirs — examples from Middle–Late Triassic channels in the southwestern Barents Sea // Marine and Petrole. Geol. 2018. Vol. 96. P. 348–370.
- Loeng H., Ozhigin V., Ådlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // ICES J. Marine Sci. 1997. Vol. 54. P. 310–317.
- Schauer U., Loeng H., Rudels B.* et al. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // Deep Sea Res. P. I: Oceanographic Res. Pap. 2002. Vol. 49. P. 2281–2298.
- Sholkovitz E.R.* The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // Aqua. Geochem. 1995. Vol. 1. P. 1–34.
- Viers J., Dupré B., Gaillardet J.* Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // Sci. Total Environ. 2009. Vol. 407. P. 853–868.

Поступила в редакцию 20.01.2021

Поступила с доработки 27.01.2021

Принята к публикации 27.01.2021

УДК 550.37

Н.И. Зорин¹, А.Г. Яковлев²

ГИБРИДНАЯ ПРИЕМНАЯ ЛИНИЯ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ШИРОКОЙ ПОЛОСЕ ЧАСТОТ

ООО «Северо-Запад», 108811, Москва, 22-й км Киевского шоссе, домовл. 4,
БЦ «Румянцево», стр. 1А, офис 412А
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Nord-West Ltd., 108811, Moscow, 22nd km of Kievskoe Hwy, 4, Business Centre Rumyantsevo, bld. 1A, office 412A
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

При плохих условиях заземления электродов возможность измерения высокочастотного электрического поля с помощью обычной приемной линии сильно ограничена искажающим влиянием емкостных утечек в расположенных на земле проводах. В то же время использование не требующих заземления бесконтактных приемных линий принципиально неприменимо для измерения низкочастотного электрического поля.

Описано устройство гибридной гальванико-емкостной приемной линии, которая может быть использована для измерения электрического поля в широком частотном диапазоне даже при плохих условиях заземления электродов.

Ключевые слова: электрическое поле, многочастотные измерения, плохое заземление электродов.

High-frequency electric field measurements with a regular receiving dipole characterized by poor electrode contact are greatly influenced by the capacitive currents arising between wires and ground. At the same time, making use of the non-contact receiving dipoles is not generally suitable for low-frequency electric field measurements.

We introduce a novel hybrid galvanic-capacitive receiving dipole, which could be used for broadband electric field measurement even with high contact resistance of the grounded electrodes.

Key words: electric field; broadband measurements; poor electrode contact.

Введение. В электроразведке есть два способа измерения напряженности электрического поля в земле — контактный, или гальванический, и бесконтактный, или емкостной [Вешев, 1980]. В первом случае датчиком поля служит приемная линия, подключенная к паре заземленных электродов, во втором — приемная линия со специальными емкостными электродами или просто пара незаземленных проводов [Нахабцев и др., 1985]. Гальванический способ показывает наилучшие результаты при работе на низких частотах (до ~100 Гц) и широко используется в методах сопротивления, вызванной поляризации (ВП) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Емкостной способ, наоборот, хорошо работает на высоких частотах (>1 кГц) и успешно применяется в бесконтактных модификациях методов сопротивления [Kuras et al., 2006; Gruzdev et al., 2020] и в радио-МТЗ [Shlykov et al., 2020]. В то же время использование какого-либо одного из указанных датчиков электрического поля для проведения измерений сразу и на низких, и на высоких частотах оказывается связано с серьезными трудностями. В частности, работа с классическими заземленны-

ми установками в методе аудио-МТЗ, частотный диапазон которого варьирует от ~1 Гц до ~10 кГц, требует очень низких значений сопротивлений заземления (<1 кОм). В противном случае возникающие паразитные RC-эффекты могут приводить к значительным искажениям высокочастотных частей кривых зондирования [Zonge, Hughes, 1985]. Эта проблема сильно ограничивает возможности таких методов, как аудио-МТЗ, при работе на мерзлых, песчанистых или каменистых грунтах, скальных породах и др. Мы представляем в статье альтернативный вариант датчика электрического поля, который позволяет проводить как низко-, так и высокочастотные измерения без повышенных требований к сопротивлению заземления электродов.

Обыкновенная приемная линия. Классический вариант устройства приемной электрической линии приведен на рис. 1, *а*; ее упрощенная эквивалентная схема — на рис. 1, *б* [Вишняков, Вишнякова, 1974; Вешев, 1980; Zonge, Hughes, 1985]. На рисунке используются следующие обозначения: ω — круговая частота; i — мнимая единица; R_M , R_N — сопротивления заземления

¹ ООО «Северо-Запад», геофизик; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, инженер; *e-mail*: nikita.zorin.geophys@gmail.com

² ООО «Северо-Запад», исполнительный директор; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, доцент; *e-mail*: mail@nw-geo.ru

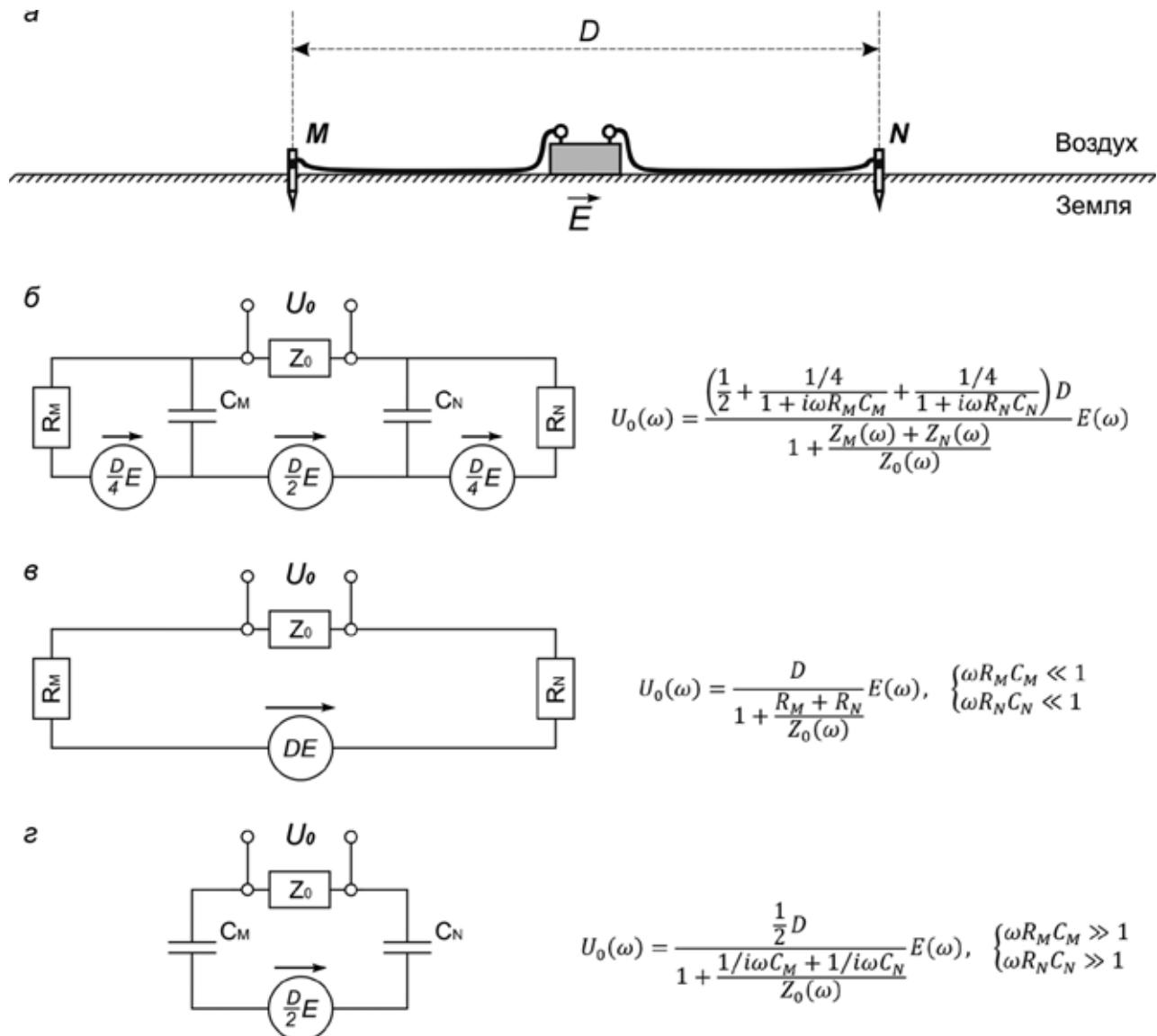


Рис. 1. Устройство обычной приемной линии (a) и ее эквивалентная схема в общем случае (б), а также в гальваническом (в) и емкостном (г) рабочих режимах. Пояснения см. в тексте

электродов M и N соответственно; C_M , C_N — емкости разложенных на земле проводов M и N соответственно; $Z_M = R_M/(1 + 1/i\omega R_M C_M)$ и $Z_N = R_N/(1 + 1/i\omega R_N C_N)$ — комплексные сопротивления линий M и N соответственно; $Z_0 = R_0/(1 + 1/i\omega R_0 C_0)$ — входной импеданс измерителя, где R_0 и C_0 — входное сопротивление и входная емкость измерителя соответственно; D — расстояние между электродами; E — напряженность электрического поля в земле; U_0 — наблюдаемое напряжение на входе измерителя. Связь между U_0 и E имеет следующий вид:

$$U_0(\omega) = \frac{\left(\frac{1}{2} + \frac{1/4}{1+i\omega R_M C_M} + \frac{1/4}{1+i\omega R_N C_N}\right) D}{1 + \frac{Z_M(\omega) + Z_N(\omega)}{Z_0(\omega)}} E(\omega) = \frac{L_{EFF}}{K_0(\omega)} E(\omega), \quad (1)$$

где K_0 — безразмерный коэффициент, характеризующий искажающее влияние входного импеданса Z_0 регистрирующей аппаратуры на измеряемый сигнал, а L_{EFF} — так называемая эффективная, или действующая, длина приемной линии [Вешев, 1980]. Физический смысл этого понятия заключается в том, что в гальваническом режиме работы приемной линии электрический ток попадает в нее через заземленные электроды ($L_{EFF}=D$), а в емкостном режиме — через геометрические центры проводов ($L_{EFF}=D/2$). При работе в смешанном гальванико-емкостном режиме эффективная длина классической приемной линии оказывается комплексной частотно зависимой величиной (рис. 2), что вносит серьезные искажения в получаемые данные [Zonge, Hughes, 1985].

Гальванический режим измерения электрического поля (рис. 1, в) реализуется при выполнении условий $\omega R_M C_M \ll 1$ и $\omega R_N C_N \ll 1$, т. е. при до-

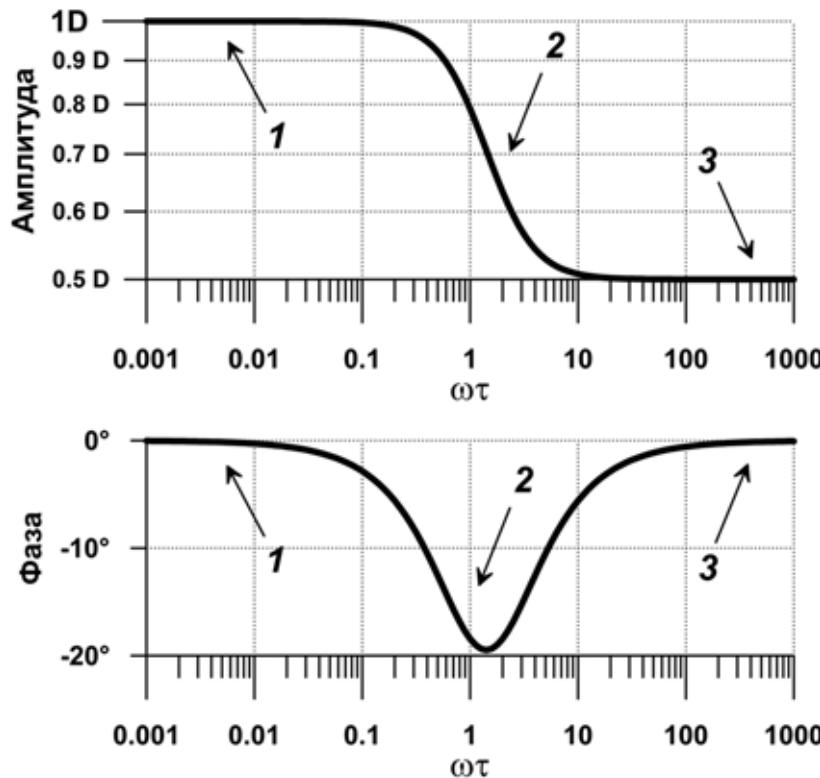


Рис. 2. Частотная зависимость эффективной длины L_{EFF} классической приемной линии при $R_M C_M = R_N C_N = \tau$. Цифрами отмечены области работы приемной линии в гальваническом (1), смешанном (2) и емкостном (3) режимах

статочно низких частотах, малых емкостях проводов и хорошо заземленных электродах. Если при этом сопротивление заземления приемной линии $R_M + R_N$ много меньше модуля входного импеданса измерителя $|Z_0|$, то формула (1) принимает простую форму

$$U_0(\omega) = DE(\omega), \quad (2)$$

которая обычно и используется на практике для пересчета U_0 в E при контактном способе измерения электрического поля.

Если хороших сопротивлений заземления добиться невозможно, на высоких частотах в формуле (2) возникают искажения, связанные с появлением частотной зависимости параметров K_0 и L_{EFF} . При этом если влияние K_0 можно свести к минимуму чисто аппаратурными решениями (например, использованием измерителя/предусилителя с достаточно высоким входным сопротивлением и низкой входной емкостью), то подавить искажения, связанные с изменением L_{EFF} , оказывается значительно сложнее. Один из известных способов предложен в работе [Вишняков, Вишнякова, 1974] и заключается в использовании для приемной линии экранированных проводов, экраны которых заземляются неподалеку от соответствующих электроразведочных проводов. Такой подход не требует больших затрат и относительно прост в исполнении, однако дает ограниченный выигрыш в частоте (приблизительно в 4 раза). Второй способ был развит в работах [Zonge, Hughes, 1985; Wannamaker et al., 2004] и заключается в использовании сложной комбинации из нескольких выносных усилителей, экранированных/многожильных кабелей и спе-

циальной калибровочной системы. Этот подход позволяет получать хорошие данные в широком диапазоне частот даже при очень плохих условиях заземления, однако он представляется слишком дорогим и трудоемким для использования в промышленных масштабах.

Емкостной режим измерения электрического поля (рис. 1, *г*) требует выполнения условий $\omega R_M C_M \gg 1$ и $\omega R_N C_N \gg 1$, поэтому для его реализации достаточно просто убрать из приемной линии электроды ($R_M \rightarrow \infty$ и $R_N \rightarrow \infty$). Если при этом модуль комплексного сопротивления полученной линии $|1/i\omega C_M + 1/i\omega C_N|$ много меньше модуля входного импеданса измерителя $|Z_0|$, то из выражения (1) получается стандартная формула связи U_0 и E для бесконтактного способа измерения электрического поля [Нахабцев и др., 1985]:

$$U_0 = \frac{D}{2} E(\omega), \quad (3)$$

где D — расстояние между концами проводов приемной линии.

Основное практическое ограничение емкостного механизма измерения — рабочая частота. Модуль комплексного сопротивления $|1/i\omega C_M + 1/i\omega C_N|$ бесконтактной приемной линии пропорционален $1/\omega$, и с убыванием частоты он быстро становится сопоставим с входным сопротивлением R_0 любого измерителя/предусилителя, используемого в электроразведке. В результате в формуле (3) появляется отличный от единицы коэффициент K_0 , вносящий огромные искажения в данные и с дальнейшим снижением частоты полностью

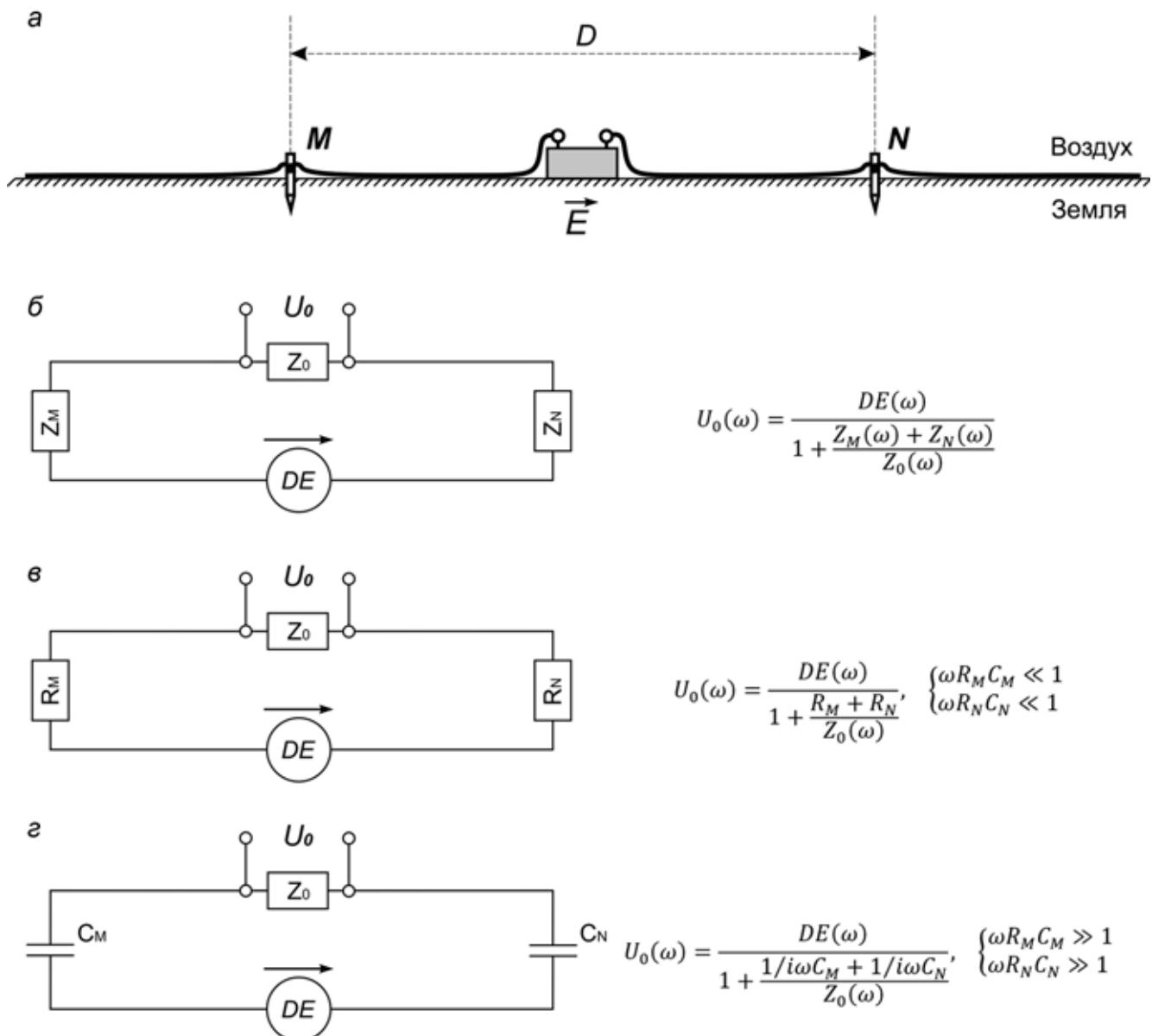


Рис. 3. Устройство гибридной приемной линии (а) и ее эквивалентная схема в общем случае (б), а также в гальваническом (в) и емкостном (г) рабочих режимах

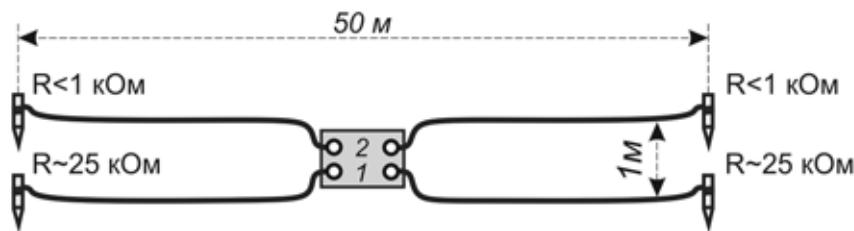
лишающий бесконтактную установку какой-либо чувствительности к измеряемому сигналу.

Гибридная приемная линия. Мы показали, что незаземленная приемная линия принципиально неприменима для измерения низкочастотного электрического поля, в то время как с заземленной линией теоретически можно работать как на низких частотах (в гальваническом режиме), так и на высоких (в емкостном режиме). Основная проблема, ограничивающая такое ее применение, — сильные искажения данных, связанные с зависимостью от частоты эффективной длины классической приемной линии (рис. 2) в смешанном рабочем режиме. Очевидным решением этой проблемы было бы использование заземленной линии в некой нестандартной конфигурации, обеспечивающей постоянство эффективной длины L_{EFF} . Наиболее простой с технической точки

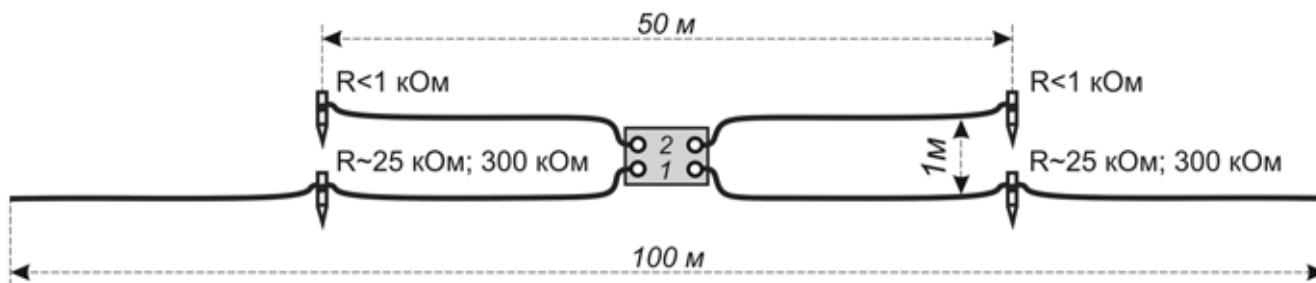
зрения пример такой конфигурации приведен на рис. 3, а. Для ее реализации достаточно иметь обычную заземленную линию с двумя проводами (рис. 1, а), подсоединить к каждому из электродов еще по одному проводу той же длины и растянуть их в разные стороны, как показано на рис. 3, а. В результате геометрические центры удлиненных проводов M и N совпадут с местами заземления соответствующих электродов, что и должно обеспечить равенство эффективной длины L_{EFF} приемной линии расстоянию D между электродами для любой рабочей частоты:

$$\begin{aligned}
 U_0(\omega) &= \frac{D}{1 + \frac{Z_M(\omega) + Z_N(\omega)}{Z_0(\omega)}} E(\omega) = \\
 &= \frac{D}{K_0(\omega)} E(\omega).
 \end{aligned} \tag{4}$$

а



б



в

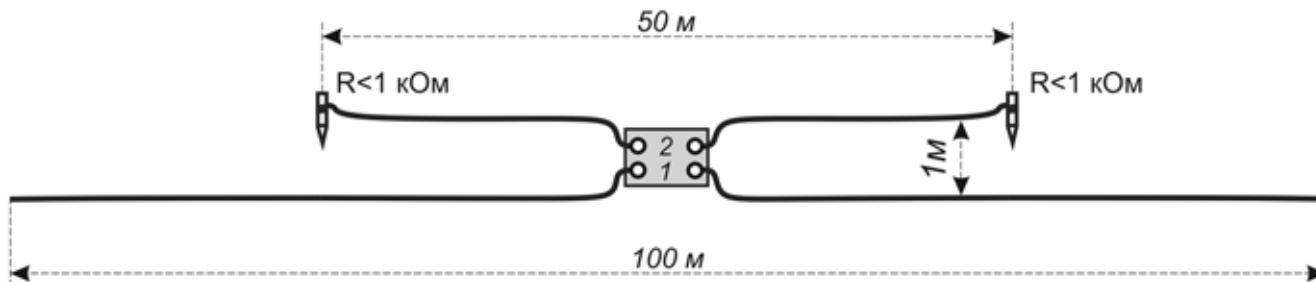


Рис. 4. Схемы подключения электрических датчиков к регистратору для измерения комплексного коэффициента искажения обычной плохо заземленной линии (а), гибридной плохо заземленной линии (б) и бесконтактной линии (в)

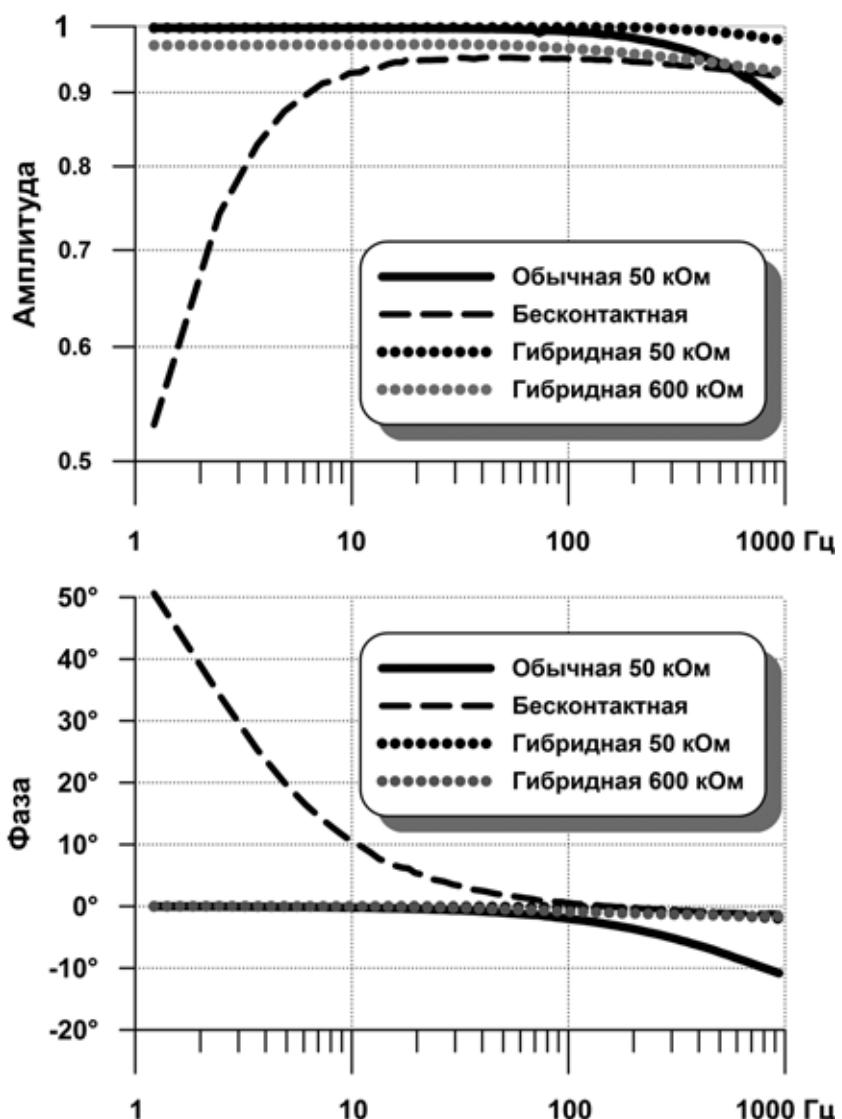
Главное преимущество предлагаемого датчика электрического поля заключается в возможности его применения в гальваническом (рис. 3, в), в емкостном (рис. 3, г) и в смешанном гальванико-емкостном (рис. 3, д) режимах с одним и тем же коэффициентом пересчета U_0 в E . Для этого достаточно лишь использовать измеритель/предусилитель, входное сопротивление R_0 которого много больше сопротивления заземления электродов, а входная емкость C_0 много меньше емкости удлиненных проводов приемной линии. В этом случае значение коэффициента K_0 окажется близким к единице, и связь между измеряемым электрическим полем E и наблюдаемым напряжением U_0 будет с достаточной степенью точности описываться стандартной формулой (2) во всем рабочем диапазоне частот.

Полевой эксперимент. Для проверки работоспособности гибридной приемной линии в начале 2021 г. на Александровском геофизическом полигоне МГУ имени М.В. Ломоносова [Aleksanova et al., 2018] был проведен специальный полевой эксперимент, схема которого приведена на рис. 4. В ходе этого эксперимента к первому электриче-

скому каналу измерителя подключалась по очереди обычная (рис. 4, а), гибридная (рис. 4, б) и бесконтактная (рис. 4, в) приемная линия с эффективной длиной 50 м и искусственно ухудшенным заземлением электродов (~ 50 кОм или ~ 600 кОм на пару). Ко второму каналу измерителя во всех случаях была подключена обычная заземленная линия той же длины, но уже с хорошо заземленными электродами (<1 кОм каждый). Электрическое поле в земле возбуждалось с помощью удаленной от места наблюдения заземленной питающей линии, расположенной параллельно приемным линиям (дипольная экваториальная установка). Ток в питающей линии возбуждался с помощью генератора «Астра-100» (ООО «Северо-Запад») в форме меандра и с частотой от 1,22 до 1250 Гц и амплитудой 1 А. В качестве измерительной аппаратуры использовался пятиканальный регистратор «Мэри Про» (ООО «Северо-Запад») с частотой дискретизации 2,4 кГц, входным сопротивлением ~ 20 МОм и входной емкостью $\sim 0,25$ нФ.

Взаимное расположение приемных линий 1 и 2 в каждом измерении было выбрано так, чтобы они регистрировали один и тот же сигнал в зем-

Рис. 5. Комплексный коэффициент искажения данных, полученный для различных типов приемных линий с разным сопротивлением заземления электродов



ле (рис. 4). Таким образом, любое расхождение данных, полученных разными каналами прибора, должно быть связано исключительно с различием в условиях заземления приемных линий. В частности, отношение напряжения на первом канале прибора к напряжению на втором канале (значение которого можно во всех случаях считать неискаженным) представляет собой не что иное, как комплексный коэффициент искажения сигнала, связанный с плохими условиями заземления приемной линии 1. Амплитуда и фаза полученного таким образом коэффициента искажения данных для обычной (при $R_M + R_N \approx 50$ кОм), гибридной (при $R_M + R_N \approx 50$ кОм; 600 кОм) и бесконтактной установок приведены на рис. 5. Рассмотрим поведение полученных графиков подробнее.

На низких частотах искажение кривых определяется значением коэффициента K_0 , который тем больше отличается от единицы, чем больше отношение модуля сопротивления приемной линии к входному сопротивлению измерителя R_0 , равного ~ 20 МОм. Для заземленных линий с $R_M + R_N \approx 50$ кОм это отношение составляет всего

$\sim 0,25\%$, что и объясняет полное отсутствие видимых искажений низкочастотных ветвей соответствующих кривых (сплошные линии и черный пунктир на рис. 5). Для заземленной линии с $R_M + R_N \approx 600$ кОм это отношение возрастает до $\sim 3\%$, с чем связано появление небольшого зажигания левой асимптоты соответствующего графика амплитуды (серый пунктир на рис. 5, вверху). Наконец, для бесконтактной линии отношение модуля ее комплексного сопротивления $|1/i\omega C_M + 1/i\omega C_N|$ к R_0 на низких частотах оказывается сопоставимо с единицей, что приводит к крутым завалам соответствующих амплитудных и фазовых кривых (штриховые линии на рис. 5).

На высоких частотах для емкостной линии отличие коэффициента K_0 от единицы определяется отношением входной емкости измерителя C_0 , равной $\sim 0,25$ нФ, к эффективной емкости $C_M C_N / (C_M + C_N)$ приемной линии. Судя по соответствующей амплитудной кривой (штриховая линия на рис. 5, вверху), это соотношение в эксперименте составило около 5–7%, что позволяет оценить эффективную емкость проводов удлиненной линии

1 (рис. 4, *в*) в несколько нанофарад. Поскольку та же самая линия использовалась и в гибридных установках (рис. 4, *б*), коэффициент K_0 для них на достаточно высоких частотах (т. е. в емкостном режиме) должен быть аналогичным, и, следовательно, правые асимптоты гибридных и бесконтактных линий должны совпадать. В наблюдаемом диапазоне частот 1–1000 Гц этот переход хорошо виден для гибридной установки с $R_M + R_N \approx 600$ кОм (серый пунктир на рис. 5), тогда как аналогичная установка с $R_M + R_N \approx 50$ кОм (черный пунктир на рис. 5) достигает емкостного режима работы на частотах значительно выше 1 кГц. Наконец, для обычной заземленной линии в смешанном режиме работы искажения определяются в первую очередь убыванием ее эффективной длины L_{EFF} с частотой, что приводит к крутым завалам соответствующих амплитудных и фазовых кривых (правые части сплошных линий на рис. 5).

Заключение. В отличие от обычных заземленных или бесконтактных датчиков электрического поля, гибридные приемные линии способны оди-

наково хорошо работать и в гальваническом, и в емкостном, и в смешанном режимах. На низких частотах такая линия ведет себя как обычный заземленный диполь, на высоких частотах — как обычная незаземленная линия; на промежуточных же частотах осуществляется плавный переход от одного режима работы к другому без изменения эффективной длины приемной линии. Таким образом, гибридная установка успешно объединяет в себе сильные стороны заземленных и бесконтактных линий, не проявляя при этом их главных недостатков.

Основное преимущество гибридной приемной линии — возможность получения неискаженных данных в неограниченно широкой полосе частот даже при плохих условиях заземления. При этом предложенная в статье схема ее практической реализации предельно проста, требует минимальных дополнительных трудозатрат и, следовательно, не должна привести к заметному удорожанию полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 391 с.

Вишняков А.Э., Вишнякова К.А. Возбуждение и измерение полей в электроразведке. Л.: Недра, 1974. 129 с.

Нахабцев А.С., Сапожников Б.Г., Яблучанский А.И. Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями. Л.: Недра, 1985. 96 с.

Aleksanova E., Kulikov V., Shustov N., Yakovlev A. Aleksandrovka geophysical field camp: a place for probing new EM technologies // Pap. presented at the 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark, 13–20 Aug., 2018.

Gruzdev A.I., Bobachev A.A., Shevnnin V.A. Determining the field of application of the noncontact resistivity technique // Moscow University Geology Bull. 2020. Vol. 75, N 6. P. 644–651.

Kuras O., Beamish D., Meldrum P.I., Ogilvy R.D. Fundamentals of the capacitive resistivity technique // Geophysics. 2006, Vol. 71, N 3. P. 135–152.

Shlykov A., Saraev A., Tezkan B. Study of a permafrost area in the northern part of Siberia using controlled source radiomagnetotellurics // Pure and Applied Geophysics. 2020. Vol. 177. P. 5845–5859.

Wannamaker P.E., Stodt J.A., Olsen S.L., et al. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements // Geophys. J. Int. 2004. Vol. 157. P. 36–54.

Zonge K.L., Hughes L.J. Effect of electrode contact resistance on electric field measurements // Expanded Abstr. 1985 Technical Programme of 55th Ann. Intern. SEG Meeting, contrib. MIN 1.5. 1985. Tulsa, OK. P. 231–234.

Поступила в редакцию 17.02.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 05.04.2021

УДК 551.35, 556.3.01, 556.388

О.В. Голованова¹, К.Е. Питьева²

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В РЕГИОНЕ РАЗРАБОТКИ АСТРАХАНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: СПЕЦИФИКА, СТРУКТУРЫ, МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Geological Institute of the RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane 7, bld. 1.
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

В статье развиваются представления о геологических процессах, лежащих в основе гидрогеологических и гидрохимических построений, моделирования и управления природно-техногенными системами. Инициатором работы была Клара Ефимовна Питьева, профессор кафедры гидрогеологии геологического факультета МГУ, многие годы возглавлявшая комплексные гидрогеологические исследования в области разработки Астраханского газоконденсатного месторождения, результатами которых стали фундаментальный фактический материал, многие научные и практические выводы.

Статья посвящена светлой памяти К.Е. Питьевой.

Представлены результаты анализа материалов исследований осадочных водопородных комплексов неоплейстоцена: литологических, минералого-геохимических, гидрохимических, гидрофильтрационных и гидроиммиграционных в районе разработки Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ). Сформулированы основные положения модели формирования подземных вод, специфики их баланса, химического состава, гидроидинамики, гидроиммиграции, а также выявлены основные управляющие факторы. Выявлено преобладание морских отложений в сложнопостроенных комплексах неоплейстоцена, установлена значительная роль глинистых пластов и фрагментарность следов континентального развития. Идентифицированы фации и обстановки осадконакопления, характерные для крупных авандельт и неглубоководной области Северного Каспия. Рассмотрена система дельт и авандельт крупных и мелких водотоков с привлечением геоморфологических, ландшафтно-климатических и геодинамических факторов для развития модели формирования изучаемой толщи. В верхней части лито- и гидросфера в области АГКМ выявлен специфический ландшафтно-геоморфологический рисунок, отражающий системы зон геодинамической нестабильности с масштабом несколько сотен метров–километров.

На значительной части территории исследования выявлена ассоциация областей с наибольшей мощностью и проводимостью водоносных пластов неоплейстоценового комплекса с межкупольными депрессиями глубинных структур галокинеза. Полученные результаты актуальны для развития модели формирования водопородных комплексов неоплейстоцена и управления разработкой АГКМ: выявления путей распространения загрязнений, снижения риска аварийных ситуаций из-за нестабильности фундаментов сооружений газового комплекса и многих других.

Ключевые слова: неоплейстоцен, Северный Прикаспий, условия формирования, лавинная седиментация, авандельта, неотектоника, галокинез.

The paper presents an analysis of materials from studies of the Neopleistocene sedimentary complexes and aquifer system: lithological, mineralogical-geochemical, hydrogeochemical, hydrogeofiltration and hydrogeomigration in the region of development of the Astrakhan gas condensate field (AGCF). The main provisions of the model of the formation of groundwater, the specifics of their balance, the chemical composition of hydrogeodynamics, hydrogeomigration, and the main governing factors are formulated. The predominance of marine sediments in complexly constructed strata of the Neopleistocene, with a significant role of clay layers and fragmentary traces of continental development, was revealed. Facies and sedimentary environments characteristic of large deltas and shallow marine areas, like the modern North Caspian, have been identified. The system of deltas and deltas of large and small streams is considered with the involvement of geomorphological, landscape-climatic and geodynamic factors for the development of a model for the formation of the studied strata. In the upper part

¹ Геологический институт РАН, канд. геол.-минер. н; e-mail: golovanova2000@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н.

of the litho-hydrosphere of the AGKM region, a specific landscape-geomorphological pattern was revealed, reflecting the systems of zones of geodynamic instability on a scale of the first hundreds of meters-kilometers.

In a significant part of the study area, an association of areas of the greatest thickness and conductivity of aquifers of the Neopleistocene complex with interdome depressions of deep halogenetic structures was revealed. The results obtained are relevant for the development of a model for the formation of aquatic-rock complexes of the Neopleistocene and management of the development of AGCF: identifying ways of spreading pollution; reducing the risk of accidents due to the instability of the foundations of the gas complex facilities and many others.

Key words: Neopleistocene, Northern Caspian Sea, conditions of formation, sedimentary environment avalanche sedimentation, avandelta, neotectonics, halokinesis.

Введение. Регион Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) представляет значительный научно-практический интерес как из-за специфики условий формирования водоподпорных комплексов неоплейстоцена, так и в связи с экологическими проблемами разработки месторождения. Мы изучали формирование подземных вод и пород неоплейстоценового водоносного комплекса вместе с взаимосвязанными средами для обоснования надежной системы управления разработкой АГКМ. Нами разработана новая модель формирования подземных вод, суть которой может быть заключена в следующих основных позициях [Голованова, 2015, 2018]:

– отложения водоносного комплекса неоплейстоцена накапливались в условиях лавинной седиментации с нарушением механической дифференциации материала в ходе циклической трангрессивно-регрессивной истории Каспия, что обусловило отсутствие типичной системы водоносных и слабопроницаемых пластов;

– весьма низкие значения скорости геофильтрации и геомиграции по латерали определили в изучаемой системе сохранность седиментогенных вод морских бассейнов неоплейстоцена;

– геохимические изменения пород и вод неоплейстоценового комплекса происходят согласно классической схеме раннего диагенеза.

Основными условиями и факторами состояния вод в осадочном бассейне при этом признаны региональные структурно-тектонические условия, уклоны морского дна и прилегающей суши, гидравлические градиенты, масштаб среднемноголетнего количественного вклада питания метеогенными водами, ландшафтно-климатические условия, геоморфологический фактор, геодинамический фактор, проводимость геофильтрационных сред и др.

В статье углублены наши представления о причинах неоднородности разреза неоплейстоцена, особенно об условиях формирования наиболее водопроницаемых пластов с высокой проводимостью, так как именно к ним приурочены основные массопотоки.

Значительная роль климатического фактора изменений уровня Каспийского моря в неоплейстоцене не вызывает сомнения [Панин и др., 2014]. В связи с этим основные усилия исследователей

предпринимаются с целью увязать на все более и более детальном уровне трангрессивно-ретрессивный цикл Каспия с колебаниями уровня Мирового океана и ледниками событиями на Восточно-Европейской платформе. Однако такую модель развития вряд ли можно назвать полной. Колебания уровня Каспийского моря характеризуются значительной сложностью и часто не могут быть корректно связаны с количеством атмосферных осадков и речным стоком [Леонов, 1997; Лаврушин и др., 2014]. Это показывают и проблемы корреляции местных подразделений неоплейстоцена Каспийско-Черноморской области с международной изотопно-кислородной шкалой [Янина, 2012].

Прикаспийская депрессия по многим позициям — уникальный природный объект. Она характеризуется абсолютными отметками ниже уровня Мирового океана и представляет собой масштабную территорию с пологим наклонным и слаборасчлененным рельефом, в ходе истории неоплейстоцена многократно становившуюся морским дном. В этом смысле ей во многом соответствует современный неглубоководный Северный Каспий, очень слабый уклон земной поверхности которого обуславливает значительные перемещения береговой линии моря даже при самых малых изменениях объема воды в бассейне.

Наиболее крупным поставщиком пресной воды и осадочного материала в Каспий ныне служит р. Волга, в нижнем течении разделяющаяся на рукава, а еще ниже образующая обширную дельту. На космических снимках также хорошо заметны ранее существовавшие водотоки [URL: <https://www.google.ru/maps/place/Астраханская+обл./@.....>]. Наиболее яркий их представитель — Сарпинско-Даванская (ныне сухая) долина и дельта, отличающаяся не столь глубоким врезом, как долина Волги. Менее крупные потоки и дельты визуализируются в районе склонов Ергеней, Кизлярского залива и пр. Аналогичные структуры найдены и на Северном Каспии [Каспийское..., 1989]. Таким образом, область Северного Прикаспия и Каспия — арена развития целой системы разновозрастных крупных и мелких долин и дельт. Вопросы времени их функционирования дискуссионны. Также острые дискуссии вызывают вопросы объема, состава, на-

правления и распределения стока, что определяет формирование тех или иных фаций. В верхней части гидролитосферы изучаемого аридного региона широко распространены неоднородности балансовых соотношений испарения и метеогенного инфильтрационного питания, отвечающие за пестроту химического состава подземных вод [Питьева и др., 2005]. Значительную роль при этом играют структурные и ландшафтно-геоморфологические особенности, что требует дополнения модели формирования рассмотрением вклада геодинамических процессов и факторов.

Низменность Северного Прикаспия отличается еще одной важной особенностью — значительной степенью унаследованности неотектонических проявлений от глубинных структур [Астраханский..., 2008; Панина, Зайцев, 2014]. Утоненная земная кора, интенсивный тепловой поток, кунгурский галокинез [Хоторской, 2004, 2010], все это создает предпосылки непрекращающегося действия эндогенной энергии в неоплейстоценовых комплексах. При этом корни массопотоков снизу могут находиться как в залегающих ниже мезозойско-кайнозойских комплексах, так и в более древних, вплоть до фундамента. В связи с этим в ходе наших исследований мы стремились установить возможные соотношения выявленных нами особенностей строения неоплейстоценового водоносного комплекса с глубинными структурами галокинеза и консолидированной коры.

Материалы и методы исследований. Фундаментальный фактический материал получен в процессе разработки, эксплуатации и комплексного экологического мониторинга природных вод и взаимосвязанных с ними сред Астраханского газоконденсатного месторождения. Это данные Астраханской партии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (научный руководитель проф. К.Е. Питьева), материалы гидрогеологической, инженерно-геологической съемки, аэрофотосъемки и геофизических исследований (Л.Ф. Кривко, А.Е. Лютницкий, И.К. Акуза, В.В. Силантьев), материалы АстраханьНИПГАЗа, ТИСИЗа, ГИПРОВОДХОЗа и др. [Питьева, Голованова, 2001, 2005; Голованова, 2015, 2018].

Рассмотрено более 150 разрезов скважин глубиной 25–30 м (верхний неоплейстоцен), 50 скважин глубиной 40 м (включая верхи среднего неоплейстоцена), 20 скважин глубиной 80 м (вскрывающих верхи нижнего плейстоцена), систематизированы данные более 200 режимных наблюдательных скважин мониторинга подземных вод. Получены тысячи определений уровня, глубины залегания, минерализации и химического состава подземных вод; десятки и сотни определений литологических, гранулометрических, минералого-geoхимических, воднофизических, геофильтрационных и прочих характеристик. Площадь района исследования составляет около 2000 км².

Мы рассматриваем формирование пород и вод начиная с этапа седиментации. Большое внимание уделяется исследованию обстановок осадконакопления, механизмов дифференциации осадочного материала, а также фациальному анализу. Использованы статистические методы систематизации данных и графо-аналитические построения, методы схематизации, типизации, районирования. Конкретные полевые и лабораторные методы получения тех или иных показателей состава и свойств пород, вод и взаимосвязанных сред приведены в соответствующих разделах исследования [Голованова, 2015; 2018]. Для анализа геолого-структурных условий, неотектоники и геодинамики региона, включая вопросы геотермии, привлечены литературные данные [Астраханский..., 2008; Панина, Зайцев, 2014; Хоторской, 2004, 2010].

Результаты исследований и их обсуждение. *Условия формирования и строение водоносного комплекса неоплейстоцена.* Анализ полученных данных показал, что на протяжении всего неоплейстоцена область АГКМ характеризуется преимущественно морским осадконакоплением. Состав пород соответствует характерным фациям неглубоководного шельфа моря (до 65–80 м) и авандельты — области лавинной седиментации 1-го уровня при воздействии крупной реки [Каспийское .., 1989; Лисицын, 1988; Хрусталев, 1978; Голованова, 2015, 2018]. Все породы содержат типичные продукты ранней стадии диагенетического минералообразования в морских осадках: гидроксиды железа и марганца (в виде конкреций), пирит и другие сульфиды, кристаллический гипс (в виде друз и роз) [Тагеева, Тихомирова, 1962]. Окислительно-восстановительный потенциал пород независимо от глубины залегания колеблется в пределах от 100–300 (глинистые разности) до 700–800 мВ (пески). Содержание сингенетического карбоната и гипса невелико, до 1% и до 2% соответственно. Сапропелитовые прослои не обнаружены.

Изучаемый разрез отложений неоплейстоцена построен исключительно сложно, он характеризуется переслаиванием песчаных и алевритово-глинистых пород различных литогенетических типов переменной мощности при отчетливом преобладании последних. Систематизация строения этой толщи выполнена на основе анализа обстановок осадконакопления и обусловленной ими литогенетической специфики.

Анализ кривой колебания уровня Каспия, палеогеографические реконструкции различных авторов использованы нами для стратификации разреза на уровне основных этапов неоплейстоцена, не вызывающих серьезных разнотечений [Федоров, 1978; Янина, 2012]. Для установления в разрезе следов континентальных этапов развития мы ориентировались на остатки корневой системы травянистой растительности, реже на растительные

остатки и в единичных случаях на гумус. Они зафиксированы на двух уровнях: на глубине 10–15 м (в 20 скважинах из 150), на глубине 30–35 м (в 2 скважинах из 50). Следы почвообразования не обнаружены. На уровне 10–15 м отмечено изменение желтого и бурого цвета отложений (выше) на преимущественно серый (ниже).

Таким образом, нами выделены отложения следующих трансгрессивно-регрессивных этапов неоплейстоцена: позднего (хвалынские и хазарские) до глубины 5–15 м; среднего (верхне-, средне- и нижнеказарские) на глубине от 5–15 до 50–70 м и раннего (бакинские) на глубине выше 50–70 м (рис. 1).

Наиболее выдержаные по мощности водоносные пласти, представленные преимущественно песчаными водоносными литолого-генетическими типами, распространены на двух уровнях, маркируемых следами континентального развития. Первый уровень — до глубины 10–15 м (верхний неоплейстоцен), второй — на глубине 15–40 м (средний неоплейстоцен). Ниже по данным разрезов 20 скважин залегает третий водоносный пласт, вероятно, фрагментарного распространения. На глубине 50–70 м залегает толща бакинских отложений, преимущественно глинистых, слабопро-

нициаемых, она представляет собой региональный водоупор водоносного комплекса неоплейстоцена.

Нами разработана типизация строения разреза изучаемых отложений, отражающая характер на пластования и изменение количественных показателей внутреннего строения пластов от их мощности (рис. 1, таблица). Тип I имеет один пласт, представленный преимущественно песчаными водоносными литолого-генетическими типами пород. Его общая мощность 20–30 м и больше. Тип II характеризуется двухпластовым строением: два пласта преимущественно водоносных отложений разделены в основном слабопроницаемым пластом. Его подтипы имеют разную мощность верхнего водоносного пласта: II.1 — 7,5–15 м, II.2 — 2,5–7,5 м и II.3 — < 2,5 м. Распространение этих типов в области АГКМ отражено на схеме соотношения с глубинными структурами галокинеза (рис. 2), о чем подробно речь пойдет ниже.

Особо отметим, что намеченные нами уровни (рис. 1) не горизонтальные. Колебание глубины залегания их границ достигает 5–10 м, местами >15 м, что связано, по всей видимости, с колебанием высотных отметок палеорельефа и отвечает за фрагментарность распространения фаций. Так, например, в области разработки АГКМ не

Типизация литолого-геофiltрационного строения водоносного комплекса неоплейстоцена в районе АГКМ

Характеристики	Типы строения													
	I — однопластовое		II — двухпластовое											
Литологическая характеристика	Пески мелко- и тонкозернистые, среднезернистые, желтые, вниз по разрезу серые, с обломками морской фауны, с прослойками глин (суглинков) мощностью до 2 (5) м, общая мощность 20–30 м		Чередование слоев песков и глин; слои мелко- и тонкозернистых песков, верхние (Q_{IV} – Q_{III}) — желтые и бурые, нижние (Q_{II}) — серые и бурые, разделены слоем глин (Q_{II}) серых (бурых и голубых) оттенков, с существенной примесью песчаного и алевритового материала в рассеянном виде, в виде линз и прослоев; мощность нижнего слоя песков — от 0 до 20 м; мощность слоя глин — от 5 до 20 м											
			мощность верхнего слоя песков (Q_{IV} – Q_{III}), м											
			II.1		II.2		II.3							
			7,5–15		2,5–7,5		2,5							
	I.1	I.2	II.1.1	II.1.2	II.2.1	II.2.2	преимущественно алевриты							
Геофильтрационное строение	преимущественно пески	пески перекрыты слоями глин мощностью до 2(5) м	преимущественно пески и алевриты	пески и алевриты, перекрыты слоями глин мощностью до 2(5) м	преимущественно алевриты и пески	алевриты и пески, перекрыты слоями глин мощностью до 2(5) м								
	однородный пласт	двуслойный пласт	однородный пласт	двуслойный пласт	однородный пласт	двуслойный пласт	однородный пласт							
	100 (70–190)*		верхнего пласта (Q_{IV} – Q_{III})**											
Проводимость пластов, $m^2/сут$			45 (15–95)		18 (5–38)		2,5 (1,5–6,25)							
			нижнего пласта (Q_{II}) — 1,5–190*											
Условия и обстановки формирования отложений	относительно неглубоководные (до 50–80 м) условия моря и авандельты; лавинная седиментация с различной степенью нарушения механической дифференциации осадочного материала													
	воздействие стоковых течений крупных водотоков	воздействие стоковых течений системы водотоков различной кинетической энергии												

* Среднее (минимальное и максимальное) значение по данным откачек; ** то же, рассчитано по данным лабораторных определений коэффициента фильтрации.

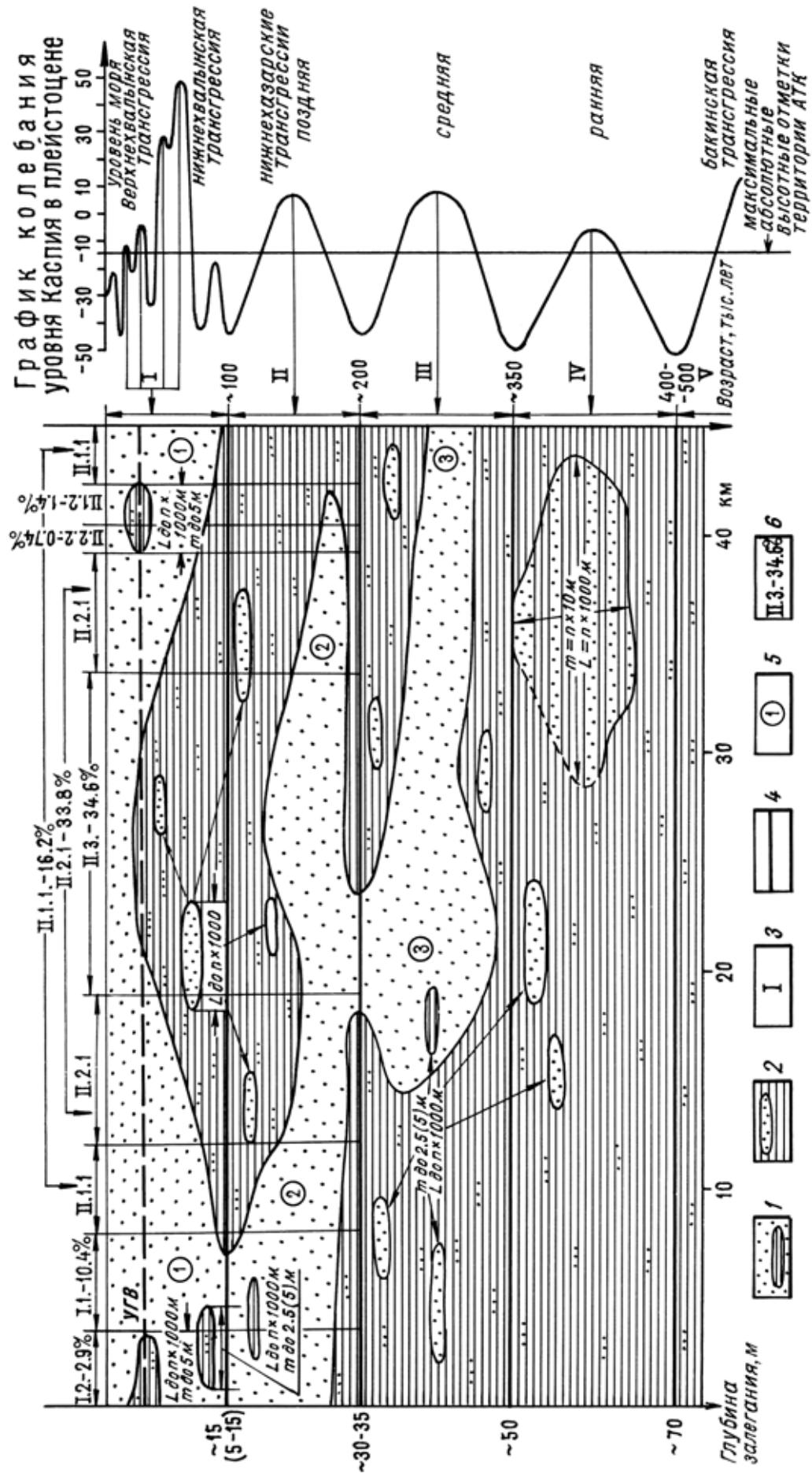


Рис. 1. Схема строения водоносного комплекса неоплейстоцена в районе АГКМ: преобладающие литологические разности: 1 — пески и алевриты; 2 — алевритово-глинистые; 3 — главные этапы осадконакопления неоплейстоцена: I — верхнего, II—IV — среднего, V — нижнего; 4 — уровни залегания отложений главных этапов неоплейстоцена; 5 — песчано-алевритовые пласти (1 — верхнего, 2, 3 — среднего неоплейстоцена); 6 — тип литолого-геофильтрационного строения с частотой встречаемости [Голованова, 2015]

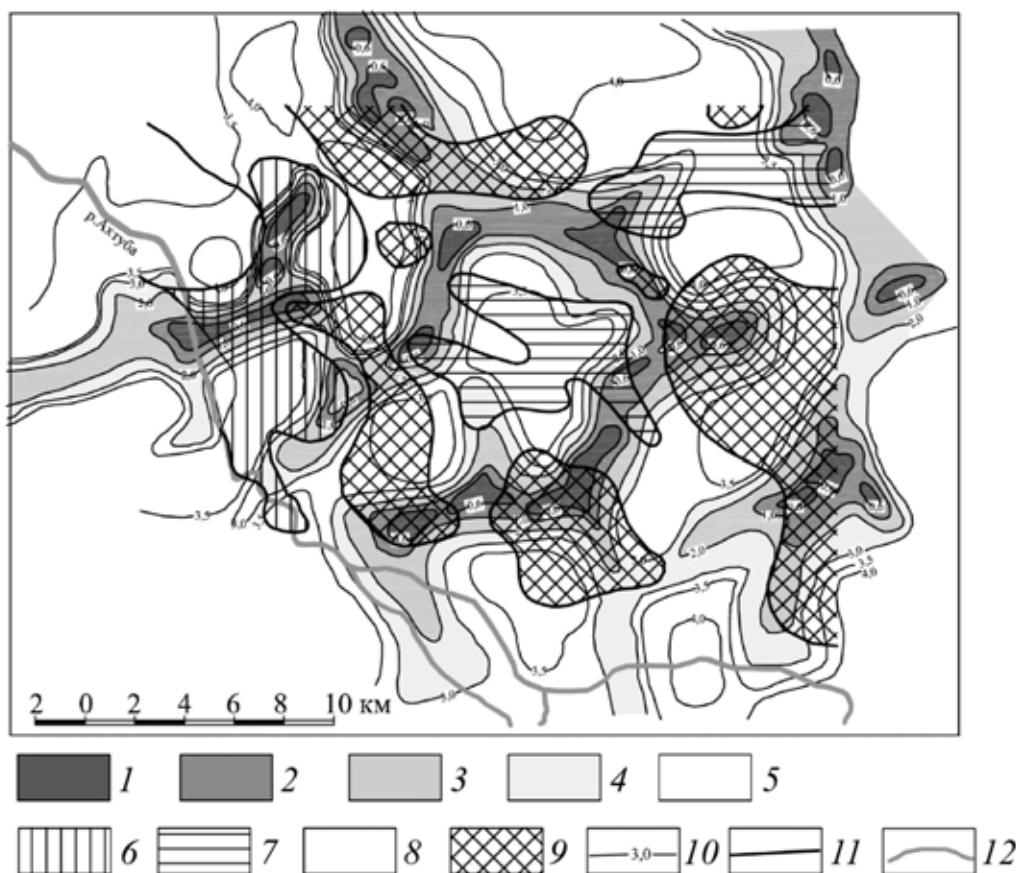


Рис. 2. Схема соотношения мощности верхнего водоносного пласта неоплейстоценового комплекса P_{1kg} ; 1–5 — районы с разными условиями залегания соленосных отложений P_{1kg} : 1–3 — солевые купола-диапирсы; 4–5 — межкупольные понижения; глубина залегания кровли P_{1kg} в условиях 1–5, км (1 — $< 0,6$; 2 — от 0,6 до 1,0; 3 — от 1,0 до 2,0; 4 — от 2,0 до 3,0; 5 — $> 3,0$); 6–9 — районы с разным типом строения водоносного комплекса неоплейстоцена, с разной мощностью верхнего водоносного пласта [Голованова 2015, 2018]: 6 — тип I.1, мощность $> 20–30$ м; 7 — тип II.1, мощность 7,5–15 м; 8 — типы строения с мощностью 2,5–7,5 м; 9 — тип II.3, мощность $< 2,5$ м; 10 — изогипсы глубин залегания кровли солевого комплекса, км; 11 — границы районов разного строения водоносного комплекса неоплейстоцена; 12 — реки современной сети

обнаружены шоколадные хвалынские глины, приуроченные к наиболее глубоким эрозионным врезам палеорельефа [Свиточ, 2015]. В области разработки АКГМ распространены только их более мелководные фациальные аналоги. Приуроченные к наиболее глубоким врезам области долин самых крупных водотоков нижней Волги (р. Волга, р. Бузан), отличающиеся и в настоящее время аридного климата повышенным увлажнением, сохраняют свою ландшафтно-климатическую специфику и представляют собой «цветущие сады» рядом с огромными территориями пустыни, на которых расположены, в том числе, и сооружения газового комплекса АГК.

Геоморфологическая, ландшафтно-климатическая и геодинамическая специфика водопородных комплексов неоплейстоцена и их соотношение с глубинными структурами фундамента. Главные особенности рельефа Прикаспийской низменности — это очень слабая его расчлененность (несколько метров) и очень слабый общий уклон к Каспийскому морю (0,0001–0,0003). Здесь большей частью распространены типы рельефа, сформированные в результате воздействия Ка-

спийского моря и поверхностного стока (р. Волга и др.). Широко распространены типы рельефа, связанные с деятельностью ветра (эоловые пески). Встречаются поднятия, обусловленные соляной тектоникой, гора Большое Богдо, горы Эльтона и менее выраженные в рельефе погребенные поднятия Астраханско-Актюбинской системы, о которых речь пойдет ниже.

Геоморфологический фактор играет значительную роль в увлажнении изучаемого в целом аридного региона и, следовательно, в формировании неоднородности химического состава подземных вод в верхней части неоплейстоценового комплекса. По степени увлажнения здесь выделяют пустынный район (Аксарайские степи, массив Рын-пески) и район промежуточного смягченного климата (пойма и дельта Волги). На более детальном уровне неравномерность увлажнения связана с изменениями баланса инфильтрационно-конденсационного питания и испарения, которые зависят от геоморфологических условий, характера почв и растительности, литологического состава и фильтрационных свойств пород зоны аэрации, антропогенного воздействия и других факторов

[Питьева, Голованова, 2005]. Рельеф определяет площадное перераспределение влаги, поступающей на поверхность земли в виде атмосферных осадков, и неравномерность условий испарения, создающихся в зонах с понижением глубины залегания подземных вод меньше 3 м. Растительность регулирует влагообмен между почвой и воздухом, защищает почвы от выветривания и загрязнения. Деятельность человека большей частью способствует загрязнению, деградации растительного покрова и опустыниванию.

Регион Астраханского ГКМ благодаря детальной изученности данными бурения сотен скважин и аэрофотосъемки охарактеризован детальной ландшафтно-геоморфологической схемой, позволяющей наблюдать неоднородности масштаба нескольких сотен метров. Фрагмент этой карты в схематичном виде характеризует контуры и соотношения морских и эоловых отложений территории (рис. 3). Отложения морской аккумулятивной равнины представлены песчаными, супесчаными, редко глинистыми разностями, они зафиксированные, часто относительно пониженной геоморфологической позиции, нередко с растительностью тамариска и др. Эоловые (перемещаемые ветром) песчаные отложения характеризуются наиболее повышенными высотными отметками, на них практически нет растительности. Наиболее пониженными высотными отметками характеризуются участки ныне существующих и исчезнувших соляных озер. Ландшафтно-геоморфологический рисунок представляет собой сеть с размером ячеек от нескольких сотен метров до нескольких километров. В центральной части схемы (рис. 3) показано их ортогональное пересечение с солевым озером. Это озеро хорошо просматривается на современных космических снимках территории в 10 км на северо-восток от пос. Аксарайский [URL: <https://www.google.ru/maps/place/Аксарайский>]. Ориентировка основных направлений сети: северо-запад — юго-восток и северо-восток — юго-запад.

Детальный ландшафтно-геоморфологический рисунок территории АГКМ, по всей видимости, отражает систему зон геодинамической неоднородности в масштабе нескольких сотен метров—нескольких километров. Геодинамические зоны — линейно вытянутые структуры нестабильного напряженно-деформационного состояния геологической среды — чередуются с относительно стабильными блоками, разделяя их и составляя своеобразную сеть. Совокупность сетей геодинамических зон разного иерархического уровня с размером блоков-ячеек от нескольких метров до нескольких десятков километров и более составляет геодинамическую структуру литосферы. В верхней части земной коры природа геодинамической нестабильности чаще всего связана с неравномерностью скорости вращения Земли с периодом от часов до многих лет, также

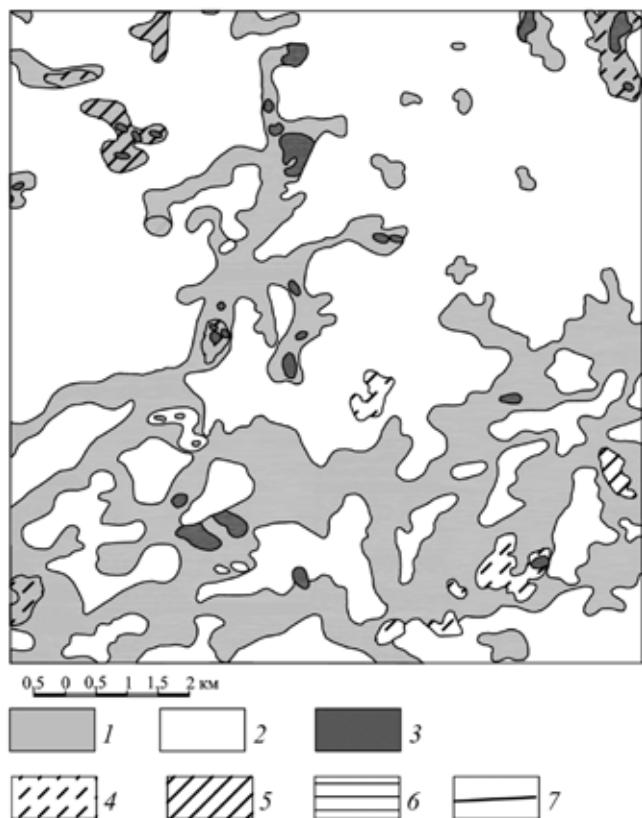


Рис. 3. План-схема распределения морских закрепленных отложений неоплейстоцена, озерных и незакрепленных эоловых отложений голоцен в районе эксплуатационных скважин АГКМ: 1 — морские отложения Q_{IIIhv} , ассоциирующие с понижениями рельефа; 2 — эоловые отложения, преимущественно песчаные, перемещаемые ветром; 3 — озерные отложения, часто с солями, в наиболее пониженной геоморфологической позиции; 4—6 — литологический состав отложений: 4 — супеси, 5 — суглинки, 6 — глины, 7 — границы морских, эоловых и озерных отложений

здесь действуют приливные, ротационные, изостатические и глубинные неотектонические процессы. Неотектонические процессы развиваются в длительном интервале времени (миллионы лет) и оставляют свои следы в виде геоморфологической информации. Это позволяет, применяя комплекс методов дешифрирования и прямые измерения (грунтовые реперы, газовая съемка), моделировать неотектонические процессы различного масштаба [Зональные..., 2003; Панина, Зайцев, 2014; Селюков, Стигнеева, 2010; Сидоренков, Гамбурцев, 2013].

В результате исследования неотектонических процессов в Прикаспийской впадине чаще всего выявлено прямое соотношение новейших структур с рельефом фундамента [Астраханский..., 2008; Панина, Зайцев, 2014]. Астраханско-Актюбинская система сводовых поднятий субширотного простирания отражает строение консолидированной коры, поднятия ассоциируются с выступами фундамента. С запада на восток распространяются Юстинско-Астраханский, Северо-Каспийский, Гурьевский и Бийкжалский геоблоки, каждому из которых соответствует сводовое поднятие, образованное

девонско-каменноугольными карбонатными массивами с уникальными по масштабам залежами углеводородов. Изучаемое нами Астраханское газоконденсатное месторождение приурочено к Астраханскому массиву.

Глубина залегания кровли фундамента под Астраханской карбонатной платформой составляет в левобережной части долины р. Волга 8 км, а в правобережной — 11 км. Резкое изменение глубины залегания связано с крупнейшим разломом с амплитудой смещения >2 км. Этот разлом разделяет Астраханский свод на Юстинский и Астраханский геоблоки. По изогипсе 11,5 км Астраханский свод протягивается в субширотном направлении на расстояние около 200 км при ширине 60 км на западе и 100 км на востоке. Северный и южный борта массива осложнены сбросами. В сторону Сарпинского прогиба, на северо-востоке, прослеживается резкое увеличение глубины залегания кровли консолидированной коры до 15–18 км. Сочленение Сарпинского прогиба и Юстино-Астраханского свода осуществляется по тектоническому нарушению с амплитудой смещения более 1 км. Все эти главные структуры прослеживаются и в современном ландшафтно-геоморфологическом плане, они хорошо видны на космических снимках: пологое куполообразное поднятие песчаной пустыни над Астраханской карбонатной платформой, долина нижней Волги с большим количеством зеленой растительности в линейно вытянутой полосе разлома с заметным понижением рельефа, ныне это сухая Сарпинско-Даванская долина и дельта, огибающая Астраханский массив с запада и северо-запада. На юге она поворачивает почти под прямым углом в сторону Каспия и становится параллельной потокам с Ергеней. Простижение разрывных нарушений, в основном северо-западное и юго-восточное (субмеридианальное), а также субширотное, оно главным образом отражает характер базовых дислокаций фундамента и развивающиеся ныне структуры Кавказского орогена и Скифской плиты. Отражением новейшего тектонического процесса на нижней Волге, вероятно, служит субширотная система линейно ориентированных структур: проток, ериков и, возможно, бугров Бэра (значительную роль в формировании которых, по всей видимости, играет ветровой аэропоток субширотного направления).

Строение неоплейстоценового водоносного комплекса и современный рельеф в соотношении с глубинными структурами галокинеза. Наиболее яркое и специфическое проявление глубинных структур — галокинез отложений кунгурского яруса нижней перми (P_{1kg}). Вследствие пластичности соленосных отложений и в результате геодинамических событий тектонической, гравитационной и, возможно, элизионной природы [Хоторской, 2004, 2010; Холодов, 2019] кунгурские соли были диффе-

ренцированы на купола-диапиры с максимальной мощностью соли и межкупольные депрессии с минимальной мощностью солевых пластов.

Изучение солянокупольных структур главным образом геофизическими методами сталкивается с большими сложностями из-за неоднородностей геотемпературного поля и скорости распространения сейсмических волн [Астраханский..., 2008: Хоторской, 2010]. По всей вероятности, отдельные блоки Астраханского массива испытывают разнонаправленные движения, создавая геодинамически и геотермически нестабильные зоны разломов, в пределах которых происходит восходящее движение массопотоков, в том числе пластичных солей.

Обобщение данных геотермии показало ассоциацию положительных значений градиентов температуры с антиклинальными структурами, а пониженных — с синклинальными [Хоторской, 2010]. Это дает основания использовать данные геотермии для поиска куполообразных структур. Также выявлена общая тенденция к взаимосвязи формирования месторождений углеводородов с областями повышенных значений геотемпературы и разрывных дислокаций, причем вне зависимости от глубины залегания и структурных соотношений с солевыми комплексами. Астраханское газоконденсатное месторождение, приуроченное к Астраханскому массиву известняков, сформировалось в подсолевом комплексе на глубине свыше 4000 м. Тепловой поток в районе исследования характеризуется повышенными значениями в пределах всего геологического разреза до глубины 50 км. На глубине 1000 м температура составляет 45°C , в то время как вне поднятия Астраханского свода на той же глубине температура оценивается в 28°C .

По данным электроразведки в области АГКМ выявлено несколько десятков куполов и межкупольных депрессий (рис. 2). Диапировые структуры не одиночные — в плане они образуют систему линейно вытянутых валов и гряд, пересечения которых (геодинамические узлы с наибольшей нестабильностью) маркируются телами округлой, овальной и звездчатой формы, что иллюстрирует ассоциацию галокинеза с разрывными нарушениями. Сеть разрывных нарушений имеет два основных направления — с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. Многие межкупольные понижения имеют в плане близкую к округлой изометричной форму, что может маркировать блочное строение подсолевого комплекса. Сеть солянокупольных структур имеет неплохо выраженную периодичность с шагом 4–8 км. Около 20 овальных округлых и звездчатых солянокупольных структур, геодинамических узлов в области исследования достигают глубины <600 м, погружение в межкупольных депрессиях составляет >3500 м. Столь существенные значения амплитуды глубины залегания надсолевого комплекса выше по разрезу значительно сокращаются.

Осадки кайнозойской группы, залегающие с угловым и структурным несогласием, в существенной степени нивелируют рельеф солянокупольного тектогенеза. Неогеновые апшеронские отложения залегают на глубине 245–690 м (нижняя пачка) и 205–440 м (средняя и верхняя пачки).

В связи с тем, что в неогеновых комплексах амплитуда мощности, обусловленная остатками солянокупольного рельефа, все еще проявляется, мы провели совмещение схем структур галокинеза и строения неоплейстоценового комплекса (рис. 2), которое показало их заметную взаимосвязь. В центральной части схемы наблюдается практическое совпадение области наибольшей мощности верхнего водоносного пласта с областью Аксарайской мульды. В западной части схемы область однопластового строения водоносного комплекса во многом совпадает с областями Ширяевской и Ахтубинской мульд. Является ли эта ассоциация случайностью или закономерностью, смогут показать дальнейшие количественные оценки и инструментальные исследования.

Заключение. Проблема формирования подземных вод и геофильтрационных сред осадочно-породных неоплейстоценовых комплексов в районе АГКМ сохраняет научно-практическую актуальность и в настоящее время. Разработанная нами модель формирования главным образом направлена на установление геолого-генетических основ.

Для объяснения специфики литолого-геофильтрационного строения изучаемого водоносного комплекса мы рассмотрели геоморфологические факторы и геодинамические системы различных иерархических уровней. Анализ ландшафтно-геоморфологических, неотектонических условий и глубинных структур в регионе наших исследований показал, что в настоящее время четко прослеживаются структуры консолидированной коры в вышележащих осадочных толщах. Астраханское сводовое поднятие наследует отчетливый выступ фундамента. Крупные разрывные дислокации с амплитудой смещения более 1–2 км ассоциируются с долиной нижней Волги и Сарпинско-Даванской ложбиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.

Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 1. Специфика условий водообмена и факторы сохранения седиментогенных вод // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 3. С. 258–275.

Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 2. Значение сохранения седиментогенных вод для развития осадочных бассейнов и палеогеологических реконструкций // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 362–382.

Залегающие выше по разрезу структуры кунтурского галокинеза в регионе АГКМ организованы в систему геодинамической сети с шагом 4–8 км и ориентировкой северо-запад–юго-восток и северо-восток–юго-запад. В мезозойско-кайнозойских отложениях значения амплитуды глубины залегания, обусловленные рельефом солянокупольных структур, значительно сокращаются. Однако районы наибольшей мощности песчаных пластов и проводимости потоков подземных вод водоносного комплекса неоплейстоцена чаще всего проецируются на глубинные структуры межкупольных депрессий. По всей видимости, в условиях пологонаклонного и слаборасчлененного рельефа даже остаточные флюктуации солянокупольного рельефа оказываются значимым фактором, влияющим на особенности обстановок осадконакопления.

В верхней части изучаемого нами водоносного комплекса неоплейстоцена по рисунку соотношения морских и эоловых отложений проявляется система геодинамических зон в масштабе несколько сотен метров–несколько километров, с преобладающей ориентировкой, как и у зоны нестабильности более крупных иерархических уровней, северо-запад–юго-восток и северо-восток–юго-запад. Для оценки масштаба неустойчивости в подвижных зонах геогидросфера неоплейстоценового комплекса требуются инструментальные исследования (анализ движения грунтовых реперов, газовая съемка и др.). Учитывая вышеизложенное, при моделировании гидрогеофильтрации здесь может быть применима модель гетерогенно-блоковой среды.

Для практики управления АГКМ результаты наших исследований актуальны при решении комплекса задач обоснования и оптимизации управления разработкой АГКМ: подтопление и загрязнение, утилизация отходов АГКМ, устойчивость фундаментов сооружений при просадках и в результате воздействий агрессивных подземных вод, прогнозирование риска аварийных ситуаций и многих других.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

Голованова О.В. Значение сохранности седиментогенных вод в водоносном комплексе неоплейстоцена Северного Прикаспия для развития Каспийского осадочного бассейна // Докл. РАН. 2018. Т. 483, № 3. С. 291–295.

Зональные типы биомов России: антропогенные нарушения и естественные процессы восстановления экологического потенциала ландшафтов. СПб., 2003. 246 с.

Каспийское море: Проблемы седиментогенеза / Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. М.: Наука, 1989. 182с.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А. и др. Каспий: гидрологические события позднего квартера //

Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 19–50.

Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Влияние геологических событий на изменение уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды и климата. М., 1997. С. 80–103.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.

Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю. Режим составляющих водного баланса Каспийского моря // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 5. С. 488–495.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 1. С. 17–23.

Питъева К.Е., Голованова О.В. Процессы формирования риска загрязнения гидросферы и их моделирование // Проблемы оценки риска загрязнения поверхностных и подземных вод в структуре ТЗК. М.: ВНИИГАЗ, 2001. С. 94–144.

Питъева К.Е., Голованова О.В., Меламед И.Г., Чеховских М.М. Гидрогеохимические условия водоносного комплекса плейстоцена в Нижнем Поволжье. Статья 2 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 3. С. 62–68.

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Шоколадные глины Северного Прикаспия, условия залегания и строение. М., 2015. С. 101–112.

Селюков Е.И., Стигнеева Л.Т. Краткие очерки практической микрогоеодинамики. СПб.: Питер, 2010. 176 с.

Сидоренков Н.С., Гамбурцев А.Г. Планетарные атмосферные процессы. Солнечная и геомагнитная активность: Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 5. Человек и при окружающие его среды. М.: Янус-К, 2013. С. 52–68.

Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 246 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с. (Тр. ГИН; вып. 310).

Холодов В.Н. Термобарические обстановки осадочно-породных бассейнов и их флюидодинамика. Сообщение 3. Сверхвысокие давления в стратисфере и соляные диапиры // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 2. С. 130–148.

Хрусталев Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1978. 208 с.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.

Поступила в редакцию 20.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 05.04.2021

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.42

А.В. Савенко¹, В.С. Савенко²

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕЛЛАИТА В СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

*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

Экспериментально определены условия осаждения фторида магния (селлайта) из морской воды с соленостью 35–105‰. Установлено, что осаждение MgF_2 при солености 35, 70 и 105‰ происходит при концентрации растворенного фтора выше 37, 46 и 51 мг/л соответственно. В изолированных эвапоритовых бассейнах концентрация фтора, необходимая для образования селлайта, не достигается на всех стадиях испарительного сгущения морской воды. Предполагается, что высокая концентрация фтора, достаточная для осаждения селлайта, возникает в результате совокупного влияния испарения и дополнительного поступления этого элемента в солеродные бассейны с речным стоком или (и) высвобождения соосажденного и сорбированного фтора в ходе постседиментационной перекристаллизации соляных минералов.

Ключевые слова: фтор, селлайт, морская вода, солеродные (эвапоритовые) бассейны, соляные отложения.

The conditions for precipitation of magnesium fluoride (sellaita) from seawater with salinity of 35–105‰ were experimentally determined. It was established that precipitation of MgF_2 at salinity of 35, 70, and 105‰ occurs at the concentration of dissolved fluorine above 37, 46, and 51 mg/l, respectively. In isolated evaporitic basins, the fluorine concentration required for the formation of sellaita is not achieved at all stages of the evaporation of seawater. It is assumed that high concentration of fluorine sufficient for the precipitation of sellaita arise as a result of the combined effect of evaporation and additional inflow of this element into evaporitic basins with river runoff or/and the release of coprecipitated and adsorbed fluorine during of postsedimentary recrystallization of salt minerals.

Key words: fluorine, sellaita, seawater, salt (evaporitic) basins, saline deposits.

Введение. Селлайт MgF_2 и флюорит CaF_2 — минералы фтора, которые довольно редко встречаются в соляных отложениях. Если в отношении условий образования осадочного флюорита имеются достаточно надежные экспериментальные данные [Казаков, Соколова, 1950], то условия образования селлайта до сих пор остаются не выясненными. Отмечено, что селлайт как первичный минерал в эвапоритовых отложениях встречается вместе с калиевыми солями [Steward, 1963], осаждающимися на поздних стадиях сгущения морской воды при наиболее высоком содержании ионов магния в растворе. Последнее обстоятельство, на первый взгляд, должно способствовать выделению из рапы твердой фазы MgF_2 , однако образование прочных комплексов MgF^+ , вклад которых также увеличивается с ростом концентрации растворенного магния, препятствует этому процессу. Кроме того, поскольку произведение растворимости CaF_2 в 160 раз меньше такового для MgF_2 [Лурье, 1989], можно ожидать, что только небольшая часть фтора

остается в растворенном состоянии до стадии осаждения калийных солей и участвует в образовании селлайта, тогда как основная масса фтора осаждается в форме флюорита на более ранних стадиях сгущения морской воды. Цель работы заключалась в выяснении условий образования селлайта в эвапоритовых отложениях по данным экспериментального моделирования осаждения фторидных минеральных фаз из морской воды нормальной и повышенной солености.

Материалы и методы исследований. Методы исследований. В экспериментах использовали искусственную морскую воду с соленостью 35, 70 и 105‰, содержащую компоненты основного солевого состава согласно данным [Попов и др., 1979], но с заменой бикарбоната натрия на хлорид натрия, чтобы предотвратить осаждение твердой фазы $CaCO_3$. Верхний предел солености морской воды ограничен величиной 105‰, чтобы исключить возможность образования нефторидных твердых фаз (гипса, галита и др.), присутствие которых могло бы повлиять на концентрацию фтора

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

в растворе в результате процессов соосаждения и сорбции.

В пластиковые пробирки к аликовтам по 40 мл искусственной морской воды разной солености добавляли навески твердой соли NaF массой от 25 до 300 мг, что позволило создать в опытах высокое общее содержание фтора, значительно превышающее его максимальную возможную концентрацию в растворе. После трех недель ежедневного перемешивания суспензий на шейкере по 8–10 ч при комнатной температуре растворы отфильтровывали через мембранный фильтр с размером пор 0,22 мкм. В фильтрате и образцах исходной морской воды определяли концентрацию фторидов методом прямой потенциометрии [Савенко, 1986], а также содержание магния и кальция методом капиллярного электрофореза при разбавлении высокоминерализованных растворов 1 : 100–1 : 200 [Комарова, Каменцев, 2006]. Погрешность измерений не превышала $\pm 3\%$.

Результаты исследований и их обсуждение. Из приведенных в таблице данных следует, что для каждого значения солености наблюдается некоторое возрастание равновесной концентрации растворенных фторидов при увеличении массы навески NaF. Это, по-видимому, связано с изменением составов исходных растворов, вызванным не только осаждением твердых фаз CaF_2 и MgF_2 , но и растворением остаточного NaF вплоть до до-

стижения состояния насыщения по этой твердой фазе. В опытах с одинаковыми добавками NaF концентрация растворенных фторидов находится приблизительно на одинаковом уровне во всем изученном диапазоне солености морской воды. Мольное отношение суммы изменений содержания кальция и магния к изменению концентрации фтора составляет 0,4–0,5, что близко к стехиометрии для фторидов щелочноземельных элементов и указывает на одновременное осаждение фтора в форме CaF_2 и MgF_2 . Прямое определение селлита затруднено тем, что осадки фторидов кальция и магния представлены тонкодисперсными рентгеноаморфными фазами, остающимися таковыми по крайней мере в течение 4–5 мес.

Если происходит одновременное осаждение фторидов кальция и магния, то в силу небольших различий коэффициентов активности ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} отношение значений концентрации этих элементов в растворе должно быть постоянным и близко соответствовать отношению величин произведения растворимости этих фаз:

$$\frac{L_{\text{MgF}_2}^0}{L_{\text{CaF}_2}^0} = \frac{[\text{Mg}^{2+}] \gamma_{\text{Mg}^{2+}}}{[\text{Ca}^{2+}] \gamma_{\text{Ca}^{2+}}} \approx \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]}.$$

Действительно, в проведенных экспериментах мольное отношение $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ постоянно и равно $6,2 \pm 0,2$ (таблица). По справочным данным

Изменение состава морской воды разной солености при взаимодействии с NaF

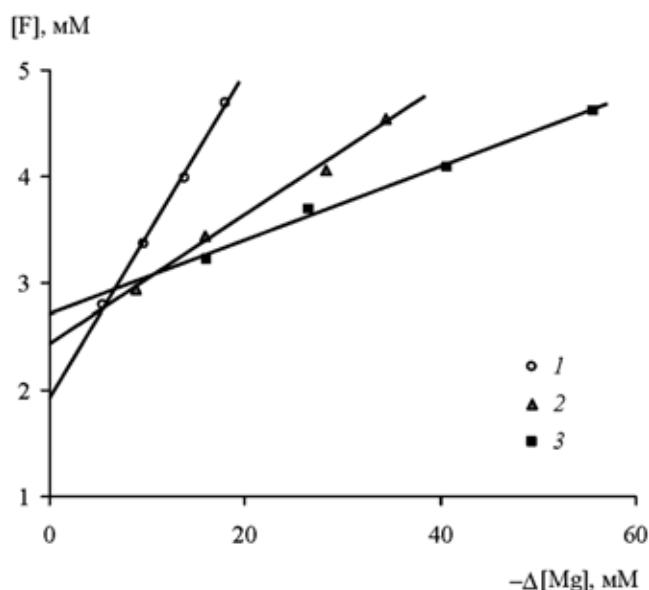
Соленость морской воды, %	Навеска NaF, мг/л	Равновесные концентрации				$\frac{\Delta[\text{Ca}^{2+}] + \Delta[\text{Mg}^{2+}]}{\Delta[\text{F}^-]}^*$	$\frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]}^{**}$
		F^- , мг/л	F^- , мМ	Mg^{2+} , мМ	Ca^{2+} , мМ		
35	0	0	0	54,5	10,55	—	—
	625	53,0	2,79	49,0	7,72	0,69	6,35
	1250	64,1	3,37	44,9	7,33	0,49	6,13
	1875	75,8	3,99	40,7	6,65	0,44	6,12
	2500	89,2	4,70	36,5	5,32	0,42	(6,86)
Среднее						$0,51 \pm 0,12$	6,20
70	0	0	0	109,7	21,05	—	—
	1250	56,0	2,95	100,8	16,45	0,50	6,13
	2500	65,3	3,44	93,8	14,44	0,40	6,50
	3750	77,2	4,06	81,5	13,22	0,42	6,16
	5000	86,2	4,54	75,4	10,18	0,39	(7,41)
Среднее						$0,43 \pm 0,05$	6,26
105	0	0	0	163,7	31,57	—	—
	1875	61,1	3,22	147,5	25,51	0,54	5,78
	3750	70,1	3,69	137,1	21,56	0,43	6,36
	5625	77,6	4,08	123,0	19,21	0,41	6,40
	7500	87,8	4,62	107,9	11,50	0,44	(9,38)
Среднее						$0,45 \pm 0,06$	6,18

Примечания. * $\Delta[\text{Ca}(\text{Mg})]$ — разность мольных концентраций кальция (магния) в равновесной солености с минералами фтора и исходной морской воде соответствующей солености; $\Delta[\text{F}^-]$ — разность мольных концентраций фтора в равновесной морской воде и в добавленной навеске NaF. ** При расчете средних значений отношения $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ последние опыты в каждой серии, проводившиеся с максимальными добавками NaF, не учитывались.

[Лурье, 1989] величины $L_{\text{MgF}_2}^0$ и $L_{\text{CaF}_2}^0$ составляют $6,5 \cdot 10^{-9}$ и $4,0 \cdot 10^{-11}$ соответственно, что приводит к существенно большему отношению $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$, равному 162. Подобные расхождения не критические и могут быть связаны с различиями значений произведения растворимости кристаллических и свежеосажденных твердых фаз. Например, много-кратное (в 5–8 раз) превышение произведения растворимости осажденного CaF_2 над таковым для кристаллической фазы ранее установлено для нормальной морской воды и растворов, имитирующих поровые воды морских осадков [Савенко, 1983].

Из результатов экспериментов следует линейная зависимость равновесной концентрации растворенных фторидов от количества осажденного MgF_2 , равного разности исходной и равновесной концентрации магния в растворе (рисунок). Экстраполяция на нулевую разность значений концентрации магния позволяет определить концентрацию фторидов, при которой начинается осаждение MgF_2 . При этом экстраполяционные точки соответствуют минимальным изменениям исходных растворов, вызванным добавками NaF . Для морской воды с соленостью 35, 70 и 105‰ концентрация фторидов начала осаждения MgF_2 составляет 1,93, 2,42 и 2,70 мМ соответственно (37, 46 и 51 мг/л). Содержание растворенных фторидов в природной морской воде соответствующей солености составляет 1,3, 2,6 и 3,9 мг/л, что намного ниже значений концентрации, при которых возможно осаждение MgF_2 . Более того, даже при 9–10-кратном сгущении нормальной морской воды, когда начинается садка калийных солей — сильвина и карналлита, естественное увеличение концентрации растворенных фторидов до 14–16 мг/л оказывается недостаточным для осаждения MgF_2 .

Вывод о невозможности образования селлайта при испарительном концентрировании морской воды справедлив только для изолированных эвапоритовых бассейнов, не имеющих дополнительных источников фтора. Вместе с тем для многих современных и древних эвапоритовых бассейнов важной статьей водно-солевого баланса служит речной сток, в котором доля фторидов в общей минерализации намного больше, чем в морской воде. Например, доля фтора в составе морских солей равна 0,0037% [Попов и др., 1979], тогда как для солей мирового речного стока она составляет в среднем 0,12% [Гордеев, 2012]. Поэтому при значительном вкладе речного стока в водно-солевой баланс эвапоритовых бассейнов и испарении, превышающем приток пресных вод, концентрация растворенных фторидов может достигать величин, необходимых для осаждения MgF_2 . Также не исключено образование селлайта на стадии постсе-



Зависимость равновесной концентрации растворенных фторидов ($[F]$) от разности значений исходной и равновесной концентрации магния ($-\Delta[\text{Mg}]$), соответствующей количеству осажденного MgF_2 , для морской воды с соленостью 35 (1), 70 (2) и 105‰ (3)

диментационных изменений отложений солей, при которых возможно возникновение локальных областей с высокой концентрацией фторидов в результате перекристаллизации соляных минералов и высвобождения ранее поглощенных примесей, в том числе фтора. К сожалению, имеющаяся в настоящее время крайне ограниченная информация о фторе в соляных отложениях не позволяет отдать предпочтение одному из указанных механизмов генезиса селлайта. Для решения этого вопроса необходимы данные о содержании фтора в основных минералах соляных отложений и сведения о коэффициентах распределения фтора между этими минералами и маточными растворами.

Заключение. Образование селлайта в солеродных бассейнах может происходить только при высоких значениях концентрации растворенного фтора в рапе (>50 мг/л), которые не достигаются при автономном испарительном сгущении морской воды. Необходимая для образования селлайта концентрация фтора может возникать в результате поступления в эвапоритовые бассейны значительного объема речных вод, в которых доля фторидов в общей минерализации намного превышает таковую в морской воде. Другим процессом, увеличивающим содержание фтора в рапе, может быть перекристаллизация соляных минералов в ходе их постседиментационных изменений, приводящая к высвобождению фторидов, которые ранее были поглощены в процессах сорбции и соосаждения.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-01133).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М.: ИП И.И. Матушкина, 2012.

Казаков А.В., Соколова Е.И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. Института геологических наук. Геол. сер. Вып. 114. (№ 40). М., 1950. С. 22–64.

Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Веда, 2006.

Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989.

Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979.

Савенко В.С. Об особенностях геохимии фтора в иловых водах осадков высокопродуктивных районов океана // Геохимия. 1983. № 12. С. 1791–1795.

Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

Steward F.H. Marine evaporites (Chapter Y) // Data of Geochemistry, 6th ed. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440-Y. Washington, 1963.

Поступила в редакцию 26.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 05.04.2021

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для 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
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, 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.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стоуни-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
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
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 28.09.2020. Формат 60×90¹/8.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 12,7. Уч.-изд. л. 15,5. Тираж экз.

Изд. № 11725. 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”)
