

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 64 • № 4 • 2025 • ИЮЛЬ — АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Артеменко В.М., Дергачев А.Л. Золото-ртутная формация в Южном Донбассе	3
Полещук А.В., Зыков Д.С., Агибалов А.О., Седаева К.М., Сенцов А.А. Дислокации в рыхлых отложениях позднего плейстоцена Онежской структуры как результат сейсмического воздействия	15
Барaboшкин Е.Ю. Незнученный аммонит "Ammonites Baeri Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876" из верхнемеловых отложений района Кавказских Минеральных Вод	25
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерная модель углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна	30
Устинова М.А., Вишневская В.С., Маринов В.А., Овчинникова А.С., Жегалло Е.А. О первой находке известкового наноопланктона в нижнеберезовской подсвите (верхний мел, коньяк-кампан) Западной Сибири	39
Хотылев А.О., Корзинин Д.В., Ольховский С.В., Хотылев О.В., Майоров А.А., Дьяков Н.Н. Эволюция гидродинамического режима порта Фанагории в V–I веках до н.э.	52
Швейгерт П.Е., Калько И.А., Буханова Д.С., Грибушин К.А. Вертикальная геохимическая зональность рудопроявления Тутхливаям и критерии оценки эрозионного среза на территории Эруваямского рудного узла (Камчатка)	62
Николаев Ю.Н., Балыкова И.В., Кузин С.В., Бакиев И.А., Калько И.А., Аплеталин А.В., Косытов В.В. Поисковая геолого-геохимическая модель золотого оруденения, связанного с интрузиями	71
Пуланова С.А. К вопросу о перспективности добычи нефти и газа арктических регионов Западной Сибири	84
Харькина М.А., Трофимов В.Т., Андреева Т.В. Эколого-геологические системы массивов известняков Горного Крыма	94
Казанин Г.А., Гайнанов В.Г. Технологии разделения сигналов при перекрывающемся отстреле площади морских сейсмических исследований	103
Степченко В.С., Большаков Д.К., Модин И.Н. Пространственное положение талых и мерзлых грунтов по площадным данным электротомографии	107
Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Контрасты электрофизических свойств в песчано-глинистом разрезе и их отражение на радарограмме	114
Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., Шагарова Н.М., Ширяев М.И. Корреляция между спектральной плотностью компонент магнитотеллурического поля и солнечной активностью на примере работ в районе Ильменской коровой аномалии	124
Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В., Хомяк А.Н. Влияние седиментационных процессов на формирование терригенного резервуара (на примере ниже-верхнемеловых комплексов западной части Гыданского полуострова)	133
Карпова Е.В., Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Хомяк А.Н. Постседиментационные изменения песчаных коллекторов мелового возраста западной части Гыданского полуострова	143

CONTENTS

<i>Artemenko V.M., Dergachev A.L.</i> Gold-mercury ore formation in Southern Donbass	3
<i>Poleshchuk A.V., Zykov D.S., Agibalov A.O., Sedaeva K.M., Sentsov A.A.</i> Dislocations in Late Pleistocene loose deposits of the Onega structure as a result of seismic impact	15
<i>Baraboshkin E.Yu.</i> An unexplored ammonite “ <i>Ammonites Baeri</i> Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876” from the Upper Cretaceous deposits of the Caucasian Mineral Waters region	25
<i>Korotaev M.V., Pravikova N.V., Aleshina K.F.</i> 3D Modeling of Hydrocarbon Systems of North-Chukchi basin	30
<i>Ustinova M.A., Vishnevskaya V.S., Marinov V.A., Ovchinnikova A.S., Zhegallo E.A.</i> On the first discovery of calcareous nannoplankton in the Lower Berezovo sub-formation (Upper Cretaceous, Coniacian-Campanian Stages) of Western Siberia	39
<i>Khotylev A.O., Korzinin D.V., Olkhovskiy S.V., Khotylev O.V., Mayorov A.A., Dyakov N.N.</i> Evolution of hydrodynamic conditions of the port of the city of Phanagoria in the 5 th –1 st centuries BC ...	52
<i>Schweigert P.E., Kalko I.A., Bukhanova D.S., Gribushin K.A.</i> Vertical geochemical zonation of the Tutkhliyayam ore occurrence and erosional truncation estimate criteria for the Eruvayam ore cluster (Kamchatka)	62
<i>Nikolaev Yu.N., Balykova I.V., Kuzin S.V., Baksheev I.A., Kalko I.A., Apletalin A.V., Kosyatov V.V.</i> Prospecting geological-geochemical model of gold mineralization associated with intrusions ..	71
<i>Punanova S.A.</i> On the issue of oil and gas prospects in the Arctic regions of Western Siberia	84
<i>Kharkina M.A., Trofimov V.T., Andreeva T.V.</i> Ecological-geological systems of limestone massifs of Mountainous Crimea	94
<i>Kazanin G.A., Gainanov V.G.</i> Deblending of marine seismic data technologies acquired by simultaneous shooting	103
<i>Stepchenkov V.S., Bolshakov D.K., Modin I.N.</i> Spatial distribution of thawed and frozen ground based on areal electrical tomography data	107
<i>Tarasova M.A., Bricheva S.S., Vladov M.L.</i> The electrophysical properties contrasts in sand-clay ground and GPR reflections	114
<i>Kulikov V.A., Epishkin D.V., Ionicheva A.P., Shagarova N.M., Shiryaev M.I.</i> Correlation between the spectral density of the MT field components and solar activity on the example of works near the Ilmen crustal anomaly	124
<i>Bakai E.K., Shardanova T.A., Karpova E.V., Khomyak A.N.</i> The influence of sedimentation processes on the formation of a terrigenous reservoir (case study of the Lower and Upper Cretaceous complexes in the western part of the Gydan Peninsula)	133
<i>Karpova E.V., Bakai E.K., Shardanova T.A., Khomyak A.N.</i> Post-sedimentation Changes in Cretaceous Sandstone Reservoirs of the Western Part of the Gydan Peninsula	143

УДК 553.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-3-14

ЗОЛОТО-РТУТНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ В ЮЖНОМ ДОНБАССЕ

Владимир Макарович Артеменко¹✉, Александр Лукич Дергачев²

¹ Российское геологическое общество, Севастополь, Россия; artemenko_bm@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alderg51@yandex.ru

Аннотация. Продолжительное изучение, прогнозирование и поиски авторами ртутного, ртутно-сурьмяного, золото-сульфидного оруденения в Донецкой металлогенической провинции привели к выявлению перспективной золото-ртутной формации. Докучаевский (карлинский) тип руд локализуется в нижнекарбоневой (турне — нижний визе) карбонатной (известняки, доломитизированные известняки, доломиты) толще Павлоградско-Докучаевского металлогенического пояса. В пределах прогнозируемого Докучаевского золоторудного района выделены три рудных узла и семь рудных полей. Рассмотрены геологическое строение района, позиция прогнозируемых рудных полей, предварительная характеристика месторождений и рудных тел. Представлены некоторые предложения к методике ведения поисковых работ.

Ключевые слова: месторождения золота, золото-ртутная рудная формация, месторождения типа Карлин, Южный Донбасс

Для цитирования: Артеменко В.М., Дергачев А.Л. Золото-ртутная формация в Южном Донбассе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 3–14.

GOLD-MERCURY ORE FORMATION IN SOUTHERN DONBASS

Vladimir M. Artemenko¹✉, Alexander L. Dergachev²

¹ Russian Geological Society, Sevastopol, Russia; artemenko_bm@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alderg51@yandex.ru

Abstract. Continuous exploration works and investigations of mercury, mercury-antimony and gold-sulfide mineralization in Donetsk metallogenic province resulted in identification of promising gold-mercury ore formation. Dokuchaev-type (Carlin-type) gold mineralization is confined to the Lower Carboniferous limestones, dolomitic limestones and dolomites of the Pavlodar-Donetsk metallogenic belt. Predictive Dokuchaev gold ore district comprises three ore clusters totaling seven ore fields. Geology of the district, position of predicted ore fields, preliminary characterization of potential gold deposits and ore bodies are discussed. Some proposals for methodology of exploration works are presented.

Keywords: gold deposits, gold-mercury ore formation, Carlin-type deposits, Southern Donbass

For citation: Artemenko V.M., Dergachev A.L. Gold-mercury ore formation in Southern Donbass. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 3–14. (In Russ.).

Введение. Данные геологической науки и геологоразведочная практика второй половины XX века свидетельствуют о значительном распространении в природе золото-ртутного оруденения. Зачатую оно характеризуется промышленным содержанием в рудах как Au, так и Hg. Сведения о геологической позиции и условиях формирования оруденения этого типа, составе руд с равноценными концентрациями Au и Hg приняты во внимание при выделении специфической золото-ртутной формации, которая вслед за В.А. Кузнецовым и В.И. Старостиным [Кузнецов, 1966; Старостин, 2012] понимается как естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов и тектономагматическими условиями происхождения, а также близкими особенностями развития рудного процесса [Берзон и др., 1989; Берзон, Степанов, 1986 и др.].

Месторождения золото-ртутной формации, позднее отнесенные к типу Карлин, были открыты

и начали детально изучаться на западе США с 1960-х годов. Позднее десятки месторождений подобного типа были обнаружены, главным образом, в штате Невада. Благодаря их разработке США вышли на первое место в мире по добыче золота, и этот геолого-промышленный тип привлек внимание геологов всего мира [Минеральные..., 1989]. В 1970–1980-х годах началась и быстрыми темпами возростала разработка месторождений типа Карлин в Китае. Позднее минерализация этого типа была обнаружена в Канаде, на Урале, Балканах, в Казахстане и других регионах, где характеризовалась следующими общими признаками, впервые установленными на типичных месторождениях типа Карлин в Неваде [Cline, et al., 2005].

1. Месторождения локализируются в осадочных толщах, преимущественно в карбонатных (известняки, доломиты) и тонкообломочных терригенных (известковистые алевролиты) породах, особенно часто — на границах литологически различных толщ.

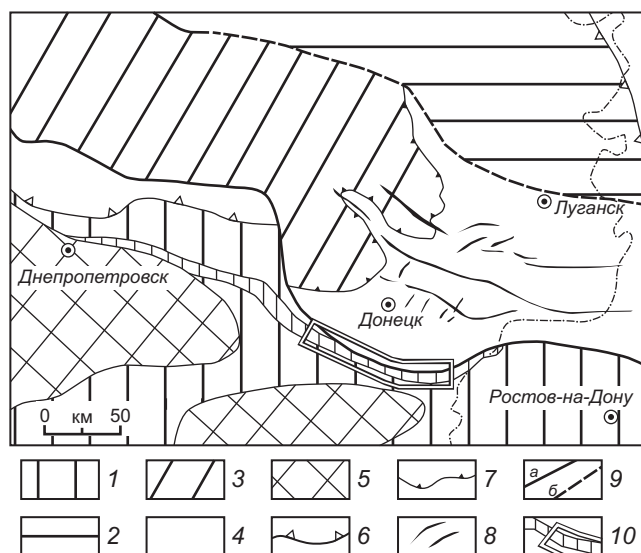


Рис. 1. Региональная позиция золотоносной нижнекаменноугольной формации ($C_{1t}-C_{1v}$) в пределах Павлоградско-Донецкого металлогенического района (тектоническая основа по [Атлас..., 1984], с дополнениями): 1 — склоны Украинского и Воронежского щитов; 2 — борта Днепровско-Донецкой впадины; 3 — Днепровско-Донецкая впадина; складчатые области: 4 — герцинская — Донецкая; 5 — докембрийская — Украинского щита; контуры платформенных структур: 6 — наиболее крупные; 7 — I порядка; 8 — оси антиклинальных складок; 9 — региональные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — контуры рудоносного турне-визейского ($C_{1t}-C_{1v}$) структурно-формационного комплекса перспективного для поисков оруденения Докучаевского (Карлинского) типа — выделен Докучаевский золоторудный район

2. Золото заключено в сульфидях (преимущественно в арсенопирите и мышьяковистом пирите, содержащем большое количество элементов-примесей) и глинистых минералах; соотношение $Au:Ag > 1$ (от 10:1 на месторождении Гетчел и 20:1 на месторождениях Карлин, Энфилд-Бем и Кортец до 97:1 на месторождении Пинсон). Размеры частиц высокопробного самородного золота мелкие и ультрамелкие (от десятых долей до 5–30 мкм на тех же месторождениях) [Минеральные..., 1989; Константинов и др., 1992; Goron, 2019].

3. Преимущественно вкрапленные руды характеризуются низко-среднетемпературными минеральными парагенезисами, включающими самородное золото, пирит, арсенопирит, антимонит, киноварь, аурипигмент, реальгар, самородное серебро, а также жильные минералы: кварц, кальцит, доломит, халцедон, глинистые минералы, серицит, барит.

4. Типичны средне-низкотемпературные изменения вмещающих пород, представленные джасперизацией и аргиллизацией, иногда алуинитизацией и баритизацией.

5. Размещение и строение месторождений контролируется геологической структурой и они, как правило, не имеют очевидной связи с интрузивными породами. Сложная и разнообразная морфология рудных тел (пласто-, трубо- и Т-образная, непра-

вильная) определяется локальными зонами высокой пористости и проницаемости благоприятных пород, разломами с крутыми и пологими ориентировками сместителей и особенно участками пересечения и сопряжения этих структур [Cline, et al., 2005].

6. Возраст оруденения соответствует относительно молодым эпохам тектоно-магматической активизации. Месторождения этого типа практически всегда встречаются в ртутно-сурьмяных зонах или в соседних с ними районах [Radtke, 1985; Берзон, Степанов, 1986; Берзон и др., 1989; Константинов и др., 1992 и др.].

Рудообразующие элементы Au, As, Sb и Hg схожи по геохимическим характеристикам. Согласно термодинамическим расчетам [Cheng, et al., 1986], при восстановительных условиях, средней температуре около 200°C, высокой фугитивности серы ($\log fS_2 = -6...-16$) и средней фугитивности кислорода ($\log fO_2 = -31...-41$) из слабощелочных рудообразующих флюидов могут осаждаться все четыре элемента. При понижении температуры, давления, fS_2 и повышении fO_2 и pH, изменение физико-химических условий приводит к обособлению Au, As, Sb, Hg и образованию зональности. Однако различия в поведении Au с одной стороны, и Hg и Sb — с другой, приводят к тому, что проявления золото-мышьяковой минерализации могут встречаться на расстоянии до нескольких километров от ртутно-сурьмяных месторождений. Тем не менее известны случаи, когда открытие месторождений золота этого типа явилось результатом поисков именно ртутного оруденения. Не исключено, что одним из таких примеров является минерализация, выявленная в Докучаевском золото-ртутном районе Южного Донбасса.

Краткая геологическая характеристика Докучаевского золото-ртутного района. Докучаевский золото-ртутный район (пояс), впервые выделенный ранее на площади около 50 км² [Артеменко, Лебедь, 1996; Артеменко, Артеменко, 1999; Артеменко и др., 2002 и др.], расположен в Южно-Донбасской металлогенической провинции. Он занимает юго-восточную часть Павлоградско-Докучаевского металлогенического пояса (рис. 1), перспективного для обнаружения разномасштабных месторождений типа Карлин. Позиция этого рудного района в зоне регионального глубинного разлома может позитивно отразиться на продуктивности юго-восточного звена единого структурно-формационного турнейско-визейского комплекса.

Позиция района в региональных тектонических структурах определяется его положением в зоне сочленения складчатого Донбасса и Украинского кристаллического щита. Ранее при региональном районировании эта территория выделялась как «Южная зона блоковых структур» [Металлогения..., 1974]. Выполненные вместе с В.В. Юдиным геодинамические реконструкции методом структурной сбалансированности позволяют рассматривать

геотектонические структуры района как резонансно-тектонические, расположенные над шовной (сутурной) зоной [Артеменко, Юдин, 1998]. Построение сбалансированных разрезов Донецкой складчато-надвиговой области (в масштабах 1:100 000 и 1:200 000) и их палинспастическая реконструкция позволяют выделить одновергентную серию взбросо-надвигов южного падения и связанных с ними пликативных форм. Фронтальные дислокации одновозрастной складчатой системы формируют бескорневые навешенные антиклинали, дисплекты и дуплексы, послойные пересекающиеся надвиги. Особо следует отметить ранее пропущенные в Донбассе региональные послойные срывы по пластам некомпетентных пород, содержащих углистое вещество.

Золотоносность изучаемой территории в значительной степени определяется региональной структурной позицией Южно-Донбасской металлогенической зоны, которая имеет северо-западное простирание, близкое к простиранию сутурной зоны, и располагается над ней, в полосе ее активного тектоно-магматического влияния.

Зона так называемого Южно-Донбасского глубинного разлома (точнее сутурная зона) включает имеющие региональное распространение Северно-Волновахский (Комсомольский) и Южно-Волновахский (Васильевский) взбросы, Комсомольское нарушение, Криворожско-Павловский сброс и Михайловско-Юрьевскую зону разрывов. Сочетание сбросо-взбросовых движений по этим, а также целому ряду других более мелких нарушений, привело к возникновению региональных складчато-надвиговых и локальных блоковых структур горсто-грабенного типа (Стыльский горст, Покрово-Киреевский грабен и др.).

Геотектоническими типоморфными особенностями прогнозируемых месторождений и рудных полей являются сбросовые и надвиговые системы [Артеменко, Артеменко, 1990; Артеменко, Багатаев, 1988]. По возрасту консолидации толщ они представляют собой поздние герциниды — ранние мезозойды(?).

В геологическом строении района выделяются докембрийский структурный этаж, представленный разнообразными метаморфическими породами (гнейсы, сланцы, мраморы, кварциты, граниты, плагиограниты, мигматиты), и герцинский структурный этаж, сложенный вулканогенно — осадочными породами девона, в том числе терригенными образованиями эйфельского яруса, карбонатными отложениями, основными эффузивами живетского яруса, а также терригенно-вулканогенными породами франского и фаменского ярусов (Артеменко, Юдин, 1998). На последних несогласно с разрывом залегают карбонатные и терригенно-карбонатные породы нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы).

Карбонатные и терригенно-карбонатные геологические формации, вмещающие золото-ртутное оруденение (известняки, доломиты, известковые

алевролиты), расположены в верхнем (герцинском) структурном этаже [Артеменко, Багатаев, 1988] и представлены породами турнейского и визейского ярусов. Сводная колонка рудовмещающего структурно-формационного комплекса, который охватывает нижнюю часть карбона (турне и низы визе) и выделяется в свиту C_1^1 (А), по материалам Приазовской геологоразведочной экспедиции, включает следующие слои (сверху вниз):

$C_1 v_f$ — известняки темно-серые, серые со стяжениями кремня, мощность 50–110 м;

$C_1 v_e$ — сланцы кремнистые, известняки, мергели, мощность 25–30 м;

$C_1 v_d$ — известняки темно-серые, серые со стяжениями кремней, мощность 80–100 м;

$C_1 v_{b-c}$ — известняки серые, разнородные, мощность 30–60 м;

$C_1 v_a$ — известняки темно-серые, сланцы глинистые, мощность 5–15 м;

$C_1 t_d$ — известняки сливные и мелкозернистые с редкими прослоями глинистых сланцев, мощность 20–40 м;

$C_1 t_c$ — известняки серые средне- и крупнозернистые, мощность 20–30 м;

$C_1 t_b$ — доломиты, пятнисто-доломитизированные известняки, сливные известняки с прослоями глинистых сланцев, мощность 35–60 м;

$C_1 t_a$ — известняки черные, темно-серые, сливные, пятнисто-доломитизированные, доломиты, прослои глинистых сланцев и песчаников, мощность 0–360 м.

Магматические образования распространены в изучаемом районе ограниченно, представляют собой, вероятно, дорудные (синрудные?) штокообразные и дайкоподобные тела, межпластовые и лакколитоподобные интрузии, которые предшествующими исследователями отнесены к Южно-Донбасскому андезит-трахиандезитовому комплексу (P_2-T_1) [Бутурлинов, 1979; и др.]. Магматические породы тесно связаны с разрывной тектоникой, а в отдельных случаях посленижнекарбонные магматические образования контролируются пликативными дислокациями, локализуясь в призмковых частях антиклиналей (Новотроицкая и Александринская антиклинали). Из магматических образований трахиандезиты сосредоточены преимущественно на западном фланге золоторудного района, а породы андезитового состава — в его центральной части и на восточном фланге.

Более молодой доверхнемеловой Миусский (лампрофировый) магматический комплекс, связанный с мезозойской тектоно-магматической активизацией, известен в соседнем Амвросиевском геологическом районе. Тела лампрофиров локализованы в пределах зон повышенной трещиноватости Еланчик-Ровеньковского поднятия и имеют северо-восточное простирание, то есть ориентируются практически перпендикулярно к осям главных складчатых структур Донбасса [Металлогения..., 1974; Бутурлинов, 1979].

Выходы интрузивных пород детально изучены авторами в Стыльском и Дальнем карьерах, в обнажении на правом берегу р. Сухая Волноваха и в районе Новотроицка. Они образуют дайкообразные тела, которые прорывают вмещающие карбонатные отложения раннекаменноугольного возраста. По составу это андезитовые порфиристы, что позволяет отнести их к Южно-Донбасскому комплексу.

Минералого-геохимические особенности проявлений золото-ртутной минерализации. В процессе продолжительных поисков ртутного оруденения в предшествующие годы в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем промышленные концентрации ртути обнаружены не были [Зациха и др., 1987]. В то же время были установлены многочисленные аномалии ртути и рассеянная киноварная минерализация, характерные для золото-ртутной формации.

Последующее более детальное их изучение позволило авторам установить, что в таких участках встречается свободное самородное золото. Оно выявлено в турнейских доломитах, в пятнисто-доломитизированных известняках, сливных известняках с прослоями глинистых сланцев, в серых крупно- и среднекристаллических известняках (карьер по добыче карбонатного сырья Доломитный) и визейских темно-серых известняках со стяжениями кремней (добычной карьер карбонатного сырья Восточный), а также в бурых железняках.

При изучении рудовмещающей раннекаменноугольной карбонатной формации ($C_1 t - C_1 v$) были отобраны и проанализированы на содержание золота более 400 проб карбонатных пород, джаспероидов, массивных сульфидных образований и бурых железняков. Анализы выполнялись атомно-абсорбционным и пробирным методами (УкрГИМР), часть проб проверялась пробирным методом в Новомосковской ГРЭ (ГПП Южукргеология). Пробы отбирались из всего разреза карбонатной толщи от $C_1 t_a$ до $C_1 v_d$, из пород, в разной степени подвергшихся эпигенетическим метасоматическим изменениям.

Содержание Au в карбонатных породах различных участков колеблется от кларкового до 2,16 г/т, количество проб, содержащих более 0,1 г/т Au составляет 24 %. В существенно окварцованных карбонатных породах (джаспероидах) концентрация Au колебалась от кларкового до 1,16 г/т, при этом количество проб с содержаниями более 0,1 г/т достигает 39 %. В массивных сульфидных (пиритовых) пробах содержание Au составляет от 0,00п до 1,60 г/т, а наиболее высокие концентрации установлены в бурых железняках, представляющих собой, вероятно, участки окисленных субсогласных сульфидсодержащих тел. Здесь содержание золота колеблется от 0,00п до 13,2 г/т, а количество проб с концентрацией золота более 0,1 г/т составляет 40 %.

Рудные минералы, ассоциирующие с самородным золотом, в карбонатном комплексе района представлены, главным образом, сульфидами и сульфосоля-

ми. Наиболее распространенной является пиритовая минерализация нескольких типов.

В пачках терригенно-карбонатных пород отмечается тонкая вкрапленность кристалликов пирита кубического габитуса, а также пиритизированные фаунистические остатки. Повышенных содержаний Au в таких пиритах не установлено. В доломитизированных известняках, доломитах, в карбонатных и кварцевых прожилках часто присутствуют эпигенетические кристаллы пирита размером от долей миллиметра до первых сантиметров. На некоторых участках наблюдаются субсогласные пласты, сложенные массивным пиритным агрегатом, мощностью до одного метра и более. Эти образования сопровождаются прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализацией и содержат 1–2 г/т Au. Эпигенетический пирит характеризуется повышенными содержаниями разнообразных элементов-примесей, в том числе Au, As, Ag, Hg, Tl, Co, Ni, Mo.

Выявленный мышьяковистый пирит содержит до 1,34 % As. Для него характерно зональное внутреннее строение, присутствие примеси Au, содержание которого положительно коррелирует с концентрацией As и в локальных участках, по данным микрозондового анализа, достигает 0,4 %.

Марказит наблюдается в виде мелких включений в зернах пирита, замещающий последний при изменении физико-химических условий. Марказит вместе с пиритом встречается также в сталактитоподобных современных натечных новообразованиях, отлагающихся из стекающих вод на стенках карьеров.

Леллингит определен нами в ассоциации с мышьяковистым пиритом, а также среди реликтов сульфидов в бурых железняках. Состав леллингита, по данным микрозондового анализа, близок к стехиометрическому; постоянными примесями в нем являются Au, S, Co и Ni.

Арсенопирит обнаружен в виде единичных реликтовых зерен в гетитовом агрегате в районе Стыльского карьера. Микрозондовым анализом в минерале установлена примесь золота.

Сфалерит, представленный маложелезистой разностью (содержание Fe не превышает 0,2 %), наблюдается в доломите в виде ксеноморфной вкрапленности в ассоциации с пиритом, а также установлен среди реликтов сульфидов в бурых железняках.

Пирротин встречен в виде изометричных включений размером 10–20 мкм в зернах пирита. Для пирротина характерен состав, близкий к стехиометрическим соотношениям, и примеси Au, As, Ag, Co, Ni, Cu.

Халькопирит образует вкрапленность ксеноморфных зерен размером сотые — десятые доли миллиметра в ассоциации с другими медными минералами: борнитом и халькозином.

Галенит встречается в виде мелких выделений в ассоциации с халькопиритом, и по данным микрозондового анализа, содержит примеси Ag, Bi, Hg.

Блеклая руда установлена нами на Стыльском участке, где представлена мышьяковистой разновидностью — теннантитом (Cu_3AsS_3), содержащим не более 1,2 мас. % Sb. Из изоморфных примесей для теннантита характерны Zn (до 7,79 мас. %) и Fe (до 1,97 мас. %). Он кроме того содержит Hg, Ag, Bi, Te, Se в количестве менее 1 мас. %.

Выходящие на дневную поверхность залежи бурых железняков исследованы в обнажениях в междуречье рек Сухая и Мокрая Волноваха. Бурые железняки трассируют на современном эрозионном срезе зону Северо-Волновахских разрывных нарушений. Вмещающими породами служат известняки нижнего карбона (турне-визе). Пласто- и карманообразные, линзовидные залежи бурых железняков предшествующие исследователи считали продуктом окисления болотных руд. Протяженность тел окисленных образований колеблется от первых десятков метров до 1 км при мощности от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Минеральный состав бурых железняков при детальном рассмотрении оказался достаточно сложным. Кроме преобладающего гетита, гидрогетита, гематита здесь установлены лепидокрокит, ярозит, мелантерит, магнетит, ильменит, ромеит, пирит, сфалерит, арсенопирит, леллингит, самородное золото; из нерудных минералов выявлены кварц, халцедон, каолинит, кальцит, сидерит, доломит, гидрослюда, алунит, церуссит, аметист, барит и гипс. Сульфиды содержатся в массе окислов железа в виде тонкой вкрапленности и являются, по-видимому, реликтами первичной сульфидной минерализации.

Геохимической особенностью тел бурых железняков является богатый набор рудогенных элементов. В количествах, повышенных по сравнению с кларковыми, они содержат Au, Ag, As, Hg, Mo, Pb, Sb, Tl, Be, Zn. Количество проб с содержанием Au выше 0,1 г/т колеблется по отдельным телам от 25 до 56 %; содержание Au, по данным пробирного анализа, достигает 3–12 г/т и коррелирует с концентрациями Hg, As, Mo, Be. Все приведенные выше данные о бурых железняках свидетельствуют о типичных признаках «железных шляп» — зон окисления эндогенных рудных месторождений.

Из проб бурых железняков гравитационными методами было выделено самородное золото (рис. 2). Выделенные золотины по размерности относятся к пылевидному (10–50 мкм), очень мелкому (50–100 мкм), в редких случаях — мелкому (0,1–0,5 мм) классам. Замеры 100 зерен показали, что 70 % выделений имеют размеры в интервале 50–100 мкм. Вместе с тем, следует учитывать, что количество золотин с размерами менее 50 мкм существенно занижено из-за технических трудностей их выделения. Судя по данным сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа, в пробах преобладают золотины размером не более 10 мкм.

Форма выделений самородного золота ксеноморфная, преимущественно уплощенная до пла-

стинчатой, реже чешуйчатая, встречаются единичные комковатые и проволочковидные зерна. Для золота характерны однородность состава, высокая пробность, колеблющаяся от 895 до 996 (средняя по 9 определениям — 955), и незначительное количество элементов-примесей, среди которых установлены — Ag, Te, Cu, Hg, As, Fe, Se, Pt. Самородное золото, выявленное в бурых железняках, по-видимому, испытало перекристаллизацию и переотложение в зоне окисления, приведшие к очистке от примесей и укрупнению золотин.

Геохимическая характеристика рудовмещающего структурно-формационного комплекса определяется поисковой ролью первичных ореолов рассеяния Hg (0,00003–0,8 %, преимущественно в форме киновари), As (50–500, иногда до 1000 г/т в форме реальгара, арсенопирита или аурипигмента) и Sb, а также гидрогеохимических аномалий As (0,001–0,01 мг/л), Zn, Cu и изредка F. Сульфидоносность рудовмещающего комплекса осадочных пород, как правило, невысокая и не превышает нескольких процентов.

Геохимическое поле рудного района характеризуется неоднородностью и аномально повышенными концентрациями в коренных породах Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Mo, Pb, Zn, Bi и других элементов. Содержание Au в пробах положительно коррелирует с концентрациями As, Hg, Mo, Cu, Mg, Be, Sb и отрицательно — с содержаниями Ca, Sr. Эти данные, очевидно, указывают на связь золота с процессами доломитизации карбонатных толщ и активизационными процессами.

Перспективы выявления месторождений золото-ртутной формации в Южном Донбассе.

Сопоставление характерных черт геологического строения, закономерностей локализации и минералого-геохимических особенностей золотого оруденения Южного Донбасса и оруденения типа Карлин в штате Невада, обнаруживает ряд аналогий на региональном и локальном уровнях.

Важной особенностью глубинного строения сравниваемых золото-ртутных провинций является высокое положение поверхности верхней мантии. Этим поднятиям соответствуют области с повышенным тепловым и флюидным потоком. Поразительное сходство геодинамической обстановки обнаруживают зоны невадийского, частично андийского, субдукционных типов, в пределах которых известен ряд крупных золото-ртутных месторождений карлинского типа (Карлин, Голд-Акрес, Пинсон, Джеррит-Каньон и др.), и зона сочленения складчато-надвиговой области Донбасса с Приазовским массивом Украинского щита, где установлены прямые признаки масштабного золото-ртутного оруденения. Во всех указанных провинциях имеются активные континентальные окраины, сложенные мощными комплексами древних пород, проявлены сходные магматизм и металлогения. Примыкающие к континентальным окраинам осадочные террасы, сформированные на месте терригенных прогибов,

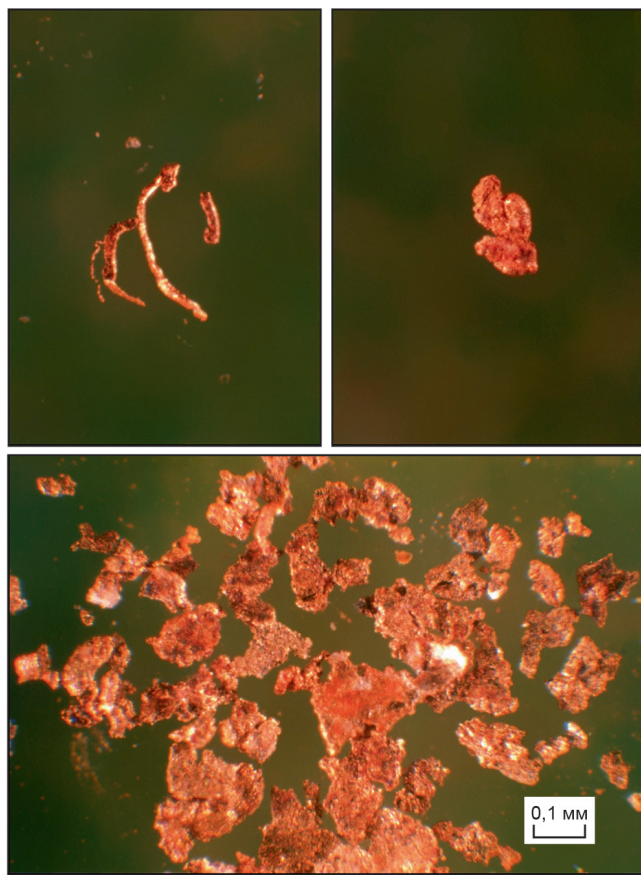


Рис. 2. Самородное золото, выделенное гравитационным методом из бурых железняков зоны окисления золото-ртутного рудения участка Стыльский (Северно-Волновхское рудное поле). Фотоснимки выполнены цифровой фотокамерой Lumix FZ38

в основании имеют базальтоиды, выше залегают терригенные, терригенно-вулканогенные отложения, а в верхней части разреза — мелководные шельфовые рудовмещающие терригенно-карбонатные породы.

Разрывные зоны глубокого заложения испытывали неоднократную активизацию в позднем палеозое и, по-видимому, в мезозое. Рудные районы золото-ртутного оруденения, как правило, расположены на пересечении продольных высокоамплитудных разрывных зон (разломов) или зон напряженной линейной складчатости с поперечными, часто скрытыми, нарушениям фундамента. Обычно они представляют собой относительно однородные амагматические тектонические блоки. Эти территории характеризуются специфической минерагенией — распространены рудопоявления и эндогенные ореолы рассеяния золото-ртутного, ртутного, сурьмяно- и мышьяково-ртутного состава, с которыми пространственно совмещены шлиховые ореолы киновари и самородного золота.

В сопоставляемых районах магматогенные образования, представленные дайкообразными телами пород среднего и основного состава, имеют близкую геолого-структурную позицию с оруденением, встречаются относительно часто, но при этом резко

подчинены осадочным породам. В Докучаевском рудном районе не устанавливается каких-либо признаков связи рудоносных флюидов с эпизональными магмами или минералого-геохимической зональности и зональности ореолов вторичных изменений пород относительно дайковых тел. Аналогичные соотношения описаны и на тех классических месторождениях карлинского типа, где также встречаются магматические породы (Карлин, Джеррит-Каньон) [Heitt, et al., 2003; Hofstra, et al., 1999].

Как и на месторождениях в Неваде [Cline, et al., 2005], на золото-ртутных рудных полях Южного Донбасса с телетермальным оруденением (низкотемпературным, без видимой связи с магматизмом) рудные залежи подчиняются структурному и литологическому контролю и характеризуются разнообразной и сложной морфологией. По отношению к слоистости осадочных комплексов рудоподводящие и рудовмещающие разрывные нарушения и зоны дробления занимают как секущее, так и межпластовое субсогласное положение.

Основная масса руд локализована и прогнозируется среди джаспероидов, джаспероидных брекчий и слабоокремненных карбонатных и терригенно-карбонатных пород, перекрытых сланцевыми (алевролит — аргиллитовыми) толщами, согласно залегающими или слагающими аллохтоны надвигов. Последние часто выполняют роль структурно-литологического экрана для рудообразующих растворов.

В обоих рудных районах геохимическими индикаторами золото-ртутных месторождений являются Au, As, Hg, Sb, Tl, W, Ag, и другие элементы. При этом минеральный состав и геохимические особенности руд отражают более тесную ассоциацию Au с As, Sb, Tl и Hg, чем с Ag и цветными металлами. Геохимические методы поисков месторождений этого типа по эндогенным (первичным) ореолам оказываются весьма эффективными. Промышленные месторождения могут быть выявлены там, где эндогенные ореолы рассеяния пространственно сочетаются с интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Рядом важнейших общих признаков в месторождениях Карлинского тренда и Южного Донбасса обладает самородное золото: в обоих случаях оно тонкодисперсное, высокопробное (отношение Au : Ag всегда значительно больше единицы, обычно изменяется от 10 : 1 до 95 : 1), содержится в сульфидах (преимущественно в пирите и арсенопирите) или в виде пленок на них и в глинистых минералах, часто характеризуется примесями Hg, Te, Cu, Se, Fe, Pt и др. элементов.

Положение прогнозируемых рудных полей в пределах Докучаевского рудного района. Главными рудолокализирующими структурами являются тектонические нарушения высоких порядков — фронтальные зоны надвигов, сбросов, а также пересекающиеся зоны дробления и межпластовые срывы.

В пределах Докучаевского рудного района нами выделяются следующие рудные узлы: Западный (Новотроицкий) — Южно-Волновахское и Новотроицкое рудные поля, Центральный (Докучаевский) — Докучаевское и Южно-Волновахское рудные поля, Восточный — Комсомольское, Ребриковское, Южное (рис. 3).

Западный (Новотроицкий) рудный узел во многом совпадает с Новотроицким участком поисков ртути, имеет близкие к изометричным очертания и размеры 6×9 км. На этой огромной площади удастся с высокой степенью надежности локализовать перспективные рудные поля для проведения первоочередных поисков.

Южно-Волновахское рудное поле имеет сложную линейную форму и размер $7,5 \times 1,2$ км. Оно приурочено к западному флангу Южно-Волновахского сброса и зонам экзоконтактов серии тел трахиандезитов и трахитов. Рудовмещающими являются карбонатные и терригенно-карбонатные породы турнейского и визейского ярусов. В пределах рудного поля отмечены находки знакового золота и его повышенное содержание в бороздовых пробах коренных пород. Оконтурены огромные первичные ореолы ртути и вкрапленной киновари в зоне сброса, в экзоконтактах и на флангах магматических тел, а также гидрогеохимические аномалии As и Hg и бурые железняки («железная шляпа») в благоприятной структурной позиции. Кроме того, ранее отмечались находки флюорита, галенита, халькопирита и сфалерита.

Новотроицкое рудное поле (1×3 км) охватывает восточный фрагмент субширотного Волновахского сброса и зону сопряжения его с Максимовским и Южно-Волновахским сбросами. Рудовмещающими являются сложнодислоцированные известняки турнейского и визейского ярусов.

Центральный (Докучаевский) рудный узел имеет линейную форму и простирается в северо-восточном направлении на 20 км при ширине от 2,0 до 3,5 км. В его пределах наиболее перспективным для первоочередных поисков являются Докучаевское и Северно-Волновахское рудные поля.

Докучаевское рудное поле имеет Г-образную форму и состоит из субмеридионального отрезка ($5,0 \times 0,7$ км), приуроченного к зоне Максимовского (Александринского) сброса, и северо-восточного отрезка ($5,0 \times 1,0$ км), который совпадает с отрезками Северно-Волновахского и Колосковского сбросов. Рудовмещающими являются окремненные известняки визейского яруса. Для рудного поля характерны комплексные аномалии Hg, представленной в том числе киноварью, As, Zn, Cu, F, а также минеральные проявления самородного золота, сфалерита, галенита и флюорита.

Северно-Волновахское рудное поле приурочено к зоне сближенных субпараллельных Северно-Волновахского и Колосковского сбросов. Эта площадь имеет лентовидную форму ($7,5 \times 1,5$ км) и северо-за-

падное простирание. Рудовмещающими породами служат известняки и сланцы частично верхней части турнейского и, главным образом, визейского ярусов. Геохимическая характеристика рудовмещающего структурно-формационного комплекса аналогична приведенной выше для Южно-Волновахского и Докучаевского рудных полей. Характерной особенностью Северно-Волновахского рудного поля является цепочка из семи тел бурых железняков («железных шляп») размером от 250×100 м до 1000×500 м, которые приурочены к одноименному сбросу.

В золото-ртутной металлогенической провинции Невада (США) подобные тела бурых железняков (зон окисления первичных руд) в Карлинском золоторудном поясе представляют собой самостоятельный высокопродуктивный и высокотехнологичный тип золотого оруденения. Поэтому подобные бурые железняки в Южном Донбассе заслуживают пристального внимания, с учетом их повышенной золотоносности, подтвержденной пробирным анализом.

Особенностью, которая отличает Центральный (Докучаевский) рудный узел от Западного (Новотроицкого), является меньшее распространение магматических пород андезит-трахиандезитового комплекса и значительное преобладание андезитов над трахиандезитами и трахитами.

Восточный рудный узел ($12,5 \times 1,5$ км) также имеет общедонецкое северо-западное простирание и протягивается на юго-восток от Центрального (Докучаевского) рудного узла.

В его пределах обособляется **Комсомольское рудное поле** ($6,0 \times 0,7$ км). Эти рудные узел и поле приурочены к восточному флангу Волновахского сброса, а также зонам его сопряжения с Южно-Волновахским сбросом и Васильковским взбросом. На восточном фланге Комсомольское рудное поле ограничивается контактом нижнепротерозойских двуслюдяных биотитовых гранитов и верхнепротерозойских граносиенитов Восточно-Приазовского комплекса.

Ребриковское рудное поле расположено в одноименной тектонической зоне; перспективы его требуют изучения.

Южное рудное поле расположено к югу от Южного карьера карбонатного сырья. В геологическом строении его главная роль принадлежит турнейским карбонатным породам, подчиненную роль играют верхнедевонские терригенные образования. Геолого-структурная позиция рудного поля определяется восточной зоной выклинивания межпластовых тел трахиандезитов, с которой связаны первичные геохимические ореолы Hg и As, проявления киновари, сфалерита, галенита и флюорита, а также тела бурых железняков — вероятные зоны окисления сульфидсодержащих руд. Комплекс прямых признаков золото-ртутного оруденения позволяет высоко оценить перспективы этого относительно компактного рудного поля.

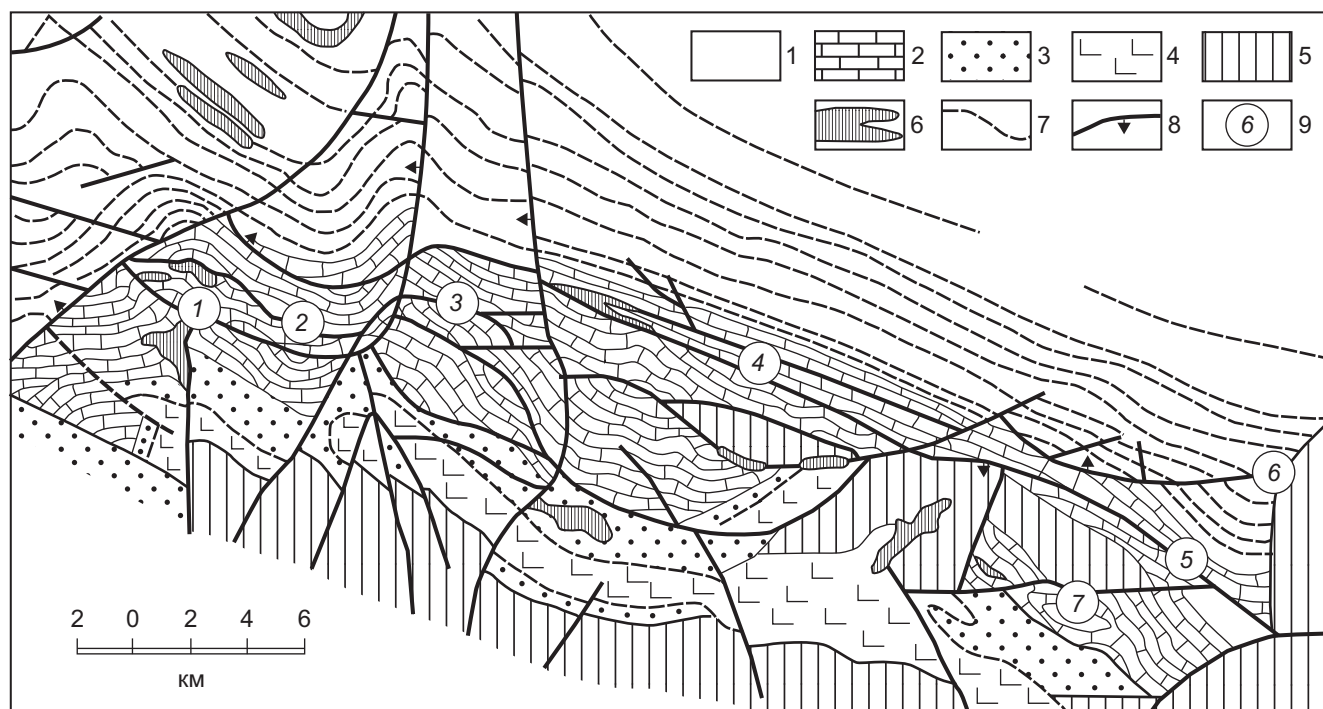


Рис. 3. Геологическая схема Докучаевского рудного района и прогнозируемые рудные поля (геологическая основа по материалам Приазовской ГРЭ, позиции рудных полей по [Артеменко, Лебідь, 1996]): 1 — терригенная угленосная формация верхнего визе — среднего карбона ($C_1^2-C_2^3$) — аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; 2 — карбонатная формация турне — нижнего визе (C_1t-C_1v) — известняки, доломиты, известковистые алевролиты, глинистые сланцы; 3 — терригенно-вулканогенные породы верхнего девона (D_3fr-fm); 4 — основные эффузивы с прослоям терригенных и карбонатных пород среднего девона ($D_2ef-žv$); 5 — интрузивно-метаморфические формации архея-протерозоя; 6 — андезит-трахиандезитовый комплекс (P_2-T_1); 7 — маркирующие (свитные) известняки ($C_1^2-C_2^3$); 8 — разрывные нарушения; 9 — прогнозируемые рудные поля (1 — Южно-Волновашское, 2 — Новотроицкое, 3 — Докучаевское, 4 — Северно-Волновашское, 5 — Комсомольское, 6 — Ребриковское, 7 — Южное)

Общая характеристика рудных тел прогнозируемых месторождений. В геолого-структурном отношении месторождения и рудные тела, как и рудные поля в целом, связаны с зонами относительно крупных сбросов, пологими пересекающимися зонами надвигов и дробления, межпластовыми срывами, а также представлены внутрипластовым оруденением. Роль складчатых нарушений является подчиненной, хотя от ориентировки слоистости зависит, насколько интенсивно проявлено оруденение в той части разреза, которая примыкает к рудоподводящим и рудораспределяющим структурам. В ряде случаев рудные поля контролируются брахискладками, связанными с интрузивными породами, не выходящими на дневную поверхность. Анализ геологического строения района и распределения главных признаков прогнозируемого оруденения в стратиграфическом разрезе указывает на вероятное положение месторождений в стратиграфическом интервале от низов турнейского до верхов визейского ярусов, а также, частично, в разрезе николаевской свиты среднего девона.

Морфология месторождений и рудных тел разнообразна и определяется, главным образом, геолого-структурным и литолого-стратиграфическим факторами. При этом главная роль принадлежит зачастую линейным зонам, несущим рудную минерализацию в пределах сбросов, надвигов и зон дробле-

ния, а также пластообразным телам в межпластовых срывах и стратиформным внутрипластовым телам в пачках переслаивания компетентных карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Самостоятельную роль играют золотоносные коры выветривания, представленные бурыми железняками, которые слагают карманоподобные рудные тела.

Околорудные изменения представлены низкотемпературными фациями метасоматитов — джаспероидами и аргиллизитами. Низкотемпературная гидротермальная деятельность привела к широкому развитию в исследуемом районе эпигенетических изменений карбонатной толщи, выраженных доломитизацией, пиритизацией, аргиллизацией, окварцеванием и кальцитизацией. Указанные типы гидротермальных изменений осадочных горных пород можно отнести к метасоматитам аргиллизитовой формации. Окварцованные карбонатные породы рассматриваются нами как джаспероиды. В метасоматической колонке выделяются зоны: внешняя — доломитизации и кальцитизации, промежуточная — карбонатизации и окварцевания, внутренняя — окварцевания и развития глинистых минералов.

По степени замещения исходных пород различаются метасоматиты: слабопроявленные — с 5–20 % новообразований (доломитизированные известняки, кальцитизированные известняки); сильнопро-

явленные — с 20–80 % новообразований (доломиты известковистые, доломиты кальцитизированные); полнопроявленные — с 80–100 % новообразований (доломиты, джаспероиды). В измененных карбонатных породах практически повсеместно развита вкрапленность мелкозернистого пирита. При формировании метасоматитов активную роль в процессах замещения играли Ca, Mg, Fe, Al, Si. Анализ коэффициентов концентрации элементов в отдельных типах измененных пород указывает на постепенное изменение состава и отсутствие четких границ между зонами. В полнопроявленных доломитовых метасоматитах отмечается тенденция к концентрированию Mg, Fe, Mo, Tl, в меньшей степени — Mn, Ag. В доломитах известковистых концентрируется Li и незначительно — Ba, P.

Аргиллизитовые изменения, по-видимому, сопровождают доломитизацию. Распространение глинистых минералов имеет локальный характер. Главными минералами являются алюмоседадонит, хлорит; ультракислую сульфатную зону аргиллизации фиксируют каолинит, кварц, алюминит, гипс. Пиритизация является более поздней по отношению к доломитизации.

Широким распространением пользуются кремнистые метасоматиты по известнякам. Эти породы сложены криптозернистым кварцем и халцедоном с тонкодисперсной вкрапленностью гидроокислов железа. Кремнистые метасоматиты формируются на ранних стадиях предрудного процесса. При магнизиальном и кремнистом метасоматозе высвобождается большое количество кальция, это обуславливает широкое развитие позднего кальцита во всех типах пород. Кальцитизация — наиболее поздний и низкотемпературный тип гидротермальных изменений. При метасоматических процессах также происходило перераспределение углеродистого вещества.

Последовательность метасоматических преобразований представляется следующей: известняк → доломитизированный известняк, доломит (перераспределение углеродистого вещества) → кремнистый метасоматит (джаспероид) → кальцитизация пород → дробление и образование рудной минерализации.

Преобладающие текстуры руд вкрапленные, реже — прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Вещественный состав руд прогнозируемого типа в этом районе изучен недостаточно. Имеющиеся оригинальные данные и сравнение с другими примерами проявлений аналогичной минерализации в других районах позволяют прогнозировать ассоциацию высокопробного ртутистого золота с минералами Hg, As, Sb и Tl. Из рудных минералов доминируют пирит, киноварь, реальгар, аурипигмент, антимонит, самородное золото, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит и др., а среди нерудных — кварц, халцедон, карбонаты, барит, флюорит, серицит, каолинит, углеродистое вещество. Суммарное содержание сульфидов составляет, как правило, несколько процентов. Недостаток надеж-

ной информации не позволяет судить о содержании золота в рудах Докучаевского рудного района, его составе и распределении в руде и минералах, а также о размерах золотин.

В то же время по аналогии с месторождениями карлинского типа Невадской металлогенической провинции можно ожидать, что прогнозируемое оруденение может быть представлено относительно небогатыми рудами с мелкими и ультрамелкими частичками высокопробного самородного золота [Константинов и др., 1992; Минеральные..., 1989; Radtke, 1985]. Поэтому получение знакового золота при шлиховании и в протолочных пробах изучаемого рудного района может свидетельствовать о наличии богатых руд и значительных перспективах золотого оруденения.

Вертикальный размах прогнозируемого оруденения, по аналогии с другими рудными объектами карлинского типа и с учетом геологического строения района, может достигать 100–500 м.

В Докучаевском рудном районе на новых объектах, не имеющих разведанных (доказанных) запасов, были определены прогнозные ресурсы золота. Эти ресурсы оценены в соответствии с инструктивными документами с учетом потенциальной возможности формирования золото-ртутных месторождений промышленных масштабов и базируются на положительных стратиграфических, литологических, геохимических, тектонических, магматических, минерагенических и других предпосылках, а также установленных типоморфных признаках оцениваемой рудной формации — повышенных содержаниях Au и наличии свободного самородного золота. Прогнозно-металлогенические построения в сочетании с оригинальными геохимическими исследованиями, бороздовым и штучным опробованием свидетельствуют о возможности выявления новых месторождений золота.

По промышленной классификации прогнозные ресурсы квалифицируются как собственно золотые, где удельная ценность золота превышает 50 %. Прогнозируемая минерально-сырьевая база относится к коренным месторождениям. Мощность и морфология прогнозируемых рудных тел изменчивы, однако, преобладающими, по-видимому, будут многоярусные стратиформные субпластовые и секущие залежи, зоны вкрапленной иногда сплошной минерализации средней мощностью 3–20 м, а также мегазоны прожилково-вкрапленной минерализации и залежи большой (более 20 м) мощности (рис. 4).

По соотношению легкообогатимого и упорного золота, влияющего на технологические свойства руд, наиболее вероятно преобладание золотых легко- и среднеобогатимых руд, преимущественно со свободным мелким, очень мелким, тонким и пылевидным золотом. Как показывает опыт внедрения современных эффективных методов кучного и автоклавного выщелачивания золота из руд месторождений типа Карлин в палеозойских терриген-

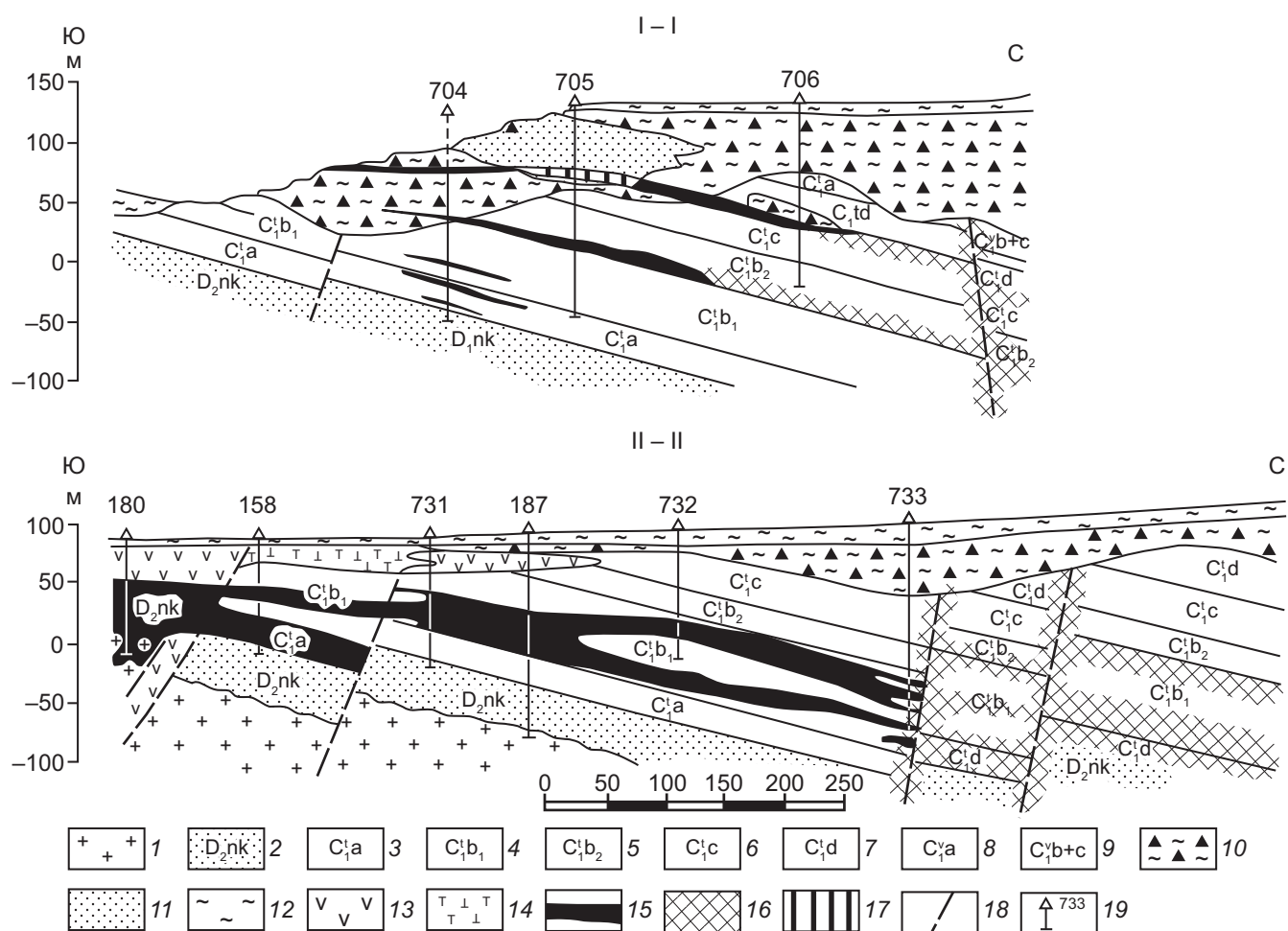


Рис. 4. Геологические разрезы стратиформных отложений пиритизированных и окварцованных (окремнелых) карбонатных пород: 1 — гранитоиды докембрия; 2 — терригенные породы николаевской свиты (D_2nk); 3 — известняки (C_1ta); 4 — доломиты (C_1tb_1); 5 — доломиты, доломитизированные известняки (C_1tb_2); 6 — известняки (C_1tc); 7 — известняки (C_1td); 8 — переслаивание известняков и аргиллитов (C_1va); 9 — известняки (C_1vb+c); 10 — карстовые отложения (глина с обломками кремней и пород субстрата); 11 — песчаные отложения; 12 — суглинки; 13 — андезиты; 14 — ортофиры; 15 — отложения интенсивно пиритизированных, окварцованных (окремнелых) карбонатных пород; 16 — прогнозируемые зоны пиритизации; 17 — бурые железняки; 18 — тектонические нарушения; 19 — скважины. Участки — Стыльский (I-I), Кипучая Криница (II-II)

но-карбонатных породах США, Канады и Китая, мелкие и ультрамелкие классы золотин не являются препятствием для эффективного извлечения золота из золото-ртутных руд.

Рекомендации к методике поисковых работ в Докучаевском золоторудном районе. 1. *Геологический анализ.* В первую очередь, внимание должно быть обращено на геологические условия рудообразования: геолого-структурное положение рудных зон и рудных тел; факторы тектонического и литологического контроля; содержание и состав золота в пластах турнейско-визейских пород, тектонических зонах и корах выветривания; проявления магматизма (состав, местоположение и условия залегания магматических пород андезит-трахиандезитового комплекса P_2-T_1); признаки гидротермальной активности, генетические и парагенетические минеральные ассоциации и др.

2. Особого внимания заслуживает картирование околорудных изменений вмещающих пород (джа-

спероидов и аргиллизитов), которые выражены окремнением, халцедонизацией, пиритизацией, глинистыми изменениями, Fe-карбонатацией, баритизацией, флюоритизацией. Чем шире площадь и интенсивность изменений, тем большим может быть масштаб выявленного оруденения.

3. При поисках месторождений типа Карлин весьма эффективны *геохимические методы*, расходы на которые в США и Китае составляют 20–30 % и более от суммы общих ассигнований на геологоразведочные работы. Наилучшие результаты получены по первичным ореолам рассеяния. Элементами-индикаторами месторождений карлинского типа являются Au, As, Hg, Sb, Ag (W, Tl). Промышленные месторождения могут быть обнаружены там, где аномалии Au, As, Hg, Sb, Ba и Ag совмещены с зонами значительных средне-низкотемпературных изменений рудовмещающих пород.

4. *Учет вертикальной зональности месторождений.* Первоочередными объектами изучения явля-

ются зоны окисления (бурые железняки), которые развиваются в верхних частях рудных отложений (Северно-Волновхское, Южно-Волновхское, Комсомольское и Южное рудные поля). Эффективным поисковым признаком коренного оруденения могут быть относительно малые тела бурых железняков, выходящие на дневную поверхность. Другим проявлением минералогической зональности является развитие карбонатных (исключительно в известняках) и кварцевых жил и прожилков (как правило, только в слоях аргиллитов).

5. Важное значение имеет *учет особенностей количественного определения содержания золота* в рудах и породах. В изучаемом рудном районе золото трудно обнаружить не только вследствие очень мелких размеров его выделений, но и из-за сложности химического анализа руд. Они обусловлены летучестью золота в присутствии ртути во время термической подготовки проб. Это обстоятельство приводит к систематическому занижению реального содержания Au в пробах. Другой аспект аналитической проблемы — высокое содержание карбонатов в исследуемых пробах (кальцит, доломит, анкерит, сидероплезит и др.), что не всегда принимается во внимание в стандартных методиках и также может приводить к снижению или потере значительного количества золота в исследуемых пробах.

6. Главным видом горных работ при поисках и разведке в изучаемом рудном районе является,

по-видимому, *колонковое бурение*. Как правило, это вертикальные скважины с проходкой до 100–300 м, иногда до 500 м. Необходимо стремиться к более полному перебурированию пород турне — визе. Наклонное бурение целесообразно для прослеживания крутопадающих минерализованных зон. На конкретных площадях скважины располагаются в профилях, ориентированных вкрест простиранию рудовмещающих структур. При благоприятных условиях на перспективных участках необходима будет проходка канав и шурфов.

7. К числу геологических факторов, благоприятствующих ведению поисково-разведочных работ, направленных на изучение вкрапленного тонкодисперсного золото-ртутного оруденения в нижнекаменноугольных и среднедевонских терригенно-карбонатных толщах нового золоторудного района, относится *наличие ряда сопутствующих полезных ископаемых*. Вскрышные и рудовмещающие карбонатные породы прогнозируемых золоторудных месторождений (известняки, доломитизированные известняки и доломиты), как правило, являются высококачественным флюсовым сырьем для металлургической промышленности, а магматические породы могут использоваться для производства щебня. Следует учитывать также выявленные первым автором перспективные проявления новых типов алюминиевого (алюминит) и фосфатного сырья (крандаллит).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артеменко В.М., Артеменко О.В. Самородное золото из бурых железняков Южного Донбасса // Матер. міжнар. конф. «Наук. основи прогн., пошук. та оцінки родовищ золота». Львів, 1999. С. 13–14.

Артеменко В.М., Артеменко О.В. Два типа гипогенной зональности сурьмяно-ртутной рудной формации Донбасса // Вестн. Харьк. ун-та. 1990. С. 23–27.

Артеменко В.М., Артеменко О.В., Чернищина О.М. Нові дані про тонко вкраплене золоте зруденіння в верхньопалеозойських терригенно-карбонатних комплексах Південного Донбасу // Мінерал. ресурси України. 2002. № 2. С. 9–15.

Артеменко В.М., Багатаев Р.М. Жильное ртутно-сурьмяное оруденение глубоких горизонтов Никитовского месторождения // Геол. рудн. м-ний. 1988. № 5. С. 94–99.

Артеменко В.М., Лебідь М.І. Золото-ртутне зруденіння в карбонатних породах Докучаївського рудного району, Південний Донбас (до проблеми пошуків родовищ типу Карлін) // Мінерал. ресурси України. 1996. № 1. С. 14–17.

Артеменко В.М., Юдин В.В. Модель складчатого Донбасса и новые аспекты его металлогении // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 80–85.

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Изд. УкрНИГРИ, 1984. 178 с.

Берзон Р.О., Левитан Г.М., Степанов В.А. Золото-ртутное оруденение и геотектонические условия его формирования // Сов. геология. 1989. № 9. С. 37–39.

Берзон Р.О., Степанов В.А. Золото-ртутная формация эндогенных месторождений. Экспресс-информация //

ВИЭМС. Сер. Геология и методы поисков и разведки металлических полезных ископаемых. 1986. Вып. 2. С. 1–9.

Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. Донецк, 1979. 484 с.: ил. + Прил. (276 с.: ил.).

Зацixa Б.В., Зарицкий А.И., Стрёмовский А.М. Исследование природы гидротермальной минерализации зоны сочленения Донбасса с Приазовьем // Геология и геохимия горючих ископаемых: Респ. межвед. сб. Львов, 1987. Вып. 9. С. 127–145.

Константинов М.М., Вартанян С.С., Курбанов Н.К., Мигачев И.Ф. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США // Сов. геология. 1992. № 7. С. 3–11.

Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. 224 с.

Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наукова думка, 1974. 511 с.

Минеральные ресурсы развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1989. 51 с.

Старостин В.И. Металлогения. М.: КДУ, 2012. 560 с.

Cheng Q., Yang G., Dai Q. Association of carlin type gold deposits with mercury, antimony and arsenic and its significance to prospecting // Proceeding of International symposium of gold geology and exploration. Shenyang. 1989. P. 540–543.

Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., et al. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and

viable models // *Econ. Geol.* 100th Anniversary Volume. 2005. P. 451–484.

Gopon P., Douglas J.O., Auger M.A., et al. A nanoscale investigation of Carlin-type gold deposits: An atom-scale elemental and isotopic perspective // *Econ. Geol.* V. 114. 2019. № 6. P. 1123–1133.

Heitt D.G., Dunbar W.W., Thompson T.B., Jackson R.G. Geology and geochemistry of the Deep Star gold deposit, Carlin trend, Nevada // *Econ. Geol.* V. 98. 2003. P. 1107–1136.

Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O., et al. Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States—relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism // *Econ. Geol.* V. 94. 1999. P. 769–802.

Radtke A.S. Geology of the Karlin gold deposit, Nevada // *US Geol. Prof. Pap.* 1985. № 1267. 263 p.

Статья поступила в редакцию 28.03.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 551.248+550.34.09+550.343.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-15-24

ДИСЛОКАЦИИ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Антон Владимирович Полещук^{1✉}, Дмитрий Сергеевич Зыков²,
Алексей Олегович Агибалов³, Куляш Мусабековна Седаева⁴,
Алексей Андреевич Сенцов⁵

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

² Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН; Геологический институт РАН, Москва, Россия; zikov58@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-6174-8920>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sedaeva-mgu@mail.ru

⁵ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

Аннотация. На юго-восточной окраине Балтийского щита, в северо-западной части Онежской структуры в толще песков нами выявлены и детально описаны дислокации, относимые ранее к складкам оползания. Установлено, что они образуют парагенез деформационных структур пластичных осадков. Рассмотрены возможные гипотезы, объясняющие их формирование, и предложена интерпретация этих структур как палеосейсмодислокаций.

Ключевые слова: Балтийский щит, сейсмиды, неустойчивость Рихтмайера-Мешкова, неустойчивость Рэ-ля-Тейлора

Для цитирования: Полещук А.В., Зыков Д.С., Агибалов А.О., Седаева К.М., Сенцов А.А. Дислокации в рыхлых отложениях позднего плейстоцена Онежской структуры как результат сейсмического воздействия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 15–24.

DISLOCATIONS IN LATE PLEISTOCENE LOOSE DEPOSITS OF THE ONEGA STRUCTURE AS A RESULT OF SEISMIC IMPACT

Anton V. Poleshchuk^{1✉}, Dmitriy S. Zikov², Aleksey O. Agibalov³,
Kulyash M. Sedaeva⁴, Aleksey A. Sentsov⁵

¹ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; anton302@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

² Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; zikov58@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-6174-8920>

³ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sedaeva-mgu@mail.ru

⁵ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

Abstract. On the south-eastern edge of the Baltic Shield in the north-western part of the Onega structure, dislocations previously attributed to slump folds were identified in the sand unit, and their detailed description was carried out. It was established that these formations form a paragenesis of soft sediment deformation structures. Possible hypotheses are considered and a seismogenic model of their formation is proposed.

Keywords: Baltic Shield, seismites, Richtmyer-Meshkov instability, Rayleigh-Taylor instability

For citation: Poleshchuk A.V., Zikov D.S., Agibalov A.O., Sedaeva K.M., Sentsov A.A. Dislocations in Late Pleistocene loose deposits of the Onega structure as a result of seismic impact. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 15–24. (In Russ.).

Введение. Работа посвящена проблеме генезиса дислокаций, изученных в одном из разрезов толщи позднелейстоценовых песков Прионежья. Подобные структуры могут возникать как в результате сейсмического воздействия, так и при формировании гравитационных складок оползания или в связи с мерзлотно-ледниковыми процессами. Понимание механизма структурообразования значимо для

оценки сейсмической опасности достаточно хорошо освоенной в инженерно-хозяйственном отношении территории Прионежья и северо-запада российской части Балтийского щита в целом. Решение поставленной задачи предполагает рассмотрение разных возможных причин формирования упомянутых дислокаций, наиболее вероятная из которых выбрана, исходя из результатов детального структурно-па-

рагенетического анализа. Такой подход основан на том, что структурные парагенезы, инициированные сейсмическими событиями, отличаются от таковых, сформировавшихся под воздействием атектонических факторов, хотя отдельные элементы этих парагенезов могут быть морфологически сходны.

Методы исследования. В основу работы положены полевые палеосейсмологические наблюдения, предполагающие детальное изучение разреза толщи песков, выявление и описание разномасштабных дислокаций. Особое внимание уделено анализу парагенетических ассоциаций разных типов дислокаций и их сопоставлению с известными аналогами, что позволило сделать выводы о наиболее вероятном механизме формирования изученных структур.

Краткое описание дислокаций. Район исследования расположен в юго-восточном борту Койкарского выступа Онежской палеопротерозойской структуры Балтийского щита. Здесь известно большое количество палеосейсмодислокаций, проявленных в скальных породах. Возраст дислокаций оценен как постледниковый, поскольку на участвующих в их строении нарушенных разломами бараньих лбах наблюдается ледниковая штриховка, сейсмогравитационные обвалы имеют «свежий» облик, а пространство между глыбами не заполнено материалом [Никонов и др., 2017]. Палеопротерозойские образования перекрыты толщей рыхлых песков — отложениями перигляциальной дельты. Их возраст определен как средний аллеред — конец позднего дриаса, т. е. конец позднего плейстоцена [Shelehova, et al., 2018]. Разрез этой песчаной толщи мощностью ~30 м вскрыт в северо-западном борту канала Пионерный Кондопожской ГЭС, в 1,3 км к северо-востоку от шлюза. В верхней части разреза залегают однородные крупнозернистые пески с неотчетливой параллельной однонаправленной слоистостью. В средней и нижней частях преобладают разнотекстурированные пески с прослоями алевритов с горизонтальной, волнистой и косой слоистостью, поверхностями размыва. Нами достаточно подробно изучен весь разрез, однако дислокации, ранее описанные в [Shelehova, et al., 2018] как складки оползания, наблюдались только в его центральной части. Отметим, что в этой работе вопросы морфологии и генезиса складок подробно не рассматривались. Детальное изучение нижней части разреза осложняется оползнями того же состава, что и вышележащие алеврито-песчаные толщи, и требует дополнительных исследований. Предварительные данные показывают, что дислокации в нижней части разреза не развиты, по крайней мере, в существенном объеме (рис. 1).

Выявленные деформационные структуры, локализованные в пределах горизонта мощностью ~1,5 м, характеризуются чередованием крупных, длиной до первых метров корыто- и чашеобразных синформ. Всего в пределах расчистки вскрыто 6 синформ и 5 разделяющих их выступов. Ширина выступов

варьирует от 0,5 до 1,5 м, а высота — до 1,5 м. Ширина синформ достигает 3,0–3,5 м при высоте до 1,2 м.

В центральных частях синформ выявлены миниатюрные пламенеvidные структуры (рис. 2, кв. А-1, А-3; рис. 3, *г-д*), апикальные части «язычков» которых либо вытянуты вверх, либо наклонены. Деформации локального масштабного уровня проявлены в маркирующем слое с «псевдоскорлуповатой» отдельностью (рис. 2, кв. А-7-9; рис. 3, *е*), сформировавшейся из-за разобщения алеврито-песчаного прослоя на изогнутые скорлупки, между которыми происходило выдавливание обводненного песка. На разных гипсометрических уровнях встречены крупные подушковидные обособления (рис. 2, кв. Б-1, Б-8-9, Б-14; рис. 3, *а-б*) длиной до 0,3–0,5 м. Небольшие удлиненные песчаные обособления развиты на разных участках горизонта (рис. 2, кв. Б-2, Б-12-13, БВ-9). Рулетовидные складки представлены небольшими структурами закатывания алеврито-песчаного материала (рис. 2, кв. А-11) и выявлены в нижней части выступа VI. Структуры, напоминающие складки волочения (рис. 2, кв. А-Б-2, АБ-6), развиты в бортах выступов I-III. Дизъюнктивные структуры представлены секущими спрямленными хрупкими разрывами (рис. 2, кв. А-Б-1; рис. 3, *г*) и сглаженными поверхностями раздела и скольжения (рис. 2, кв. Б-9). Они не выходят за пределы отдельных слоев и поэтому относятся к конседиментационному типу. Инъекционные образования представлены небольшими слепыми кластическими дайками и структурами вдавливания. Дайки малых размеров (длиной до 10 см и мощностью до 3 см) развиты как в центральных частях синформ (рис. 2, кв. А-3, Б-7; рис. 4), так и в апикальных частях выступов (рис. 4, *г*). Слепые дайки вытянуты вертикально вверх, располагаются субпараллельно друг другу и, в целом, согласно удлинениям соседних выступов. Структуры вдавливания представлены клиновидными образованиями сложной морфологии, разобщающими округлые подушковидные тела на части (рис. 2, кв. Б-8; рис. 3, *б*). К проблематичным структурам относятся вторичные выступы (рис. 2, кв. Б-2) и структуры сгущения материала (рис. 2, кв. А-Б-11-12).

Атектонические механизмы формирования дислокаций. Наши наблюдения показали, что рассмотренные выше дислокации образуют единый структурный парагенез и сформировались в результате разжижения и перераспределения неконсолидированных осадков (таблица). Существующие механизмы формирования структур разжижения разделяются на две крупные группы: атектонические и тектонические.

К основным атектоническим механизмам осадков относятся: 1) инверсия плотности и неравномерное распределение осадочной нагрузки [Belzyt, et al., 2021]; 2) штормовое воздействие или цунами [Johnson, 1977]; 3) воздействие льда в перигляциальных условиях [Шполянская, 1993].

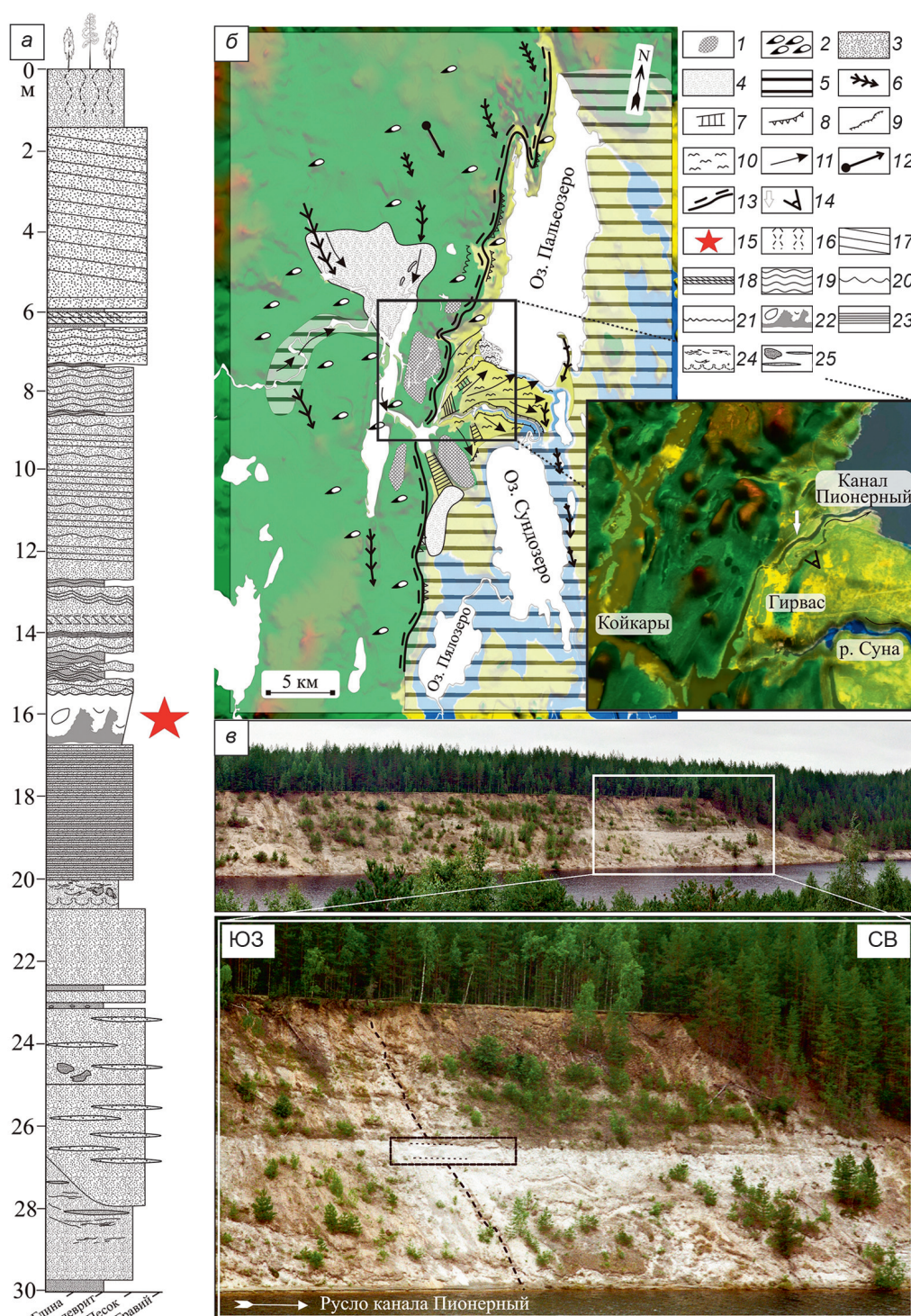


Рис. 1. Особенности строения четвертичных отложений в районе исследований: а — колонка изученных песчаных отложений в левом борту канала Пионерный, скорректированная с учетом угла склона. Подчеркнуты особенности слоистости и текстуры; б — схема развития четвертичных образований (с изменениями по данным [Shelehova et al, 2018]). На врезке показаны особенности рельефа в районе исследований; в — общий вид на песчаные толщи в левом борту канала Пионерный и положение расчистки. Пунктиром показана линия, вдоль которой строилась колонка. Условные обозначения к рисункам а и б: 1 — выходы коренных пород; 2 — морена последнего оледенения; 3–13 — позднеплейстоценовые образования этапа дегляциации северо-западной части Онежского озера: 3 — пески; 4 — флювиогляциальные гравийно-песчаные отложения; 5 — озерно-ледниковые илы и глины; 6 — озы; 7 — русла потоков разгрузки талых ледниковых вод; 8 — береговые уступы; 9 — эрозионные уступы; 10 — дюны; 11 — направление переноса талого ледникового материала; 12 — направление движения льда; 13 — береговая линия приледникового Онежского озера; 14 — точка наблюдения и направление экспозиции фотосъемки. На колонке: 15 — положение сейсмогенного горизонта; 16 — почвенный слой, корни деревьев; 17–19 — слоистость: 17 — наклонная параллельная; 18 — косая однонаправленная; 19 — волнистая; 20 — знаки ряби; 21 — поверхность размыва; 22 — деформационные структуры; 23–25 — слоистость: 23 — горизонтальная параллельная; 24 — фрагментарная неотчетливая; 25 — линзовидная с прослоями гравелито-песчаного материала и обособлений алевритов

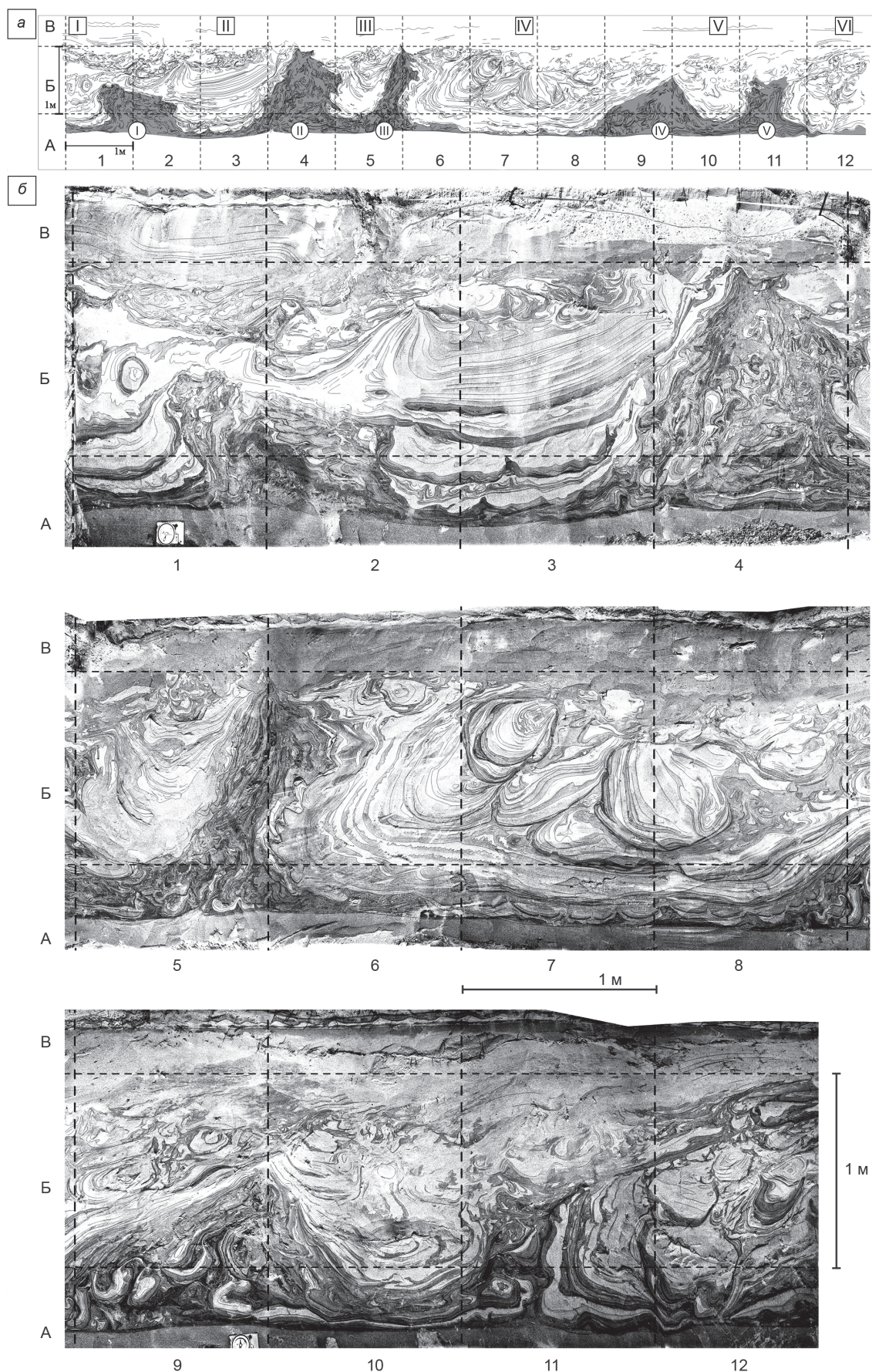


Рис. 2. Разрез с деформационными структурами, вскрытый расчисткой: *а* — общий вид разреза, длиной 12 м, для удобства описания разделенный на три горизонтальные (А–В) и 12 вертикальных частей. Вверху римскими цифрами в прямоугольниках (I–VI) показаны номера синформ; внизу римскими цифрами в кругах (I–V) показаны номера выступов (темная заливка). *б* — увеличенный вид этого же разреза, разделенный на части: 1–4; 5–8; 9–12

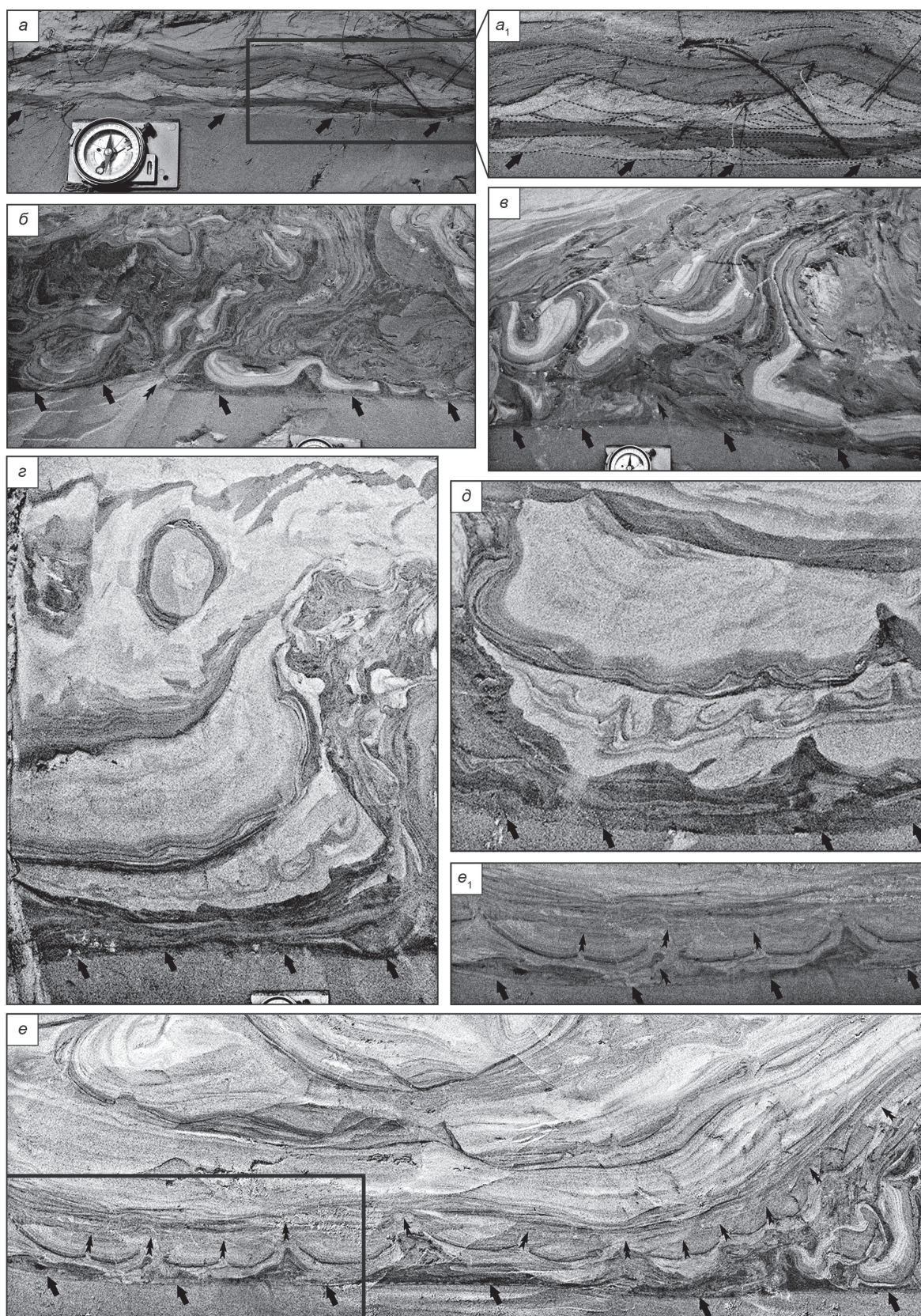


Рис. 3. Детали строения горизонта с деформационными структурами: *a-a₁* — эрозионный характер верхней границы (рис. 2, кв. В-5-6); *a* — общий вид, *a₁* — увеличенный фрагмент; *б-в* — характер нижней границы (крупные стрелки указывают на кровлю и подошву горизонта; маленькие стрелки показывают направление движения материала); *б-в* — затягивание материала из подстилающего слоя в горизонт с деформациями (рис. 2, кв. А-5, 9); *г* — парагенез структур: подушковидные структуры, хрупкие конседиментационные разрывы, миниатюрные пламеобразные структуры (рис. 2, кв. АБ-1); *д* — миниатюрные пламеобразные структуры и слепые дайки (рис. 2, кв. А-2-3); *е* — общий вид и *е₁* — увеличенный фрагмент слоя с «псевдоскорлуповатой отдельностью» (рис. 2, кв. А-7-8)

Т а б л и ц а

Деформационные структуры в рыхлых отложениях Прионежья

Выявленные структуры	Интерпретация
Корытообразные, чашеобразные синформы	Структуры нагрузки. Возникновение синформ связано с инверсией плотности. На периферии синформ происходит движение поровой воды вверх. Это движение приводит к изгибу структурных линий вверх на периферии синформ
Субвертикальные нерегулярные крупные выступы; миниатюрные пламеобразные структуры	Структуры отведения жидкости, генетически тесно связаны с соседними структурами нагрузки. Формирование вследствие выталкивания осадка вверх между синформами вплоть до образования опрокинутых складок
Подушковидные обособления (ПО) песчаных тел	Структуры нагрузки. Вышележащие отложения опускаются в мягкий нижележащий слой, часто с полным разрушением верхнего «материнского» слоя. В процессе опускания формируется вогнутый контакт между выше- и нижележащими отложениями. Далее образуется ПО, верхние боковые части, которого все еще связаны с материнским слоем. Далее ПО может потерять контакт с материнским слоем, полностью отделиться и обособиться
Искривленные структуры, рулетовидные структуры, складки оползания	Конволютные структуры и складки оползания могут возникать на склонах с очень небольшим уклоном
Хрупкие дизъюнктивные структуры	Конседиментационные разрывы. Формируются после обезвоживания осадка
Поверхности скольжения	Поверхности, вдоль которых происходило смещение вышележащих песчаных обособлений
Инъекционные структуры	Структуры отведения жидкости. Слепые дайки. Быстро заполняются разжиженными отложениями под действием гидравлического давления. Поступление материала происходит снизу
Проблематичные структуры	Вторичные выступы и структуры сгущения материала, наподобие структур «подушка в подушке», когда более крупное ПО содержит несколько мелких ПО

Рассмотрим эти механизмы более подробно. Первый из них характеризует необходимые предварительные условия для формирования выявленных деформационных структур, а два других характеризуют триггеры, которые запускают процесс их формирования. В нашем случае предпосылкой служит накопление относительно тяжелых влажных песков (плотностью 2,04 г/см³) поверх более легких влажных алевритистых отложений (плотностью 1,86 г/см³). Такое соотношение характеризуется проявлением неустойчивости Рэлея-Тейлора и чувствительно к существованию возмущений на границе слоев. Развитие процесса идет в сторону минимализации потенциальной энергии и установления плотностного равновесия, при этом более плотные отложения (пески) начинают опускаться, вытесняя менее плотные (алевритовые), которые начинают всплывать. Далее процесс идет в зависимости от параметров вязкости верхнего и нижнего слоев [Шполянская, 1993]. Если в условной ячейке вязкость верхнего слоя будет меньше вязкости нижнего слоя, то в центре ячейки будет опускаться слой 1 (пески), а по краям подниматься вверх слой 2 (алевриты), а если вязкость верхнего слоя больше нижнего, то слой 2 (алевриты) будет подниматься в центре, а слой 1 (пески) опускаться по краям, формируя более узкие синформы проседания. В нашем случае общая картина чередования более широких синформ и узких разделяющих выступов говорит о первом типе вязкостных соотношений.

Следующий из атектонических механизмов, запускающих процесс перераспределения осад-

ков — это штормовое воздействие. Шторма порождают микросейсмы, которые сопровождаются сложением волн различных направлений в мелководных морских обстановках и могут вызвать разжижение осадков [Johnson, 1977]. В нашем случае механизм штормового воздействия не применим по причине многостадийности формирования выявленного парагенеза структур, что подразумевает постепенную деформацию, появление свободного пространства, заполняемого теми же осадками, но с иным структурным рисунком, что свидетельствует об отсутствии существенной перестройки в области накопления осадков, как в случае штормового воздействия. Последнее должно было бы оставить и иные свидетельства, например, линзы и прослои крупнозернистого материала или заполненные гравелитами и конгломератами эрозионные карманы, которых нет в разрезе. При этом в пользу штормового воздействия может свидетельствовать эрозионный верхний контакт, знаки ряби и структуры облекания над поверхностью размыва, однако их формирование происходило уже после формирования горизонта с деформационными структурами.

Последний из атектонических механизмов связывает деформации осадков с промерзанием в перигляциальных условиях. Учитывая, что рассматриваемый горизонт дислокаций находится в пределах реконструируемой перигляциальной дельты [Shelehova, et al., 2018], важно проанализировать критерии отличия деформационных структур промерзания от сейсмогенных структур, заключающиеся в характере их вертикального и горизонтального распределения,

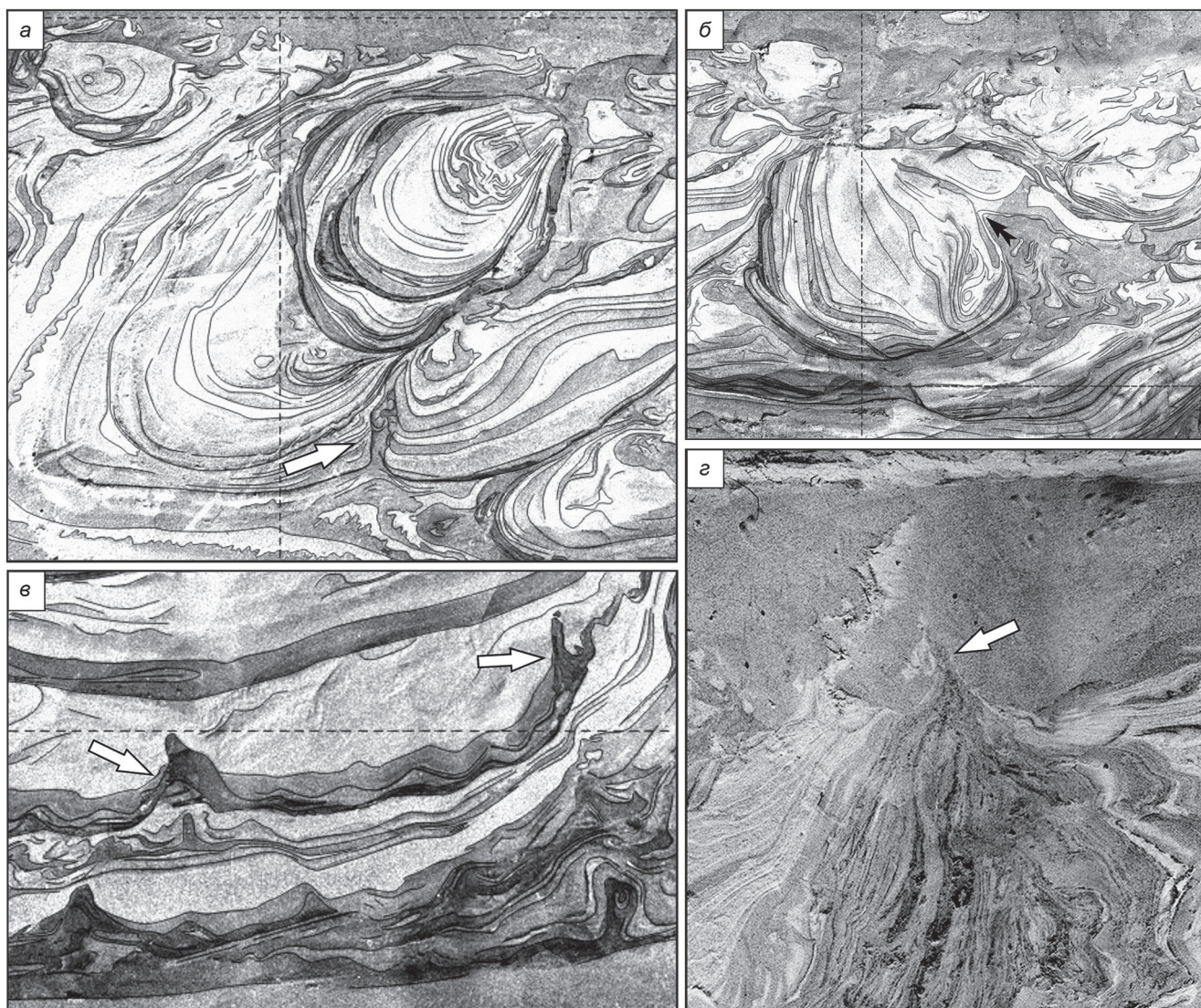


Рис. 4. Подушковидные обособления и инъекционные структуры: а-б — подушковидные обособления (рис. 2, кв. АБ-7-8); а-г — инъекционные структуры (рис. 2, кв. АБ-3, БВ-5). Белыми стрелками указаны слепые дайки, а черной — направление движения вещества

а также особенностях внутреннего строения [Van Loon, et al., 2020].

Если структуры нагрузки ограничены одним или несколькими горизонтами с ярко выраженными нижними и верхними границами, то эти структуры чаще всего являются сейсмическими. В случае, если различные типы структур нагрузки пересекают стратиграфические границы с недеформированными или по-разному деформированными слоями, они являются гляциогенными. Это объясняется тем, что процессы промерзания затрагивают отложения до определенной глубины без четкого стратиграфического контроля, не ограничиваясь конкретными слоями. В нашем случае все структуры расположены в пределах определенного горизонта с отчетливо выраженной кровлей и подошвой, что свидетельствует в пользу сейсмогенного механизма.

Гляциогенные структуры нагрузки имеют тенденцию развиваться через относительно одинаковые горизонтальные расстояния, образуя в разрезе регулярную повторяемость. Такая закономерность

объясняется наличием начальных трещин (например, ранее существовавшей полигональной системы морозных трещин), которые действуют как ослабленные зоны, через которые осадки движутся вверх, образуя структуры, напоминающие выступы [Vandenberghe, 2013]. Рост таких выступов сопровождается одновременным опусканием смежных синформ. А поскольку выступы следуют через регулярные интервалы, то и синформы, разделяющие их, также будут расположены на одинаковых расстояниях. В нашем случае характерно нерегулярное горизонтальное распределение синформ и выступов, свидетельствующее в пользу сейсмогенного механизма.

Если вся внутренняя слоистость структур нагрузки следует внешней границе более-менее точно, происхождение может быть как гляциогенным, так и сейсмическим, однако, если в структурах нагрузки устанавливаются эрозионные срезания или иные признаки многофазной деформации, или если подушковидные обособления залегают на разной глубине

в деформированном горизонте, то происхождение их чаще всего сейсмогенное. А если «подушки» сосредоточены на одном уровне, происхождение их, скорее всего, гляциогенное. В нашем случае многоуровневый характер распределения «подушек» в горизонте, а также наличие многочисленных эрозионных поверхностей как в синформах, так и внутри подушковидных обособлений однозначно указывает на сейсмогенный механизм.

В обстановке перигляциальной дельты логично было бы ожидать появления деформационных структур, связанных с мерзлотными процессами, например, морозобойных клиньев, которые, однако, не были выявлены. Учитывая установленные особенности горизонтального распределения и внутреннего строения деформационных структур, а также наличие структур сгущения материала, подобных структурам «подушка в подушке» (которые формируются вследствие афтершоков [Van Loon, et al., 2020]), гляциогенный механизм, вероятно, можно исключить.

Отметим также, что несколько атектонических механизмов могли проявиться одновременно, например, вытаивание линз льда при активизации гидроизостатических движений, обусловленных падением уровня воды в Онежском приледниковом озере. Однако и такое сочетание представляется нам маловероятным из-за отсутствия признаков наличия линз льда, вытаивание которых привело бы к нарушению четкой горизонтальной стратификации разреза и появлению «раздувов» мощностей отдельных слоев. Локализация дислокаций в пределах горизонта малой мощности указывает на кратковременность их формирования, поэтому упомянутые гидроизостатические движения должны были быть достаточно интенсивными и инициировать сейсмические события.

Таким образом, атектонические механизмы являются неудовлетворительными для объяснения генезиса выявленных дислокаций. На наш взгляд, они обусловлены, прежде всего, сейсмотектоническими процессами. Рассмотрим соответствующий механизм более подробно.

Тектонический сейсмогенный механизм формирования дислокаций. В работе [Sims, 1973] приведены следующие условия формирования структур разжижения, связанных с землетрясениями: 1) объекты находятся вблизи сейсмоактивных зон; 2) присутствуют отложения, склонные к разжижению; 3) деформационные структуры аналогичны тем, которые образуются во время сейсмических событий; 4) структуры относятся к одному стратиграфического интервалу; 5) зоны развития структур коррелируются на значительных площадях; 6) отсутствует влияние склоновых или иных деформационных процессов. В нашем случае уверенно соблюдены критерии 1–4, а два последних требуют дополнительных исследований.

Формирование изученных нами деформационных структур в соответствии с тектоническим

механизмом должно было происходить в приповерхностном слое осадков. Стратифицированные водонасыщенные тяжелые пески накапливались поверх более легких алевритовых осадков, что порождало неустойчивый характер границы двух сред с разной плотностью. Землетрясение, связанное с активизацией древних разломных зон при освобождении Балтийского щита от ледовой нагрузки, породило серию сейсмических волн. Последние вызывали сотрясения в водосодержащих неуплотненных осадках вследствие эффекта Рихтмайера-Мешкова, при котором массовые силы имеют не только чисто гравитационное, как в случае реализации неустойчивости Рэлея-Тейлора, но и инерционное происхождение [Ивашнев, 2011]. Эти сейсмические волны инициировали процессы прогибания синформ и роста разделяющих их пламенеvidных выступов. Верхний предельный уровень роста выступов маркируют их апикальные части, не затронутые эрозией. В понижениях появлялось пространство, в которое под действием гравитационных сил устремились подушковидные обособления (рис. 2, кв. Б-5–7). Часть из них перемещалась вниз по слабо наклонным поверхностям скольжения (рис. 2, кв. Б-9-12), в том числе образуя структуры сгущения типа «подушка в подушке», которые считаются надежными индикаторами сейсмитов [Van Loon, et al., 2020]. Далее горизонт с выступами, разделяющими их понижениями, и подушковидными образованиями захоронился алеврито-песчаными осадками прослая 5 (рис. 2, кв. В-1-12), однако вертикальные движения продолжились, на что указывают слепые дайки, нарушающие основание прослая 5; кровля этого прослая была впоследствии была размыта (рис. 3, а-а₁; рис. 5).

Закключение. В северо-западной части Онежской структуры, в пределах Пальеозерско-Койкарской зоны складчато-разрывных дислокаций изучен горизонт, содержащий разнообразные деформационные структуры перераспределения обводненных пластичных «мягких» алеврито-песчаных осадков, которые ранее относились к складкам оползания [Shelehova, et al., 2018].

Установлено, что спектр этих деформационных структур более широк: часть из них формировались *in situ*, испытывая только вертикальное перемещение, а часть структур, которые с определенной долей условности можно отнести к складкам оползания, претерпела также и горизонтальное перемещение в пространстве. Процесс формирования этого горизонта был кратковременным, но не одноактным, и завершился вскоре после потери осадками пластичности. Все деформационные структуры образуют парагенез, особенности строения которого отвечают таковым, установленным для горизонтов сейсмитов. Их формированию способствовало накопление осадков разной плотности, при этом более плотные (пески) перекрывали менее плотные (алевриты), создавая предпосылки

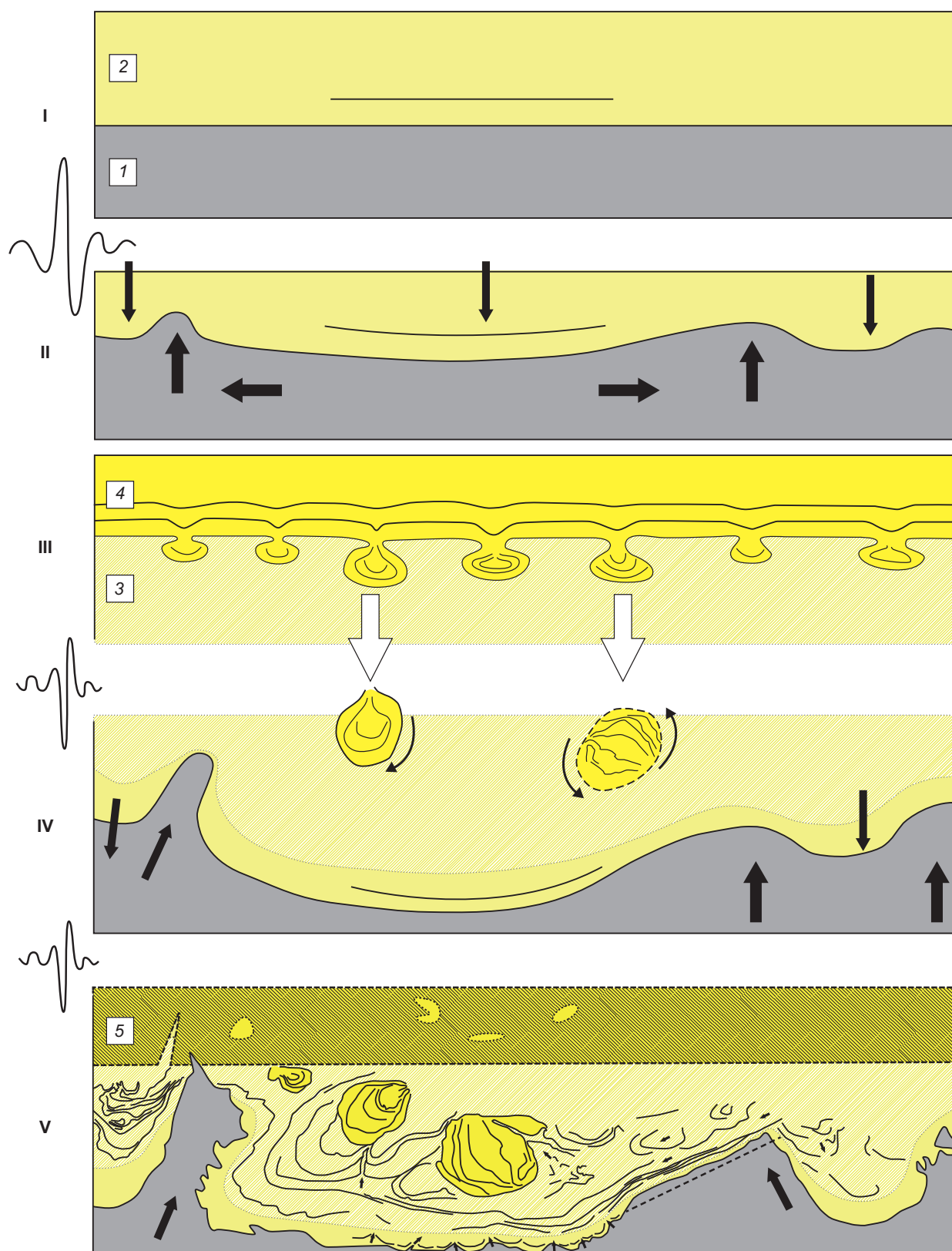


Рис. 5. Реконструируемый сейсмогенный механизм формирования горизонта с деформационными структурами. Римские цифры — стадии развития. Арабские цифры — последовательность формирования прослоев горизонта. I — стадия накопления прослоев 1 (алевриты) и 2 (пески), формирование неустойчивости Релея-Тейлора. Линией показано положение слояка «псевдоскорлуповатой» отдельностью; II — начальная стадия развития инверсии плотности, вызванная сейсмическим событием вследствие проявления эффекта Рихтмайера-Мешкова; III — стадия формирования прослоев 3 (вмещающих для песчаных «подушковидных» обособлений) и 4 (песчаный прослой, образовавший и сохранившийся в «подушковидных» обособлениях, по данным [Selley, 2000]); IV — стадия отрыва «подушковидных обособлений» вследствие афтершоков и перемещения их в освободившееся пространство; V — стадия формирования заполнения перекрывающего слоя, 5 содержащего редкие песчаными обособления (псевдонодули). Основание этого слоя протыкается апикальной частью выступа № III и слепыми дайками, что указывает на продолжающиеся вертикальные движения. Окончательное разобщение слоя с «псевдоскорлуповатой» отдельностью с выдавливанием разжиженного песчаного материала вверх, в промежутки между «скорлупками». Стрелками показано направление движения материала. Между римскими цифрами показаны реконструируемые эпизоды сейсмогенного воздействия — основного события и афтершоков

для нарушения равновесия. Наиболее приемлемым представляется сейсмогенный механизм, запускающий процессы перераспределения пластичных осадков вследствие проявления эффекта Рихтмайера-Мешкова, при котором границы сред с разной плотностью испытывают ускорение под воздействием проходящей ударной волны, а выявленные структуры, таким образом, следует интерпретировать как сейсмиты.

Благодарности. Авторы выражают благодарность к. г. н. О.А. Дружининой, д. г.-м. н. В.М. Маке-

еву и к. г.-м. н. М.Ю. Чудецкому за конструктивные замечания.

Финансирование. Исследования проведены в рамках госзаданий ГИН РАН, ИГЭ РАН, ИФЗ РАН, НИР «Динамика процессов осадочного породообразования (современного и в геологическом прошлом) в различных структурно-геологических условиях и их эволюция» и «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ивашнев О.Е. Механизм неустойчивости Рихтмайера-Мешкова // Механика жидкости и газа. 2011. № 4. С. 13–23.

Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С. О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Балтийского щита (Восточно-Европейская платформа) // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 11. С. 3–18.

Шполянская Н.А. Конвективная природа дислокаций в отложениях с пластовыми льдами на севере Западной Сибири // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1993. № 3. С. 94–103.

Belzyt S., Pisarska-Jamrozy M., Bitinas A., et al. Repetitive Late Pleistocene soft-sediment deformation by seismicity-induced liquefaction in north-western Lithuania // Sedimentology. 2021. V. 68, No. 7. P. 3033–3056.

Johnson H.D. Sedimentation and water-escape structures in some Late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway // Sedimentology. 1977. V. 24. P. 389–411.

Shelekhova T.S., Svetov S.A., Medvedev P.V. Trip to Girvas. Lateglacial–Interglacial transition: glaciotectionic, seismic activity, catastrophic hydrographic and landscape changes. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of Russian Academy of Science, 2018. P. 24–37.

Sims J.D. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California // Science. 1973. V. 182. P. 161–163.

Selley R. Applied Sedimentology. San Diego: Academic Press, 2000. 523 p.

Vandenbergh J. Cryoturbation structures // The Encyclopedia of Quaternary Science. 2013. P. 430–435.

Van Loon A.J., Pisarska-Jamrozy M., Woronko B. Sedimentological distinction in glacial sediments between load casts induced by periglacial processes from those induced by seismic shocks // Geol. Quart. 2020. V. 64, No. 3. P. 626–640.

Статья поступила в редакцию 07.02.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 564.53:551.763(470.6)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-25-29

НЕИЗУЧЕННЫЙ АММОНИТ “*AMMONITES BAERI* SIMONOVICH, BACEVICH ET SOROKIN, 1876” ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Евгений Юрьевич Барабошкин✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBabaroshkin@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

Аннотация. Сделаны находки аммонитов из верхнекампанских отложений типового местонахождения “*Ammonites Baeri* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876” в г. Ессентуки. Этот вид почти неизвестен в литературе из-за неопределенности признаков и отсутствия типового материала. Изучение найденных аммонитов позволяет отнести “*Ammonites Baeri*” к коньякско-маастрихтскому подроду *Hauericeras* (*Gardeniceras*).

Ключевые слова: аммонит, *Hauericeras* (*Gardeniceras*), верхний кампан, Северный Кавказ

Для цитирования: Барабошкин Е.Ю. Неизученный аммонит “*Ammonites Baeri* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876” из верхнемеловых отложений района Кавказских Минеральных Вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 25–29.

AN UNEXPLORED AMMONITE “*AMMONITES BAERI* SIMONOVICH, BACEVICH ET SOROKIN, 1876” FROM THE UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE CAUCASIAN MINERAL WATERS REGION

Evgeniy Yu. Baraboshkin✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBabaroshkin@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

Abstract. Ammonites have been found in the upper Campanian deposits of the type locality of “*Ammonites Baeri*” Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 in the city of Essentuki. This species is almost unknown in the literature due to the uncertainty of its features and the lack of type material. The study of the ammonites found allows us to classify “*Ammonites Baeri*” as belonging to the Coniacian-Maastrichtian subgenus *Hauericeras* (*Gardeniceras*).

Keywords: ammonite, *Hauericeras* (*Gardeniceras*), upper Campanian, Northern Caucasus

For citation: Baraboshkin E.Yu. An unexplored ammonite “*Ammonites Baeri* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876” from the Upper Cretaceous deposits of the Caucasian Mineral Waters region. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 25–29. (In Russ.).

Введение. В 1876 г. при изучении геологии «Пятигорского края» С. Симонович, Л. Бацевич и А. Сорокин опубликовали работу, в которой было описано несколько ископаемых форм, включая новые виды аммонитов [Симонович и др., 1876]. Об одной из таких форм автором сообщалось ранее [Барабошкин, 2024]. Еще один аммонит, “*Ammonites Baeri* Simonovich, Bacevich et Sorokin”, известен еще меньше предыдущего и в литературе почти не упоминается. Находка происходит из «сенонских» отложений на окраине г. Ессентуки, напротив слияния рек Большой Ессентучек (ранее р. Ессентуки) и Подкумка (рис. 1). Поскольку место находки определяется очень легко, то позже в том же самом месте А.А. Стоянов нашел несколько аналогичных аммонитов, один из которых был изображен в хорошем качестве [Стоянов, 1908]. При этом А.А. Стоянов не смог идентифицировать родовую принадлежность ввиду плохой сохранности и отсутствия лопастной линии. Это не вызывает удивления, поскольку яркие индивидуальные признаки у данного аммонита от-

сутствуют, а морфология раковины делает похожим его на множество других видов и родов. Поэтому к рассмотрению данной формы позже никто и не обращался. Упоминание названия “*Ammonites Baeri*” мы находим еще в работах [Каракаш, 1897; Михайлов, 1951], но, кроме собственно упоминания, никаких комментариев не приводится.

В 2024 г. автору в составе группы геологов Московского и Саратовского университетов, а также Геологического института РАН, проводившей комплексное изучение опорного разреза верхнего мела в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ), удалось посетить типовой разрез на правобережье р. Подкумок, ниже его слияния с р. Большой Ессентучек (рис. 1), и сделать несколько находок аммонитов, не отличимых от упомянутых [Симонович и др., 1876; Стоянов, 1908]. Разрез начинается от уреза воды и образует цоколь террасы на правом берегу. В нижней части (видимая мощность 4 м) он представлен чередованием серых более и менее глинистых мергелей, часто кальцисферовых, с примесью алевроитовых



Рис. 1. Место расположения разреза, из которого происходят находки аммонитов, включая типовой материал

зерен кварца и глауконита. В верхней части разреза (около 22 м) появляются характерные прослои белых алевритистых известняков (20–40 см), преимущественно кальцисферовых, с многочисленными норами *Spongliomorpha* в подошве, и *Zoophycos* в мергельных прослоях (рис. 2, А). Кровля толщи размыта и окремнена, выше залегают глинистые породы эльбурганской свиты палеоцена. По распространению наннопланктона *Broinsonia parca constricta*, *Broinsonia parca parca* и *Uniplanarius sissinghii* рассматриваемая толща отнесена М.А. Устиновой (ГИН РАН) к верхнему кампану, зона UC15d (CC22).

Аммониты встречаются во всем разрезе в виде отпечатков и расплюснутых ядер плохой сохранности (рис. 3, В–Д). Они многочисленны, но извлечь их из разреза, не повредив, достаточно сложно. Помимо “*Ammonites Baeri*” здесь встречено ядро представителя сем. *Desmoceratidae* von Zittel (рис. 3,

Е–Ж), фрагмента которого почти не деформирован и несет неотчетливые пупковые бугорки, а жилая камера расплюснута и заполнена ходами *Chondrites* isp. Кроме аммонитов в толще распространены редкие отпечатки иноцератов и мелкие морские ежи. Несколько экземпляров, извлеченных как из мергелей, так и из известняков, позволили прояснить систематическое положение “*Ammonites Baeri*” и отнести его к роду *Hauericeras* de Grossouvre.

Палеонтологическое описание. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Аркадьев, Богданова, 1997]. Коллекция хранится в Музее Землеведения МГУ, № 160.

Отряд Ammonoidea Zittel, 1884

Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889

Надсемейство Desmoceratoidea von Zittel, 1895

Семейство Desmoceratidae von Zittel, 1895



Рис. 2. Основание пачки чередования мергелей и известняков на правобережье р. Подкумок: А — общий вид разреза (фото автора); Б — отпечаток наиболее крупного *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* (Sim., Bac. et Sorok.), встреченного в этом интервале (фото П.А. Прошиной)

Подсемейство *Hauericeratinae* Matsumoto, 1938
Род *Hauericeras* de Grossouvre, 1894
Подрод *Hauericeras (Gardeniceras)* Matsumoto et Obata, 1955
Hauericeras (Gardeniceras) baeri (Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876)
Рис. 3, А-Б, В, Г, Д
1876 *Ammonites Baeri*: Симонович и др., с. 92, таб. IV, фиг. 3а, 3б.
1908 *Ammonites (?) Baeri*: Стоянов, с.129, табл. II, рис. 3.

Голотип по монотипии — образец, изображенный в работе [Симонович и др., 1876, с. 92, таб. IV, фиг. 3а, 3б]; здесь воспроизведен на рис. 3, А-Б — из «сенонских» (в настоящее время — верхнекампанских) отложений на окраине г. Ессентуки, напротив слияния рек Большой Ессентучек (ранее р. Ессентуки) и Подкумка. Место хранения неизвестно; вероятнее всего, что образец утерян.

Материал. 12 ядер аммонитов из типового местонахождения различной сохранности. Все экземпляры расплющены параллельно плоскости симметрии, но образцы из мергелей деформированы сильнее («в лист»), чем из известняков, что отражается на параметрах раковин. Поэтому приводимые размеры в разной степени искажены (см. таблицу).

Описание. Раковина мелкая, полуэволютная до почти эволютной, в зависимости от сохранности. Обороты перекрывают друг друга примерно на 10–25 %, в отличие от первичного описания [Симонович и др., 1876], на что обращал внимание А. Стоянов [Стоянов, 1908]. Диаметр раковины варьирует от 21 до 44 мм, максимальный диаметр около 70 мм (отпечаток на обнажении, рис. 2, Б). Жилая камера занимает около оборота, но ее начало различимо лишь в случае пиритизации фрагмокона. Умбиликальная стенка узкая, вертикальная, ее крутизна варьирует

Таблица
Размеры находок *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* (Sim., Bac., Sor.), мм

№	Д, максимальный диаметр	Ду, диаметр умбо	В, высота последнего оборота
160/1	30	13	11
160/2	33	13	12
160/3	44	16	15
160/3a	21	10	7
160/5	32	13	11
160/6	21	7	7
160/7	38	17	12
160/8	38	17	12
160/9	27	9	12
160/10	35	16	13
160/11	28	11	11

в зависимости от сохранности. Ширина умбо составляет 33–47 % диаметра раковины, в среднем около 41 %.

Примечательно, что десять экземпляров, измеренных в работе [Стоянов, 1908], демонстрируют такой же разброс значений, что и у наших образцов.

Боковые стороны плоские, сходящиеся к узкой заостренной вентральной стороне, но киль не наблюдается. В ряде случаев видно несколько большее заострение вентральной стороны, но при существующей степени деформации однозначно утверждать наличие выраженного кия невозможно. На обороте не наблюдается никакой орнаментации, за исключением очень редких (1–2 на оборот) очень слабых почти прямых пережимов. На последнем обороте самого крупного экземпляра (рис. 2, Б) замечен один

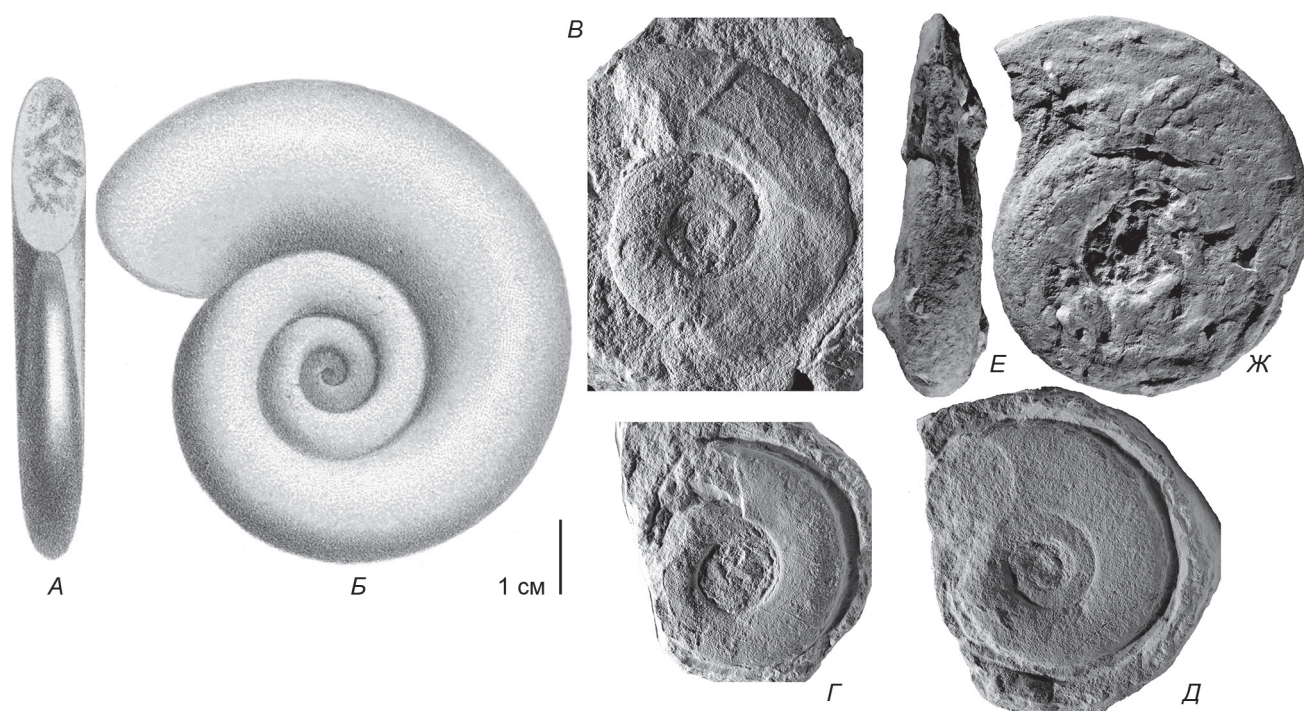


Рис. 3. *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* (Sim., Bac. et Sorok.). А, Б — голотип, вид: А — со стороны устья, Б — сбоку, по [Симонович и др., 1876, таб. IV, фиг. 3а, 3б соответственно]; В–Д — вид сбоку: В — обр. 160/1; Г — обр. 160/2; Д — обр. 160/3. Е–Ж — *Desmosceratidae* indet., обр. 160/4: Е — со стороны устья, Ж — сбоку. В — из известняков, Г–Ж — из мергелей. Образцы В–Д покрыты хлоридом аммония. Фото автора. Все изображения приведены к единому масштабу

изогнутый пережим. Лопастная линия не видна и не изучалась.

Обсуждение и сравнение. С. Симонович и др. [Симонович и др., 1876] сравнивали “*Ammonites Baeri*” с “*Ammonites Grasianus* d’Orb.” В современном понимании это *Neolissoceras grasianum* (d’Orb.), характеризующий валанжин-готеривские отложения разных регионов мира и встречающийся в том числе в Крыму и на Кавказе. Соответственно, к рассматриваемым отложениям он отношения не имеет. Н.П. Михайлов [Михайлов, 1951, с. 33] без всяких пояснений относил данную форму к *Lytoceras*.

По основным морфологическим признакам, различимым на наших образцах, и с учетом их нахождения в отложениях верхнего кампана, нам представляется, что “*Ammonites Baeri*” следует относить к роду *Hauericeras* de Grossouvre. В нем выделяют два подрода: *Hauericeras (Hauericeras)* de Grossouvre, 1894 и *Hauericeras (Gardeniceras)* Matsumoto et Obata, 1955, рассмотренные в многочисленных публикациях, в частности, в [Kennedy, Klinger, 2011]. У *Hauericeras (Gardeniceras)*, по сравнению с *Hauericeras s.s.*, отсутствуют внешние боковые и вентролатеральные бугорки, имеется киль, сперва полый, но затем заполняющийся карбонатом, в результате чего внутренний слепок фрагмокона имеет округлую вентральную сторону, а не резкий килеватый вентр [Kennedy, Klinger, 2011]. Кроме того, *Hauericeras (Hauericeras)* несколько более инволютные. На основе этих признаков мы относим “*Ammonites Baeri*” к подроду *Hauericeras (Gardeniceras)*.

Среди представителей рода, распространенных в верхнекампанском — нижнемасстрихтском интервале, наиболее близкими являются *Hauericeras (Gardeniceras) fayoli* de Grossouvre и *H. (G.) sulcatum* (Kner). От первого *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* отличается очень редкими и слабо выраженными пережимами, а от второго — ощутимо меньшими размерами, маленьким количеством прямых, а не изогнутых пережимов, и меньшей килеватостью вентра. Нельзя исключить, что *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* является какой-то родственной формой.

Еще одна близкая форма — это *Hauericeras (Gardeniceras) pseudoangustum* Collignon из нижнего кампана Мадагаскара. От него *H. (G.) baeri* отличается, пожалуй, только маленькими размерами и менее изогнутыми пережимами.

Распространение. Верхний кампан Северного Кавказа.

Заключение. Таким образом, сделанные нами находки аммонитов из типового местонахождения “*Ammonites Baeri*”, позволяют его отнести к подроду *Hauericeras (Gardeniceras)* и датировать их верхним кампаном на основе наннопланктона. Возможно, *Hauericeras (Gardeniceras) baeri* является родственной формой другим представителям данного подрода, *H. (G.) fayoli* de Grossouvre и *H. (G.) sulcatum* (Kner), однако пока доказать это сложно ввиду плохой сохранности нового материала.

Благодарности. Автор признателен своим коллегам из Саратовского и Московского университетов и Геологического института РАН, участвовавшим

в совместных работах, в особенности Е.С. Авенировой (МГУ) и П.А. Прошиной (ГИН РАН), передавших находки аммонитов, а также М.А. Устиновой (ГИН РАН) за определения наннопланктона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. (Ред.). Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.

Барабошкин Е.Ю. О малоизвестном аммоните *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 из верхнемеловых отложений Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 34–38.

Каракаш Н.И. Меловые отложения северного склона главного Кавказского хребта и их фауна. СПб.: Типогр. М.М. Стасюлевича, 1897. 207 с.

Михайлов Н.П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии (кампан, маастрихт) // Тр. ИГН. 1951. Вып. 129. Геол. серия. 142 с.

Симонович С., Бацевич Л., Сорокин А. Геологическое описание Пятигорского края, исследованного в 1875 году,

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/> на базе МГУ имени М.В. Ломоносова.

командированными с разрешения наместника кавказского С. Симоновичем и горными инженерами Л. Бацевичем и А. Сорокиным, с атласом. Изд. упр. горной частью на Кавказе и за Кавказом. Тифлис: тип. Гл. упр. наместника Кавказа // Мат. геол. Кавказа. 1876. Сер. 1. Кн. 6. 112 с.

Стоянов А.А. К геологии округа Пятигорских минеральных вод (Valanginien и Hauterivien в окрестностях Кисловодска) // Ежегод. геол. минерал. России. 1908. Т. 10. С. 113–145.

Kennedy W.J., Klinger H.C. Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subgenus *Hauericeras* (*Gardeniceras*) Matsumoto & Obata, 1955 // Palaeontol. Africana, 2011. Vol. 46. P. 43–58.

Статья поступила в редакцию 26.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.82:004.94+55(1-922.1/.2)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-30-38

ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО БАСЕЙНА

Максим Валерьевич Коротаев¹✉, Наталья Витальевна Правикова²,
Ксения Федоровна Алёшина³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru✉;
<https://orcid.org/0009-0007-4542-7787>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru;
<https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com;
<https://orcid.org/0009-0000-6261-4110>

Аннотация. Выполнено трехмерное моделирование истории формирования углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна. Построена и откалибрована по скважинным данным модель тепловой истории, оценена возможность и масштаб генерации углеводородов. Для оценки вероятных коллекторских толщ использованы данные седиментационного моделирования. Оценены области вероятного скопления углеводородов в коллекторах бассейна. Начало активной генерации апт-альбских нефтегазоматеринских толщ — палеоцен, сеномантуронских — эоцен, эоценовых нефтегазоматеринских толщ — конец олигоцена. Локализация и сохранность скоплений углеводородов сильно зависит от качества покрышек и конфигурации тел клиноформного комплекса.

Ключевые слова: Арктика, Чукотское море, трехмерная модель, углеводородные системы, термальная история, седиментация, моделирование

Для цитирования: Коротаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерная модель углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 30–38.

3D MODELING OF THE NORTH-CHUKCHI BASIN HYDROCARBON SYSTEMS

Maksim V. Korotaev¹✉, Natalya V. Pravikova², Kseniya F. Aleshina³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kfstartseva@gmail.com

Abstract. 3D modeling of the history of hydrocarbon systems formation in the North Chukchi Basin has been performed. A thermal history model has been constructed and calibrated using well data, and the possibility and scale of hydrocarbon generation have been estimated. Sedimentation modeling data have been used to estimate probable reservoir layers. The areas of probable hydrocarbon accumulation in the basin reservoirs have been estimated. The time of active generation of Cretaceous source rock is the Eocene, and of Eocene source is the Miocene-present. The localization and preservation of hydrocarbon fields significantly depend on the quality of the seals and the configuration of the clinoform complex bodies.

Keywords: Arctic, Chukchi Sea, 3D model, hydrocarbon system, thermal history, sedimentation, modeling

For citation: Korotaev M.V., Pravikova N.V., Aleshina K.F. 3D Modeling of Hydrocarbon Systems of North-Chukchi basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 30–38. (In Russ.).

Введение. На сегодняшний момент Арктический регион хорошо изучен сейсмическими методами, по Северо-Чукотскому бассейну существует достаточно большое количество данных и вариантов их интерпретации [Фрейман, 2019; Скарятин, 2020; Nikishin, et al., 2021; Никишин и др., 2022]. Целью данной работы является трехмерное моделирование углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна с учетом результатов седиментационного моделирования, и оценка возможной генерации и аккумуляции углеводородов в осадочном чехле северной части Чукотского моря.

Сейсмостратиграфия, хронология основных геологических событий, особенности формирования

осадочных комплексов в Северо-Чукотском бассейне разработаны достаточно детально [Фрейман, 2019; Скарятин, 2020; Nikishin, et al., 2021; Никишин и др., 2022]. В восточной части бассейна, на шельфе Аляски пробурены 10 глубоких скважин [Mineral..., 2006], с полным комплексом исследований. Авторами работы ранее выполнено двухмерное и трехмерное седиментационное моделирование, на основании результатов которого можно оценить количественные характеристики олигоцен-миоценовых коллекторских толщ [Коротаев и др., 2024b].

Ранее многие исследователи высоко оценивали нефтегазоносный потенциал Северо-Чукотского бассейна. Так, в работе [Ким и др., 2007] как наиболее



Рис. 1. Схема расположения области моделирования и скважин, использованных для калибровки тепловой модели. Красный контур — область моделирования, желтый прямоугольник — область построения трехмерной седиментационной модели, зеленые кружки — скважины на шельфе Аляски

перспективные рассматриваются бортовые части бассейна с сокращенной мощностью разреза и склоны Дромхедского прогиба. В работе [Скарятин и др., 2021] в качестве основных поисковых направлений указываются неструктурные ловушки литологического выклинивания в комплексах мелового-среднепалеоценового, эоцен-олигоценного и миоценового возраста. В работе [Peters, et al., 2010] было выполнено бассейновое моделирование континентального склона Аляски, рассчитана генерация триасовых нефтематеринских пород и рассмотрены факторы, влияющие на формирование месторождений на северном склоне Аляски. В работе [Bird, et al., 2008] оценен генерационный потенциал меловых и палеогеновых пород для бассейнов Чукотского плато. В работе [Малышев и др., 2010] на основе бассейнового моделирования предполагаются газовые скопления в мел-палеогеновых отложениях в депоцентре и на бортах Северо-Чукотского прогиба. Авторами [Коротаев и др., 2024a] выполнено трехмерное моделирование Южно-Чукотского бассейна и показана возможность генерации в меловых и палеогеновых толщах, оценены области вероятной аккумуляции УВ.

Авторы построили модель углеводородных систем регионального уровня, которая позволяет оценить возможность их функционирования, выявить временные соотношения их развития и критические моменты. Данная модель может являться базовой для планирования перспективных областей более детальных работ.

Материалы и методы. Северо-Чукотский бассейн (рис. 1) является одним из наиболее глубоких в Арктическом регионе, мощность осадков достигает по разным оценкам от 14–16 [Вержбицкий и др., 2012] до 20–22 км [Яшин, Ким, 2007]. Бассейн подстилается, вероятно, гипер-растянутой континентальной корой [Kashubin, et al., 2018; Petrov and Smelror, 2021; Nikishin, et al., 2021]. Время образования бассейна — апт – альб [Никишин и др., 2022].

Для Северо-Чукотского бассейна (рис. 2) можно выделить несколько сейсмокомплексов [Nikishin, et al., 2021; Никишин и др., 2022].

1. Нижний синрифтовый сейсмокомплекс выделяется только на отдельных сейсмических профилях и представлен отложениями заполнения полуграбенных и сейсмокомплексами, сходными с SDR (Sea Deepward Reflectors, отражения с наклоном в сторону бассейна). Диапазон возрастов сейсмокомплекса 125–100 млн лет, его образование происходило синхронно с раскрытием области поднятия Менделеева.

2. Пострифтовый комплекс характеризуется горизонтальным залеганием слоев. В центральной части Северо-Чукотского бассейна пострифтовые отложения залегают непосредственно на породах акустического фундамента. В составе комплекса выделяется пакет ярких рефлекторов (HARS-2, high-amplitude reflection sequence-2, высокоамплитудная секвенция рефлекторов). Кровлей нижнего пострифтового комплекса является основание нижнего клиноформного комплекса (65 млн лет).

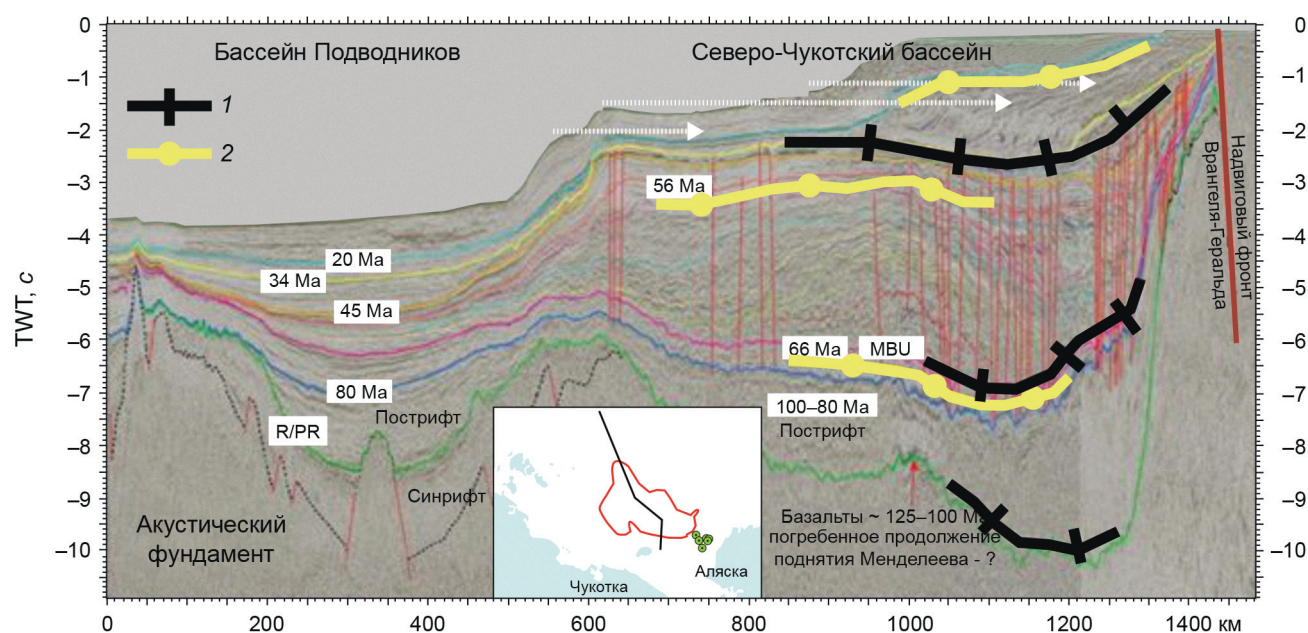


Рис. 2. Интерпретация композитного сейсмического профиля, пересекающего Северо-Чукотский бассейн [Никишин и др., 2021]. Схематично показаны уровни нефтематеринских пород (1) и коллекторов (2) по [Скарятин и др., 2121], с изменениями, использованных в модели. На врезке — положение разреза

3. Нижний клиноформный комплекс хорошо выделяется на многих сейсмических профилях как непрерывная клиноформная последовательность. Начало формирования клиноформного комплекса связывается с воздыманием территории современной Аляски и других соседних регионов в ходе Средне-Брукского орогенеза. Между нижним и верхним клиноформными комплексами выделяется отчетливая граница, отвечающая главной трансгрессивной поверхности, вероятно, связанной с кратковременным этапом быстрого погружения. Она соответствует границе HARS-1, выделяемой в бассейне Подводников с возрастом 45 млн лет.

4. Верхний клиноформный комплекс характеризуется отчетливой проградацией клиноформ в направлении более глубоководной части моря. Его верхней границей является горизонт с возрастом 20 млн лет. Верхний клиноформный комплекс начал формироваться в начале олигоцена, и в его составе можно выделить два разноориентированных комплекса: Аляскинкой на востоке и Колымский на западе. Предположительно, источником материала Аляскинского комплекса послужил хр. Брукса на Аляске, где в это время происходило активное воздымание [Craddock, et al., 2018; Moore, Vox, 2016].

5. Верхний комплекс без типичных клиноформ.

Методика моделирования. Моделирование углеводородной системы Северо-Чукотского бассейна проводилось в программном пакете МОБиУС (ООО «Лаборатория геологии») (SBmG), Москва по стандартной методике [Ершов, 1999], включающей следующие этапы.

1. Определение элементов углеводородной системы.

2. Создание трехмерной структурной модели. Задание элементов углеводородной системы в трехмерной модели (литологические свойства, свойства нефтегазоматеринских толщ, коллекторов, покрышек, разломы и их характеристики и т. д.).

3. Одномерное моделирование по скважинам. Расчет истории погружения. Расчет тепловой истории. Калибровка тепловой модели по данным температур и витринита по скважинам и определение граничных условий модели.

4. Трехмерное моделирование истории погружения, тепловой истории и истории генерации углеводородов. Моделирование миграции и аккумуляции углеводородов.

5. Калибровка результатов трехмерного моделирования по известным месторождениям или проявлениям углеводородов. Оценка ресурсов. Оценка рисков.

В дополнение к классической методике моделирования авторами для прогноза фильтрационно-емкостных свойств коллекторов в клиноформных толщах было выполнено трехмерное седиментационное моделирование. Более подробно методика и результаты моделирования описаны в [Коротаев и др., 2024b]. В данной работе по результатам моделирования построены карты мощности коллектора, пористости и доли коллекторов в общем разрезе. Они были использованы для моделирования миграции и аккумуляции углеводородов (УВ).

Общая схема процесса моделирования приведена на рис. 3.

Обобщенная трехмерная структурная модель для трехмерной модели углеводородных систем была построена авторами на основе карты поверхности

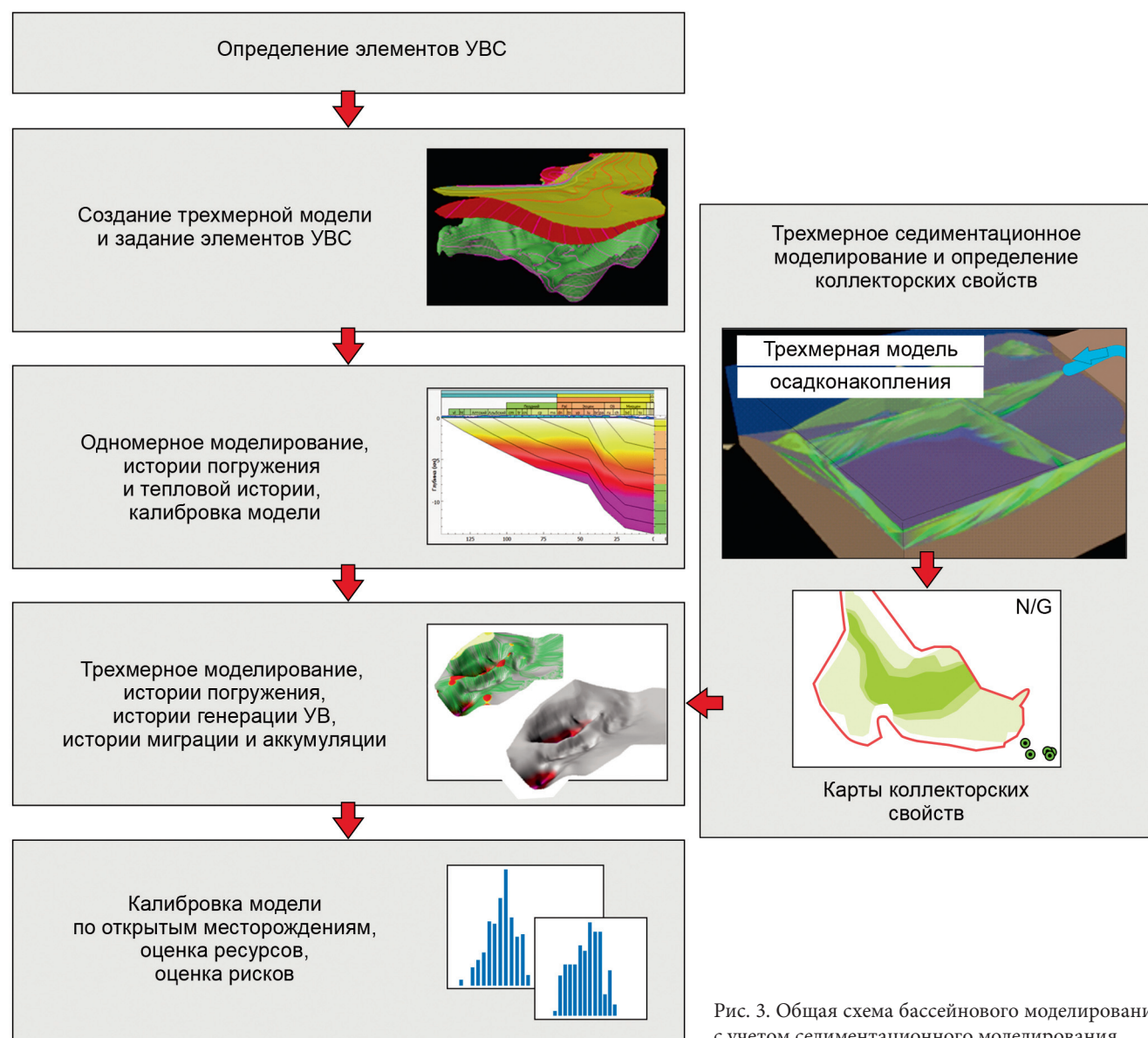


Рис. 3. Общая схема бассейнового моделирования с учетом седиментационного моделирования

акустического фундамента [Никишин и др., 2022] и результатам интерпретации региональных профилей, выполненных авторами. Структурная модель сконвертирована из временного домена в глубинный при помощи скоростного закона по скважинам на шельфе Аляски [Mineral..., 2006]. При моделировании истории погружения для этапов формирования клиноформных комплексов были использованы карты палеоглубин, построенные на основе положения бровки шельфа на этапы накопления клиноформ [Фрейман и др., 2019, Скарятин и др., 2021], геометрии клиноформ и результатам седиментационного моделирования [Кортаев и др., 2024b].

Элементы углеводородной системы Северо-Чукотского бассейна. Нефтегазоматеринские толщи (НГМТ). В осадочном чехле Северо-Чукотского бассейна различными авторами предполагаются следующие нефтегазоматеринские породы.

1. Потенциально нефте- и газоматеринскими могут являться углисто-глинистые породы барре-

ма [Ким и др., 2007; Tolson, 1987, Bird et al, 2008]. Гумусовое органическое вещество, содержание органического вещества 1,6–5,4 %. В нашей модели барремские отложения не входят в состав осадочного чехла.

2. Углисто-глинистые породы апта — альба также могут быть нефте- и газоматеринскими [Ким и др., 2007; Tolson, 1987, Bird et al, 2008]. Гумусовое органическое вещество, содержание органического вещества 0,6–1,4 %.

3. Сеноман-туронские глинистые отложения могут быть перспективными как нефте-газоматеринские [Скарятин и др., 2021].

4. Эоцен. Присутствуют слои Azolla, обогащенные органическим веществом [Bird, 2008; Скарятин и др., 2021], содержание органического вещества до 5 % [Vujak, 2007].

5. Миоцен. Потенциальные нефтегазоматеринские породы в миоценовом сейсмокомплексе [Скарятин и др., 2021].

Нефтематеринские породы триасового и юрского возраста являются доказанными бурением в бассейне Колвилл на севере Аляски [Ким и др., 2007, Skaryatin, et al., 2022, Peters, 2010]. В Северо-Чукотском бассейне они находятся в фундаменте и не принимали участия в функционировании углеводородной системы.

В модели учтены четыре потенциальных НГМТ в чехле бассейна: апт-альбская, сеноман-туронская, эоценовая и миоценовая. Содержание органического вещества в апт-альбской НГМТ составляет 1,4% [Ким и др., 2007; Tolson, 1987, Bird et al, 2008], в эоценовой [Bujak, 2007] $C_{орг}=5\%$. Для остальных НГМТ по аналогии принята наиболее оптимистическая оценка $C_{орг}=5\%$. Тип керогена — II (сеноман-турон) [Скарятин и др., 2021] и III (все остальные НГМТ) [Ким и др., 2007; Tolson, 1987, Bird et al, 2008, Bujak, 2007].

Мощность эоценовой НГМТ — 20 м [Bujak, 2007], мощность остальных НГМТ для модели условно задана как 100 м, для оценки времени и интенсивности нефтегенерации. При дальнейшей детализации модели она может быть легко скорректирована.

Коллекторы. В регионе нет глубоких скважин, положение возможных коллекторов предполагается по результатам бурения на шельфе Аляски [Mineral..., 2006] и секвенс-стратиграфическому анализу сейсмических данных [Скарятин и др., 2021].

1. Меловые-раннепалеоценовые коллекторы. В скважинах Porcupine-1, Klondike-1 и Crackerjack-1 вскрыты мощные песчаники альбского и датско-зеландского возраста с пористостью 28–32% и проницаемостью 63–500 мД [Mineral..., 2006]. Аналогичные песчаники, а также конусы выноса ожидаются в нижнемеловой части разреза Северо-Чукотского бассейна [Скарятин и др., 2021].

2. В отложениях среднеэоцен-олигоценового комплекса ожидаются дельтовые песчаники вблизи кромки клиноформ [Скарятин и др., 2021]. Среднеэоцен-олигоценовый комплекс может содержать песчаные коллекторы различного генезиса, их аналоги являются коллекторскими толщами на месторождениях в бассейне Бофорта-Маккензи [Скарятин и др., 2021].

3. Песчаные коллекторы тела прогнозируются в составе клинометаморфизма и конусов выноса в миоценовых отложениях (верхняя часть верхнего клиноформного комплекса) [Скарятин и др., 2021].

По результатам седиментационного моделирования (рис. 4, В) самого молодого из описанных выше, миоценового, верхнего клиноформного комплекса (Аляскинский комплекс) [Коротаев и др., 2024b] построены обобщенные карты пористости коллекторов и соотношения коллектор/неколлектор (N/G) (рис. 4, Г). Результаты моделирования были экстраполированы на восточную часть бассейна (Колымский комплекс) с учетом данных о положении бровки шельфа в эоцене и олигоцене [Фрейман и др., 2019; Скарятин и др., 2021].

В модели углеводородных систем были использованы все три уровня коллекторских толщ: меловая-раннепалеоценовая, среднеэоцен-олигоценовая и миоценовая. Мел-раннепалеоценовые и среднеэоцен-олигоценовые коллекторы были распространены на восточную часть бассейна с учетом положения бровки шельфа [Фрейман и др., 2019; Скарятин и др., 2021]. Схемы распространения коллекторов приведены на рис. 4.

Покрышки. Как покрышки в регионе могут рассматриваться отложения трансгрессивных трактов в мел-раннепалеоценовом, среднеэоцен-олигоценовом и миоценовом комплексах [Скарятин и др., 2021].

Результаты моделирования и обсуждение. Перед расчетом трехмерной модели было выполнено одномерное моделирование и калибровка модели по данным реальных скважин. Тепловая модель была откалибрована авторами по скважинам Crackerjack-1, Clondike-1 и Diamond-1 на шельфе Аляски [Коротаев и др., 2024a]. Результаты калибровки показали хорошую сходимость рассчитанной тепловой истории и скважинных данных и позволили определить граничные условия модели.

Граничные условия модели. Граничными условиями модели, определяющими тепловую историю региона, являются среднегодовые температуры, тепловой поток в основании литосферы, моменты и величина растяжения при рифтогенезе.

При калибровке задан этап рифтогенеза в апт-альбе (121–109 млн лет) продолжительностью 12 млн лет, коэффициент растяжения 1,1. Среднегодовые температуры для апта и позднего мела 8 °C [Scotese, Moore, 2014]. Среднегодовые температуры для палеоцена-эоцена (10–12 °) и уменьшаются с олигоцена до настоящего времени до (0... –4 °) [Planke, et al., 2021; Westerhold, et al., 2020; Никишин и др., 2022]. По результатам калибровки тепловой поток в основании литосферы в момент рифтогенеза и образования бассейна 60 мВт/м², впоследствии при пострифтовом остывании он снижается до 40 мВт/м².

Результаты трехмерного моделирования генерации и аккумуляции углеводородов приведены на рис. 5 и 6. Время активной генерации в различных нефтегазоматеринских толщах наиболее наглядно можно оценить по графикам показателя отражения витринита и степени трансформации органического вещества по разрезу псевдоскважины, экстрагированной из трехмерной модели для наиболее погруженной части Северо-Чукотского бассейна (рис. 5). Видно, что для апт-альбских НГМТ начало генерации — палеоцен, для сеноман-туронских — эоцен, для эоценовых — конец олигоцена. На настоящий момент меловые нефтематеринские породы выработали свой потенциал, для эоценовых пород коэффициент преобразования составляет 0,3. Потенциальные нефтегазоматеринские миоценовые породы являются незрелыми на настоящий момент.

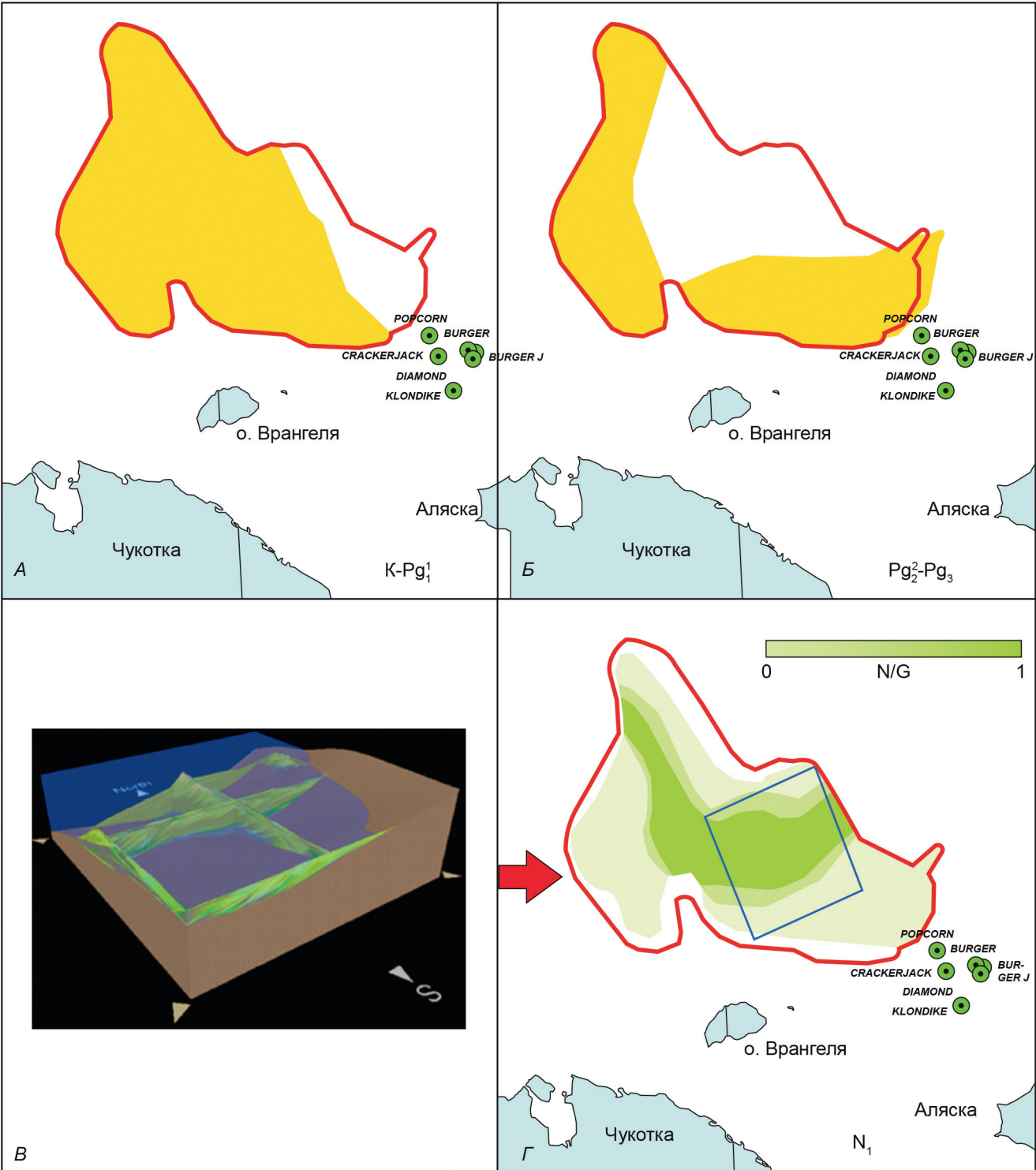


Рис. 4. Карты распространения коллекторов, использованных в модели трехмерного моделирования осадконакопления в Северо-Чукотском бассейне. Красный контур — область моделирования, зеленые кружки — скважины. А, Б — область распространения коллекторов мела-раннего палеоцена и среднего эоцена-олигоцена (желтый цвет); В — общий вид трехмерной седиментационной модели и распространение клиноформных тел, область построения модели показана прямоугольником: Г — карта доли коллекторов в разрезе (N/G) для миоценового коллектора по результатам моделирования

История генерации УВ, миграции и аккумуляции на ключевые моменты показана на рис. 6. Так, на начало олигоцена все меловые свиты активно генерируют УВ, меловой-раннепалеоценовый коллектор заполнен УВ, начинается генерация в эоценовой НГМТ. В начале миоцена меловые нефтематеринские породы практически закончили генерацию, она про-

должается только в краевых частях бассейна, идет активная генерация в эоценовой НГМТ, заполнен среднеэоцен-олигоценовый коллектор. На настоящий момент продолжается генерация в эоценовой НГМТ, активная генерация в миоценовых породах так и не началась, миоценовые коллекторы (верхний клиноформный комплекс) заполняются только при

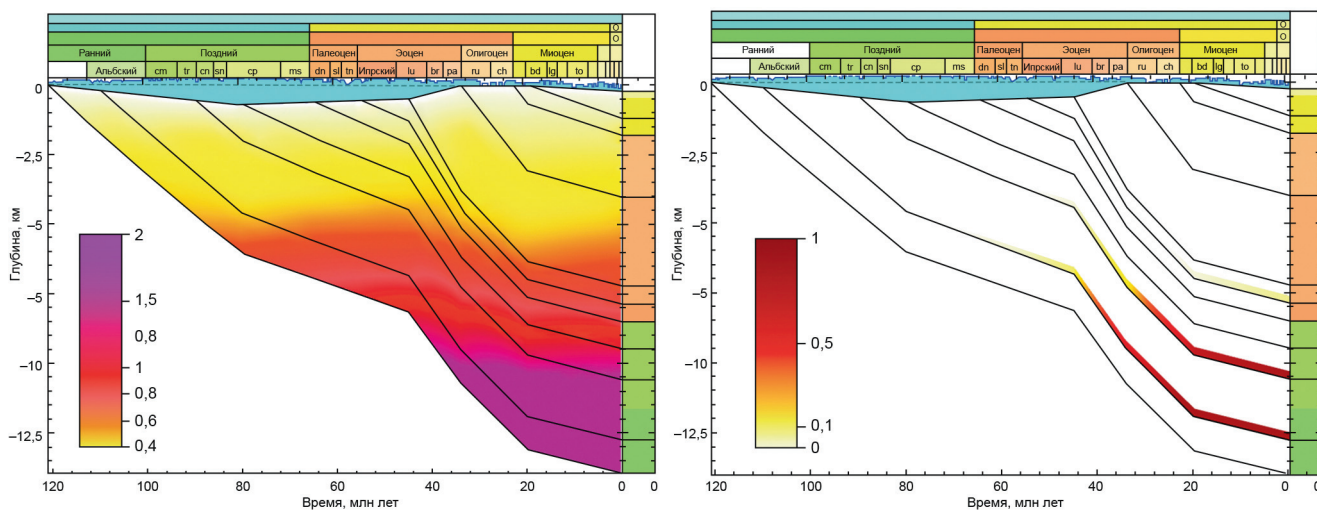


Рис. 5. Моделирование тепловой истории и истории генерации УВ по псевдоскважине в восточной части Северо-Чукотского бассейна. Показаны зрелость органического вещества, выраженная в показателе отражения витринита, % (слева) и степень преобразования органического вещества, д.е. (TR) (справа)

условии перетоков из нижележащего среднеэоцен-олигоценового коллектора.

Таким образом, критический момент (наличие генерации, коллектора и покрывки) для мел-раннепалеоценовой углеводородной системы достигнут в эоцене. Среднеэоцен-олигоценовый коллектор активно заполняется нижележащей НГМТ, начиная с олигоцена. Миоценовый коллектор не имеет запитывающих его расположенных рядом пород и может быть запитан только при перетоке из нижележащего среднеэоцен-олигоценового коллектора.

Для региональной модели миграции и аккумуляции углеводородов мел-раннепалеоценовый и среднеэоцен-олигоценовый коллекторы заданы единым слоем без вариаций по фильтрационно-емкостным свойствам. Такая модель позволяет оценить общие закономерности миграции и области аккумуляции, но не положение конкретных месторождений. Отдельные структуры, заполненные углеводородами, видимые на модели, соответствуют структурным поднятиям, заполненным при наличии «идеального» коллектора. Они, вероятно, исчезнут при использовании детальных карт положения коллекторов. Аналогично, покрывки заданы единой региональной покрывкой, обеспечивающей «идеальные» условия аккумуляции. Таким образом, региональная модель дает максимально оптимистическую оценку процессов миграции и аккумуляции. Для более точного прогноза необходимы детальные карты положения коллекторов и покрывок относительно крупного масштаба по результатам детальной сейсмической интерпретации.

К сожалению, модель регионального уровня в местах, не изученных бурением, не позволяет провести калибровку по открытым месторождениям и выполнить корректную оценку ресурсов. Наша

модель показывает вероятность функционирования нефтегазовых систем, время наступления их критического момента и вероятные направления миграции и аккумуляции УВ.

Выводы. 1. Выполнено трехмерное моделирование углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна с учетом данных седиментационного моделирования.

2. Определено вероятное время начала и пика активной генерации УВ в потенциальных нефтегазоматеринских породах. Для апт-альбской НГМТ начало генерации — палеоцен, для сеноман-туронской — эоцен, для эоценовой — конец олигоцена. На настоящий момент меловые нефтематеринские породы выработали свой потенциал, для эоценовых пород степень преобразования на настоящий момент составляет 0,3.

3. Выполнена оценка миграции и аккумуляции УВ. Наиболее вероятны скопления УВ в коллекторах верхнего мела-палеоцена и эоцена-раннего олигоцена. Степень и локализация скоплений УВ в клиноформных комплексах кайнозоя сильно зависит от качества покрывок и перетоков между коллекторами.

4. Построенная трехмерная модель может служить основой более детальной модели. Для более корректной оценки областей вероятной аккумуляции УВ необходимы детальные структурные карты и карты точного положения клиноформных тел.

Благодарности. Авторы благодарят ООО «Лаборатория геологии» за предоставленное для научных и образовательных целей ПО «МОБиУС», а также И.С. Патину и М.А. Большакову за прочтение первичной версии статьи и конструктивные замечания.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00020, <https://rscf.ru/project/24-17-00020/>.

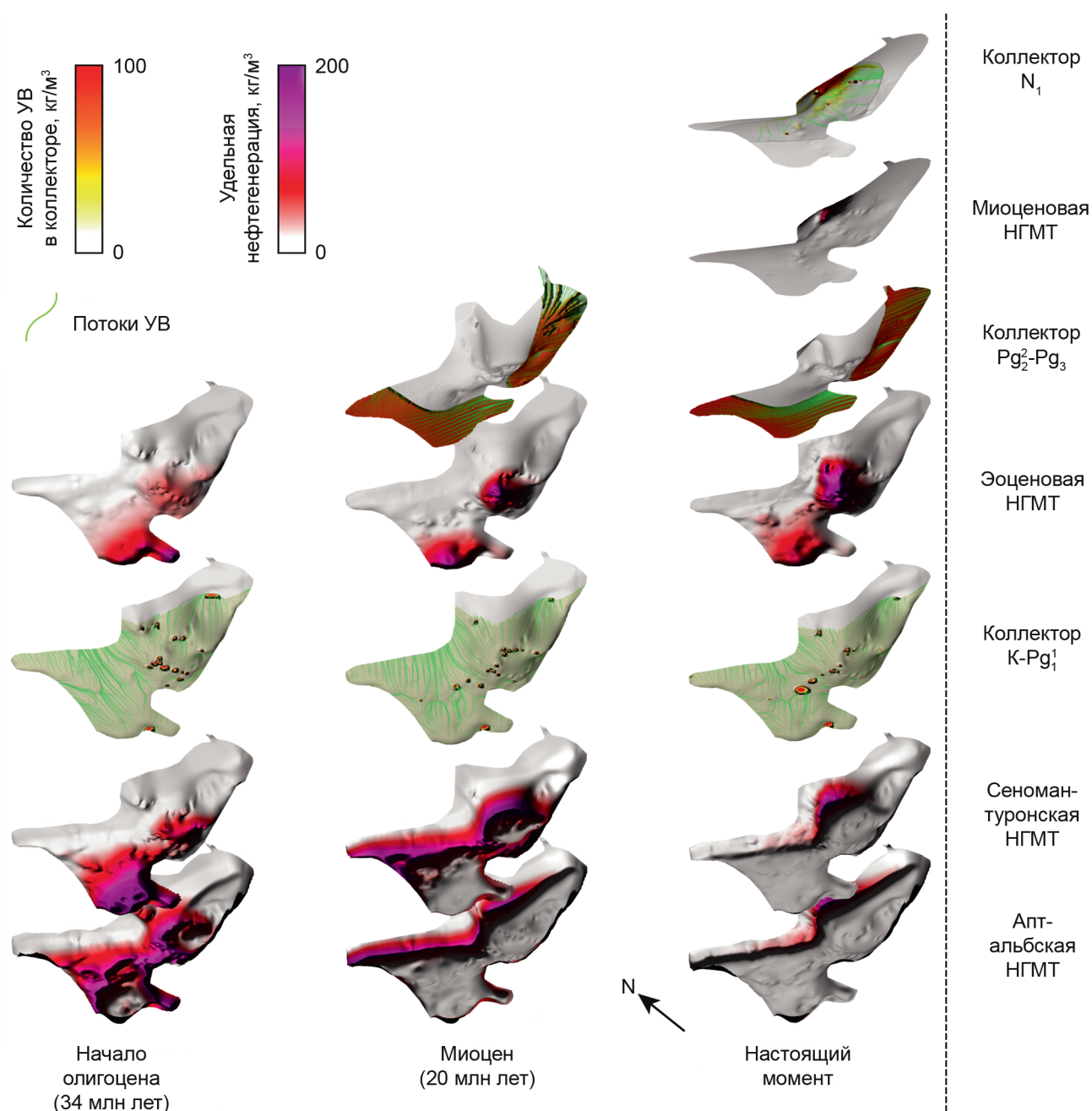


Рис. 6. Модель эволюции УВ систем Северо-Чукотского бассейна на начало олигоцена, миоцен и настоящий момент. Показаны генерация УВ в нефтегазоматеринских толщах, удельное количество УВ в коллекторе и потоки миграции УВ. Контур модели показан на рис. 1

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вержбицкий В.Е., Малышева С.В., Соколов С.Д. и др. Проблемы тектоники и углеводородный потенциал российского сектора Чукотского моря // Нефтяное хозяйство. 2012. № 12. С. 8–13.

Ершов А.В. Методы математического моделирования осадочных бассейнов // Никишин А.М., Ершов А.В., Копяевич Л.Ф. и др. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов МПР РФ, ЦРГЦ. М.: Геокарт, 1999. С. 175–300.

Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. и др. Нефтегеологическое районирование шельфа восточно-арктических морей России и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 49–58.

Кортаев М.В., Правикова Н.В., Никишин А.М. Трехмерная модель тепловой истории Южно-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024а. № 5. С. 51–57.

Кортаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерное моделирование осадконакопления клиноформных комплексов Северо-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024б. № 6. С. 92–99.

Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2010. № 1. С. 20–28.

Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника

Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022. 156 с.

Скарятин М.В., Ставицкая В.Н., Мазаева И.В. и др. Применение результатов анализа траектории кромки клиноформ в пространстве для прогноза перспектив нефтегазоносности осадочного чехла Северо-Чукотского мегапрогиба // Нефтяное хозяйство. 2021. № 2. С. 40–45.

Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история северо-чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 11–19.

Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25–29.

Bird K.J., Houseknecht D.W., Pitman J.K. Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the Hope Basin Province chap. D of Moore, T.E., and Gautier, D.L., eds., The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal: U.S. Geological Survey Professional Paper No.1824, <https://doi.org/10.3133/pp1824D>

Bujak J.P. The Azolla Story: Climate change and Arctic hydrocarbons // GEO ExPro. 2007. Vol. 9. P. 56–72.

Craddock W.H., Houseknecht D.W. Cretaceous-Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska// AAPG Bulletin. 2016. V. 100. No. 1. P. 63–100.

Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M., et al. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment — Arctic-2012 // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 107–122.

Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary, 2006 Assessment — Alaska Region, Seismic Framework, US Chukchi Shelf 13, <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.HTM>.

Moore T., Box S. Age, distribution and style of deformation in Alaska north of 60°N: Implications for assembly of Alaska // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 133–170.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // Earth — Sci. Rev. 2021. 217. 103559.

Peters K., Schenk O., Bird K. Timing of Petroleum System Events Controls Accumulations on the North Slope, Alaska // AAPG International Conference and Exhibition, Calgary, Alberta, Canada, September 12–15, 2010, Search and Discovery Article #30145

Petrov O.V., Smelror M. (eds.). Tectonics of the Arctic. Springer, 2021. 208 p.

Planke S., Berndt C., Alvarez Zarikian C.A. Expedition 396 Scientific Prospectus: Mid-Norwegian Continental Margin Magmatism. International Ocean Discovery Program. 2021. <https://doi.org/10.14379/iodp.sp.396.2021>

Skaryatin M.V., Bulgakova E.A., Verzhbitskiy V.E., et al. South Chukchi–Hope Composite Tectono-Sedimentary Element, Chukchi Sea // Geological Society. London, Memoirs. 2022. 57 (1). <https://doi.org/10.1144/M57-2019-14>

Scotese Ch., Moore Th. (2014). Atlas of Phanerozoic Temperatures (Mollweide Projection), Volumes 1-6, PALEOMAP Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. DOI: 10.13140/2.1.4904.6086.

Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope basin, Southern Chukchi Sea, Alaska // D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder, eds. Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science. Series 6. 1987. P. 59–71.

Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., et al. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. 2020. 369(6509): 1383–1387.

Статья поступила в редакцию 13.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 551.763.3(571.1)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-39-51

О ПЕРВОЙ НАХОДКЕ ИЗВЕСТКОВОГО НАННОПЛАНКТОНА В НИЖНЕБЕРЕЗОВСКОЙ ПОДСВИТЕ (ВЕРХНИЙ МЕЛ, КОНЬЯК-КАМПАНИ) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мария Алексеевна Устинова^{1✉}, Валентина Сергеевна Вишневская²,
Владимир Аркадьевич Маринов³, Анастасия Сергеевна Овчинникова⁴,
Елена Александровна Жегалло⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; ustinova_masha@mail.ru ✉, <http://orcid.org/0000-0003-3732-4183>

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; valentina.vishnaa@mail.ru

³ Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия; VAMarinov@tnnc.rosneft.ru

⁴ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия; asovchinnikova3@tnnc.rosneft.ru

⁵ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; ezheg@paleo.ru

Аннотация. В керне нижнеберезовской подсвиты из скважины Русская 5_05 на глубине 674,8 м в опоконных глинисто-кремнистых алевролитах впервые обнаружен наннопланктон. Присутствие *Arkhangelskiella cymbiformis* позволяет сделать заключение, что возраст вмещающих отложений не древнее позднего сantonа, а возрастной интервал может быть определен как верхи сantonа-кампан-маастрихтский. Радиоляриевый комплекс указывает на кампанский возраст. Состав фораминифер типичен для верхней части нижнеберезовского подгоризонта.

Ключевые слова: микрофауна, фораминиферы, радиолярии, наннопланктон, Омско-Гыданский район, березовский горизонт

Для цитирования: Устинова М.А., Вишневская В.С., Маринов В.А., Овчинникова А.С., Жегалло Е.А. О первой находке известкового наннопланктона в нижнеберезовской подсвите (верхний мел, коньяк-кампан) Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 39–51.

THE FIRST DISCOVERY OF CALCAREOUS NANNOPLANKTON IN THE LOWER BEREZOVO SUB-FORMATION (UPPER CRETACEOUS, CONIACIAN-CAMPANIAN STAGES) OF WESTERN SIBERIA

Mariya A. Ustinova^{1✉}, Valentina S. Vishnevskaya², Vladimir A. Marinov³,
Anastasiya S. Ovchinnikova⁴, Elena A. Zhegallo⁵

¹ Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ustinova_masha@mail.ru ✉

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; valentina.vishnaa@mail.ru

³ Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia; VAMarinov@tnnc.rosneft.ru

⁴ Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia; asovchinnikova3@tnnc.rosneft.ru

⁵ Borisjyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia; ezheg@paleo.ru

Abstract. Nannoplankton was first discovered in the core of the Lower Berezovo subformation from the Russian 5_05 well at a depth of 674.8 m in flaky clay-siliceous siltstones. The presence of *Arkhangelskiella cymbiformis* suggests that the age of the host sediments is not older than the Late Santonian, and the age range can be defined as Upper Santonian-Campanian-Maastrichtian Stage. The radiolarian complex indicates the Campanian Age. The composition of foraminifera is typical for the upper part of the Lower Berezovo subhorizon.

Keywords: microfauna, foraminifera, radiolarians, nannoplankton, Omsko-Gydan district, Berezovo horizon

For citation: Ustinova M.A., Vishnevskaya V.S., Marinov V.A., Ovchinnikova A.S., Zhegallo E.A. On the first discovery of calcareous nannoplankton in the Lower Berezovo sub-formation (Upper Cretaceous, Coniacian-Campanian Stages) of Western Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 39–51. (In Russ.).

Введение. История исследований верхнемеловой кремнистой толщи Западной Сибири началась с изучения разреза на реке Северная Сосьва Е.С. Федоровым [1889]. Во внутренних районах Западной Сибири кремнистая толща, получившая название березовского горизонта [Ростовцев, 1955], была прослежена по данным опорного бурения.

Горизонт подразделяется на два подгоризонта, верхний и нижний, которые имеют очень близкий литологический состав. Разделяющая подгоризонты пачка кремнистых глин, хэяхинская или НБ1, имеет уникальные физические свойства и является хорошим сейсмоотражающим горизонтом, что позволяет уверенно опознавать ее на территории всего региона

[Кудаманов и др., 2019]. Представления о стратиграфическом положении толщи оставались до последнего времени стабильными. Нижний подгоризонт рассматривался в объеме верхов турона — нижнего сантона включительно [Решения..., 1961], верхов турона — сантона целиком [Решения..., 1969], конька, без самой нижней его части, и сантона [Решение..., 1991]. Верхний подгоризонт сопоставлялся с верхним сантоном и кампаном [Решение..., 1961], с кампанским ярусом без самых верхних его слоев [Решения..., 1969; Решение..., 1991]. Подробно история изучения кремнистой толщи рассмотрена ранее [Маринов и др., 2022]. В березовской свите и ее стратиграфических аналогах на территории Западной Сибири макрофауна представлена преимущественно двусторчатными моллюсками вида *Oxytoma tenuicostata* (Roemer), имеющего широкое стратиграфическое распространение. Комплексы радиолярий, представленные преимущественно отрядом *Spermellaria* бедны, а фораминиферы — это существенно эндемичные виды с агглютинированной раковиной [Вишневская и др., 2023]. Важно отметить, что сохранность радиолярий с восточного фланга Западной Сибири как правило плохая, населярии представлены единичными экземплярами или не наблюдаются совсем, но радиолярии встречаются вместе с фораминиферами, в то время как сохранность радиолярий с западного фланга Западной Сибири всегда хорошая и прекрасная, но сопутствующая микрофауна отсутствует.

Первые находки аммонитов рода *Rhaeboceras*, распространенных в терминальном кампане [Маринов, Соболев, 2006], в отложениях, сопоставляемых с верхами нижеберезовской подсвиты, позволили предположить принадлежность верхней части нижеберезовского подгоризонта к кампанскому ярусу. Комплексное изучение с помощью независимых стратиграфических методов (анализ данных коротко- и среднетермических исследований, хемотратиграфии, магнитостратиграфии), а также новые находки ортостратиграфических групп фауны [Маринов и др., 2022] существенно уточнили строение березовского горизонта. Установлено, что верхний подгоризонт относится к маастрихту и представляет собой сложное переслаивание глинисто-алевритовых пород с кремнистым и карбонатным цементом. Нижний подгоризонт состоит из четырех пачек глин и алевритов, в различной степени обогащенных аморфным кремнеземом, имеющих региональное распространение. Две верхние пачки (НБ1 и НБ2) (рис. 1) представляют собой чередование кремнистых алевритово-глинистых отложений. Для пачки НБ1 характерно очень высокое, около 80 %, содержание аморфного кремнезема. Находки аммонитов позволили ограничить объем этих пачек в центральных частях региона двумя верхними аммонитовыми зонами *Vasulites jensseni* и *Vasulites eliasi* бореального стандарта кампанского яруса [Барабошкин, Маринов, 2021; Маринов и др., 2022]. Присутствие зоны *Vasulites*

jensseni установлено по находкам *Rhaeboceras cf. halli* (Meek et Hayden, 1856) в пласте НБ2, средняя часть нижеберезовской подсвиты, в скв. Западно-Часельская 2П, инт. 823–837 м, в 3,0 м от верха керна. Это недалеко от Русского месторождения, в пределах Пур-Тазовского междуречья. Пачка НБ2 перекрывает со стратиграфическим несогласием пачки НБ3 и НБ4 нижеберезовского горизонта. В пачке НБ3, нижняя треть нижеберезовской подсвиты, скв. Новочасельская 5П, глубины 860–866 м, состоящей из чередования прослоев алевритов, глин и песчаников, обнаружены иноцерамиды верхнеконьякского подъяруса *Sphenoceras cf. subcardissoides* (Schlüter, 1877) [Маринов и др., 2018].

Пачка НБ4, сложенная опоковидными глинами и алевритами, содержит комплекс агглютинирующих фораминифер *Ammobaculites dignus* Podobina, 1964, *Pseudoclavulina admota* [Маринов и др., 2018]. Нижеберезовскую подсвиту подстилает мярояхинская пачка глин, в которой обнаружены иноцерамиды нижнего коньяка [Маринов и др., 2022]. Новые палеонтологические находки в керне скважины месторождения Русское, расположенного на северо-востоке Западной Сибири, в Омско-Гыданском структурно-фациальном районе, (рис. 2) уточняют палеонтологическую характеристику и стратиграфическое положение пачек нижеберезовского подгоризонта.

Материалы и методы. Изучен керн березовского горизонта скважины Русская 5_05 (рис. 1). Разрез сложен сложным чередованием опоковидных глин с подчиненными прослоями опоковидных алевритов и песчаников. Выделение пластов и пачек выполнено по данным геофизических исследований скважин (ГИС), описанию керна, минералогической и геохимической характеристики пород.

Фораминиферы и радиолярии были выделены из образцов методом отмучивания глинистой составляющей. Образцы дробились до фракции 2 мм, помещались в 10 % раствор кальцинированной соды и кипятились несколько часов. Затем образцы промывались под струей воды на сите с ячейей 0,068 мм. Смыывают осадок струйкой воды в фарфоровую чашку, которую ставят затем в сушильный шкаф. Извлечение раковин фораминифер, находящихся в высушенном осадке, производится под бинокулярным микроскопом Микромед МС-2. Отобранные раковины фораминифер и радиолярий помещались в камеры Франке.

Наннопланктон установлен в процессе изучения радиолярий из опоковидных алевритов керна (образец 5_05 Рус.10, глубина 674,8 м) под сканирующим электронным микроскопом.

Коллекция № 2023-4 «Радиолярии и наннопланктон Западной Сибири, скв. Русская_5_05» хранится в Геологическом институте Российской академии наук (ГИН РАН).

Коллекция фораминифер № 5Рус «Фораминиферы Западной Сибири, скв. Русская_5_05» хранится

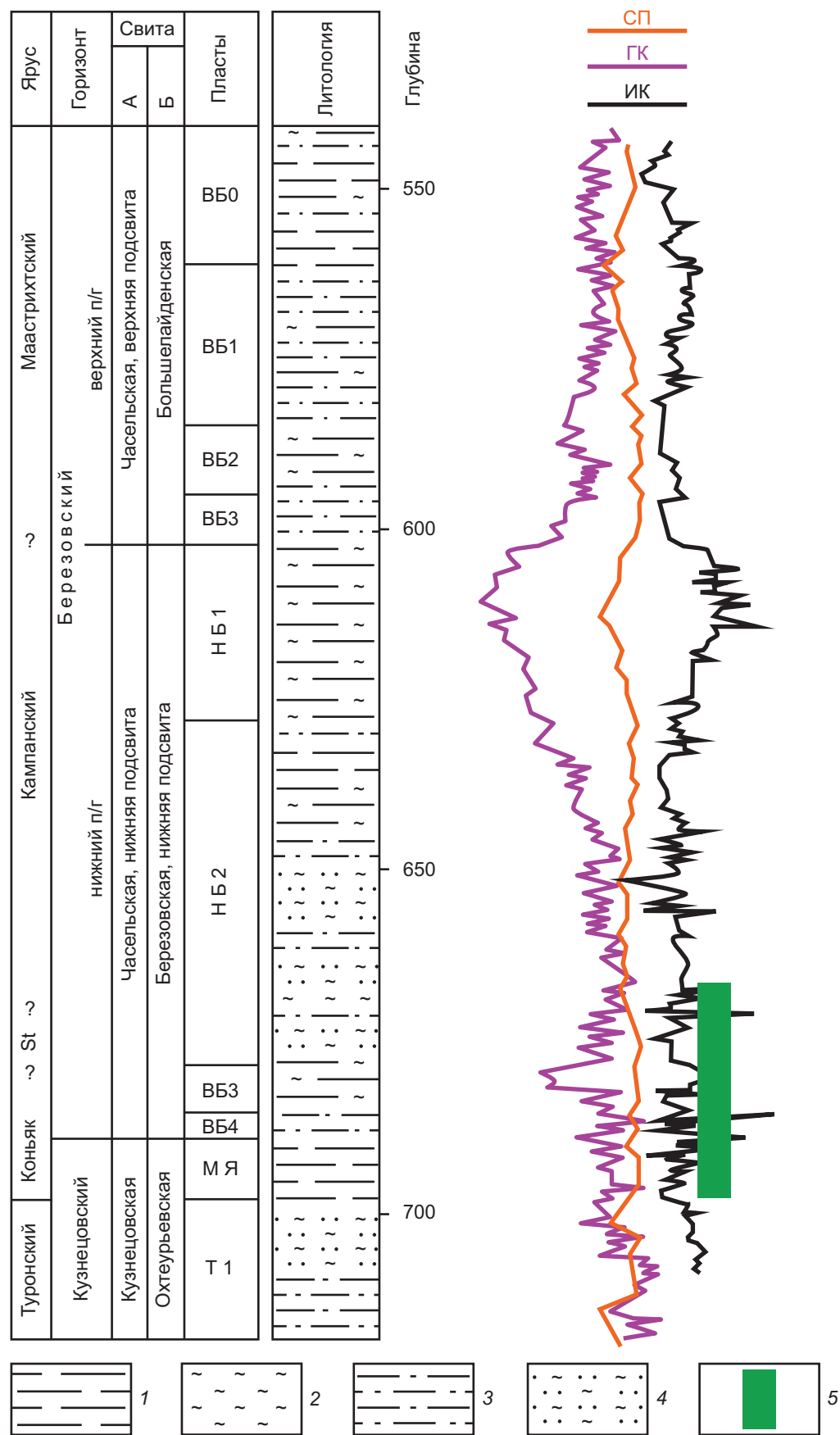


Рис. 1. Разрез березовского горизонта, вскрытый скважиной Русская 5_05 и интервал отбора керна. Условные обозначения: 1 — глины, 2 — опои, 3 — алевриты, алевролиты, 4 — песчаники, 5 — интервалы отбора керна. А — свиты согласно региональной стратиграфической схеме Западной Сибири [Решение..., 1991], Б — свиты согласно работе В.С. Вишневецкой с соавторами [2023]. СП — Каротаж потенциалов самопроизвольной поляризации; ГК — гамма-каротаж (или радиоактивный каротаж); ИК — индукционный каротаж

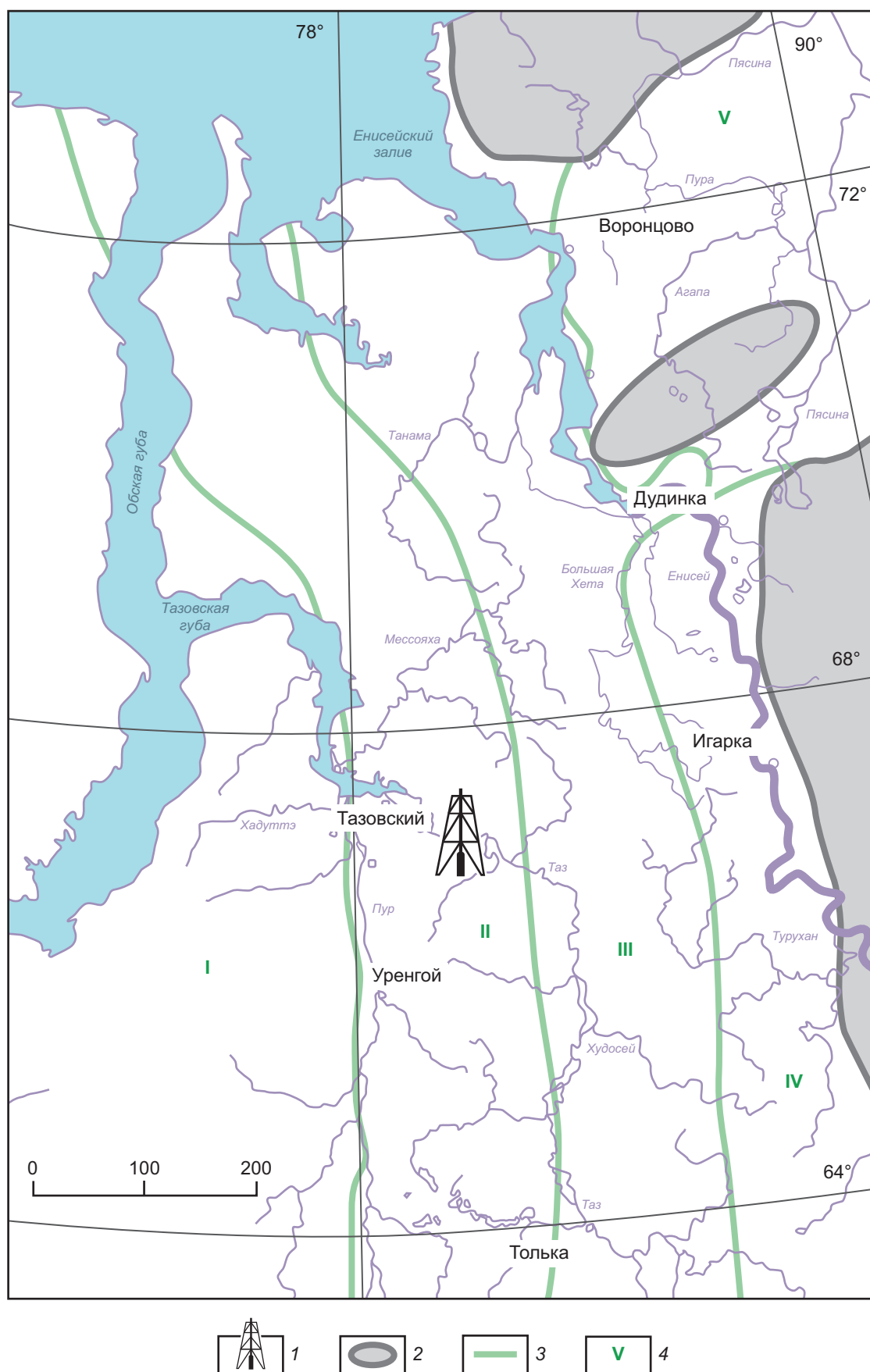


Рис. 2. Структурно-фациальное районирование верхнемеловых отложений Западной Сибири: 1 — скв. Русская 5-05, 2 — зоны отсутствия верхнемеловых отложений, 3 — границы структурно-фациальных районов верхнего мела Западной Сибири [Вишневская и др., 2023], 4 — номера структурно-фациальных районов: I — Ямало-Тюменский; II — Омско-Гыданский, III — Колпашево-Енисейский, IV — Кудундино-Дудинский, V — Пясинский

в эталонной палеонтологической коллекции ООО «Тюменский нефтяной научный центр» (ООО «ТННЦ»).

Минералогический и химический состав керна изучен с помощью рентгено-структурного и рентгено-флуоресцентного анализов в ООО «ТННЦ».

Описание керна. Охтеурьевская свита. Мяро-яхинская пачка. Интервал 690–697 м. Алевролиты и глины зеленовато-серые с обломками раковин двустворок, радиоляриями, включениями гипса, пирита, глауконита.

Нижнеберезовская подсвита. Пласт НБ4. Интервал 684,5–690 м. Зеленовато-серые опоковидные глины и алевролиты глауконитовые с включениями пирита, скелетами радиолярий, спикулами губок и следами биотурбации. Ихнофоссилии представлены формальными родами *Helminthopsis*, *Planolites*.

Пласт НБ3. Интервал 678,0–684,4 м. Алевролиты и глины опоковидные с включениями пирита, хлоритизированного биотита, глауконита, обломками раковин агглютинирующих фораминифер, спикулами губок и костей рыб. Весь интервал нижнеберезовской подсвиты в данном разрезе обогащен алевритовым материалом, что не позволяет надежно подразделить его на пачки по литологической характеристике и данным ГИС. Однако особенности геохимического и минералогического состава пачек, выдержанные регионально, помогают уверенно выделить пачку НБ3 (рис. 3). Пачка НБ3 опознается по наиболее высокому содержанию минерала клиноптилолита из группы цеолитов, верхняя граница пачки НБ3 проводится по максимальным значениям содержания Sr [Ананьева и др., 2022].

Пласт НБ2. Интервал 666,0–678,0 м. Песчаники, опоковидные глины и алевролиты с включениями пирита, углефицированного растительного детрита, глауконита, спикулами губок.

Микрофауна из нижнеберезовской подсвиты керна скважины Русская 5-05. Наннопланктон. В средней части нижнеберезовской подсвиты (пласт НБ2, интервал 666,0–678,0 м) в образце 5_05 Рус.10, глубина 674,8 м (место взятия — 1,8 м от верха интервал 673,0–681,7 м), в глинистых опоковидных алевролитах (рис. 3) впервые обнаружен наннопланктон (фототабл. 1).

Начало изучению известкового наннопланктона верхнемеловых отложений южной и центральной областей Западно-Сибирской низменности было положено В.Н. Векшиной в середине прошлого века [Векшина, 1959] и после большого перерыва в исследованиях, возобновлено М.Н. Овечкиной, изучившей комплекс наннофоссилий из маастрихта ганькинской свиты (южная часть Западно-Сибирской низменности) с выделением зон по нему [Лебедева и др., 2013].

В изученном материале наннопланктон имеет сохранность от умеренной (кокколиты частично разрушены или корродированы) до плохой (кокколиты сильно разрушены и изменены). По фотографиям

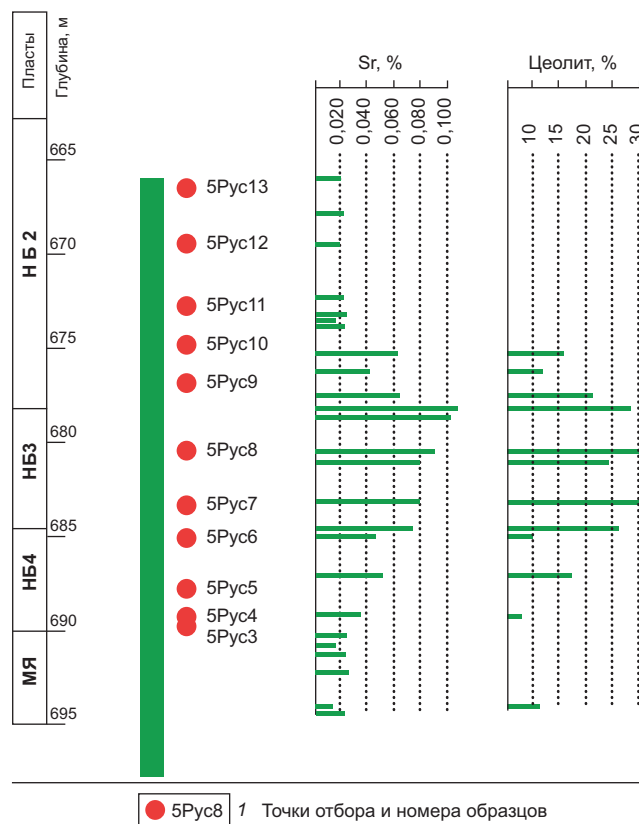
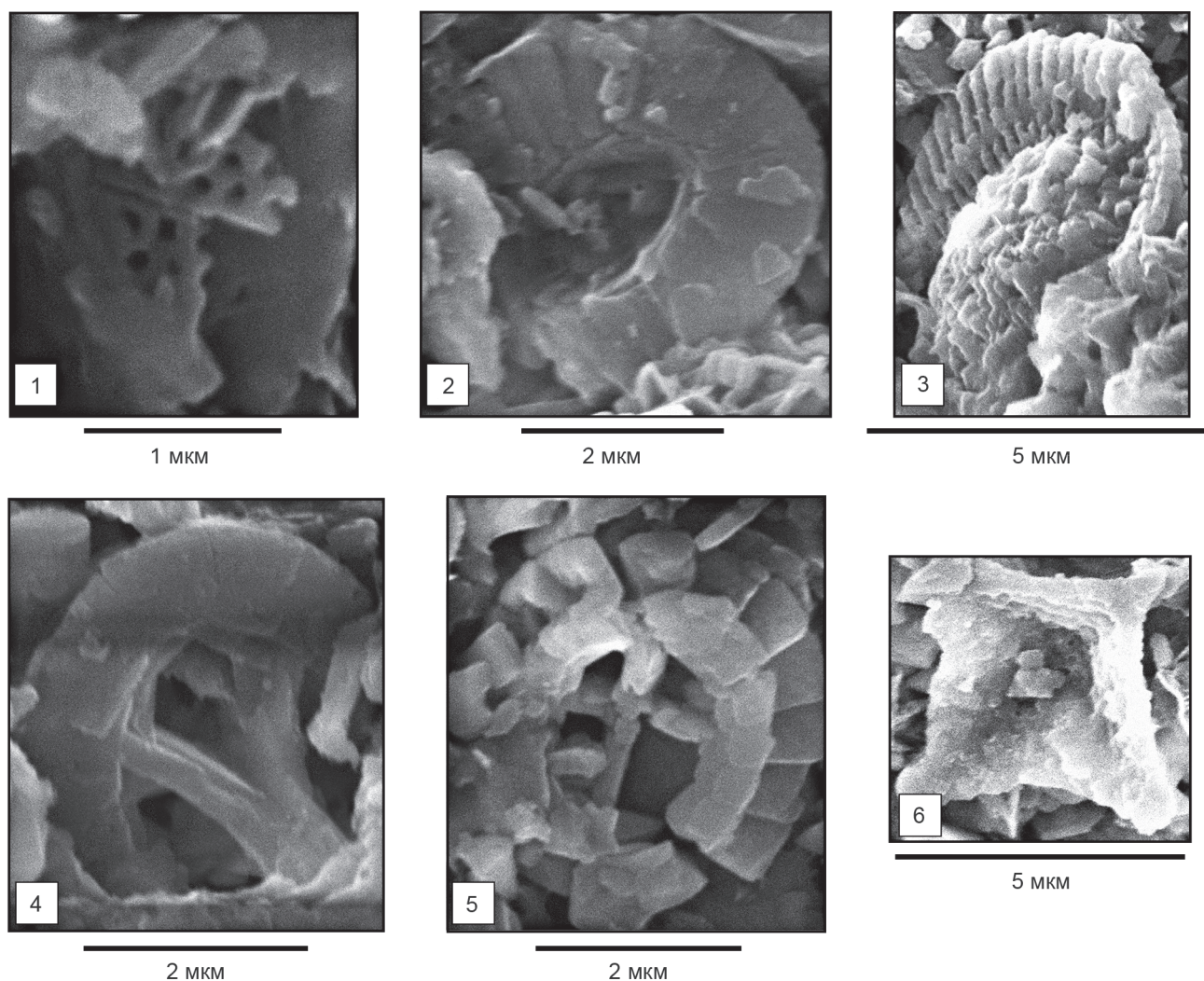


Рис. 3. Положение точек отбора образцов из керна нижней подсвиты березовской свиты скважины Русская 5_05, геохимическая и минералогическая характеристики керна в интервале глубин 666–690 м. 1 — точки отбора и номера образцов

в сканирующем электронном микроскопе определены следующие виды: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 (самый верх сантона-маастрихт), *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957) Grün in Grün and Allemann, 1975 (бат-маастрихт), *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963 (коньяк — маастрихт), *Kamptnerius magnificus* Deflandre, 1959 (сеноман-маастрихт), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968 (сеноман-маастрихт), *Prediscosphaera spinosa* (Bramlette et Martini, 1964) Gartner, 1968 (апт-маастрихт) [Burnett, 1998]. Все эти таксоны являются космополитами и имеют субглобальное распространение. На территории России они известны в верхнемеловых отложениях Саратовского Поволжья, Прикаспийской низменности, Крыма и Северного Кавказа [Овечкина, 2007; Шуменко, 1976; Щербинина, Гаврилов, 2016].

Вид *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 впервые был описан из маастрихтской ганькинской свиты района Лучинкино [Векшина, 1959], но позднее его распространение было расширено от самого верхнего сантона до маастрихта, установлено субглобальное распространение, а очень редкие экземпляры *A. cymbiformis* встречаются и в датских отложениях палеогена [Burnett, 1998; Lees, Bown, 2005]. Дисколиты эллиптической формы, часто с заостренными концами, вогнутые, с утолщенным краем, двухслойные, больших и средних размеров



Фототаблица 1. Наннопланктон из скважины Русская 5_05 Западной Сибири (березовская свита, нижняя подсвита, пачка НБ2, обр. 5_05Рус. 10). Фиг. 1 — *Arkhangelskiella cymbiformis*; экз ГИН 2023-4/45к. Фиг. 2 — *Biscutum ellipticum*; экз ГИН 2023-4/43б. Фиг. 3 — *Kamptnerius magnificus*; экз ГИН 2023-4/43а. Фиг. 4 — *Prediscosphaera cretacea*; экз ГИН 2023-4/43в. Фиг. 5 — *Prediscosphaera spinosa*; экз ГИН 2023-4/45з. Фиг. 6 — *Micula staurophora*; экз ГИН 2023-4/43д

(8–12 мкм по длинной оси и 6–7 по короткой). Центральная пластина рассечена четырьмя ребрами, проходящими вдоль осей эллипса. В промежутках между ребрами расположены поры. Наблюдается небольшое изменение размеров кокколитов, а также ширины края [Векшина, 1959, Овечкина, 2007, Farinacci, 1969].

Biscutum ellipticum впервые был описан из маастрихтских отложений Центральной Польши как *Tremalithus ellipticus* [Górka, 1957], а позже — обнаружен и в отложениях средней юры-мела многих разрезов мира [Hamilton, 1977; Bown, Cooper, 1998]. Кокколит эллиптической формы с широким ободком, сложенным 15-ю крупными элементами, растущими внутрь центрального поля. Длина 8–11 мкм, ширина 2,5–3,0 мкм [Овечкина, 2007].

Вид *Micula staurophora*, ранее известный как *Micula decussata*, был описан из маастрихтских отложений ганькинской свиты Западно-Сибирской низменности и Северного Прикаспия [Векшина, 1959], позже было установлено, что он имеет не только более

широкое стратиграфическое распространение, но и глобальное площадное [Burnett, 1998]. Нанолит имеет форму куба с вогнутыми сторонами длиной 4–6 мкм, по диагонали 5 мкм, состоящим из двух циклов и восьми одинаковых элементов [Овечкина, 2007].

Таксон *Kamptnerius magnificus* был описан Дефляндом [Deflandre, 1959] из маастрихта Франции, департамент Сена. Крупный кокколит эллиптической формы (до 18 мкм по длинной оси), обрамленный наклонной «бахромой» из кальцитовых пластинок с закругленными концами, сильно и асимметрично развитой к одному из полюсов. Ширина бахромы может достигать и даже превышать ширину эллипса. [Farinacci, 1969]. Распространен повсеместно в верхнем мелу [Овечкина, 2007].

Prediscosphaera cretacea была описана А.Д. Архангельским в 1912 г. как *Coccihosphaera cretacea* верхнего мела с. Банновка (Саратовская область, Камышинский район) [Архангельский, 1912]. Позже было установлено ее распространение с верхнего сантона

до маастрихта во многих районах мира [Овечкина, 2007]. Кокколиты имеют круглую или округлую форму среднего размера (диаметр 6–8 мкм) с краевым ободком, сложенным из двух циклов с диагональной крестообразной перемычкой в центре, часто увенчанном массивным стержнем [Овечкина, 2007].

Вид *Prediscosphaera spinosa* был описан как *Deflandrius spinosus* из глин Аркадельфия, верхний маастрихт (Арканзас, США). Дальнейшие исследования показали, что он распространен с апта до маастрихта во многих районах мира [Овечкина, 2007]. Эллиптический кокколит овальной формы (4–8 мкм по длинной оси) с открытой центральной областью имеет прямой (аксиальный) крест, к центру которого крепится длинный и тонкий стержень, состоящий из четырех слегка перекрученных у основания элементов и с четырьмя шиповидными элементами в верхней части, общей длиной 10–15 мкм [Овечкина, 2007].

Следует отметить, что виды *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Biscutum ellipticum* (Górka), *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Prediscosphaera cretacea* [Архангельский, 1912] Gartner, *Prediscosphaera spinosa* (Bramlette et Martini) Gartner встречены в верхнем маастрихте южной части Западной Сибири — самой верхней части ганькинской свиты (скв. 9, интервал 521–527 м) [Беньямовский и др., 2002].

Так как самое узкое стратиграфическое распространение имеет *Arkhangelskiella cymbiformis*, то возраст вмещающих отложений не древнее позднего сантона, а интервал может быть определен как верхи сантона-кампан-маастрихтский (зоны UC13 — UC20 по шкале Burnett, [1998]).

Фораминиферы. Березовский горизонт в Западной Сибири известен как интервал существенно кремнистых и опоковидных пород [Ростовцев, 1955], в связи с чем в них комплексы фораминифер крайне бедны. Зона *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota* содержит бедный в таксономическом отношении комплекс фораминифер. Предполагается, что зона соответствует полному объему коньякского яруса и, возможно, сантонского [Маринов и др., 2018, 2022]. Зона *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* прослежена в центральных и периферических районах, хотя корреляционный потенциал зоны невысокий из-за латеральной изменчивости состава. Зона соответствует кампанскому ярусу, за исключением верхней его части [Маринов и др., 2022]. Зона *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* содержит обедненные комплексы агглютинированных форм на большей части площади своего распространения. Зональный комплекс тесно связан с нижерасположенным *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa*. В разрезе березовского горизонта зональный комплекс *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* обнаружен в основании верхнеберезовской подсвиты, непосредственно над кровлей хэяхинской пачки (скважина Васюганская 10С, инт. 374,5–380,5 м) совместно с аммонитом

Baculites eliasi Cobban, где отвечает кампанской аммонитовой зоне *Baculites eliasi* [Маринов и др., 2022]. Вышерасположенная зона *Cibicidoides primus* установлена в верхней части березовского горизонта. Ее стратиграфическое положение — нижний маастрихт [Маринов и др., 2022].

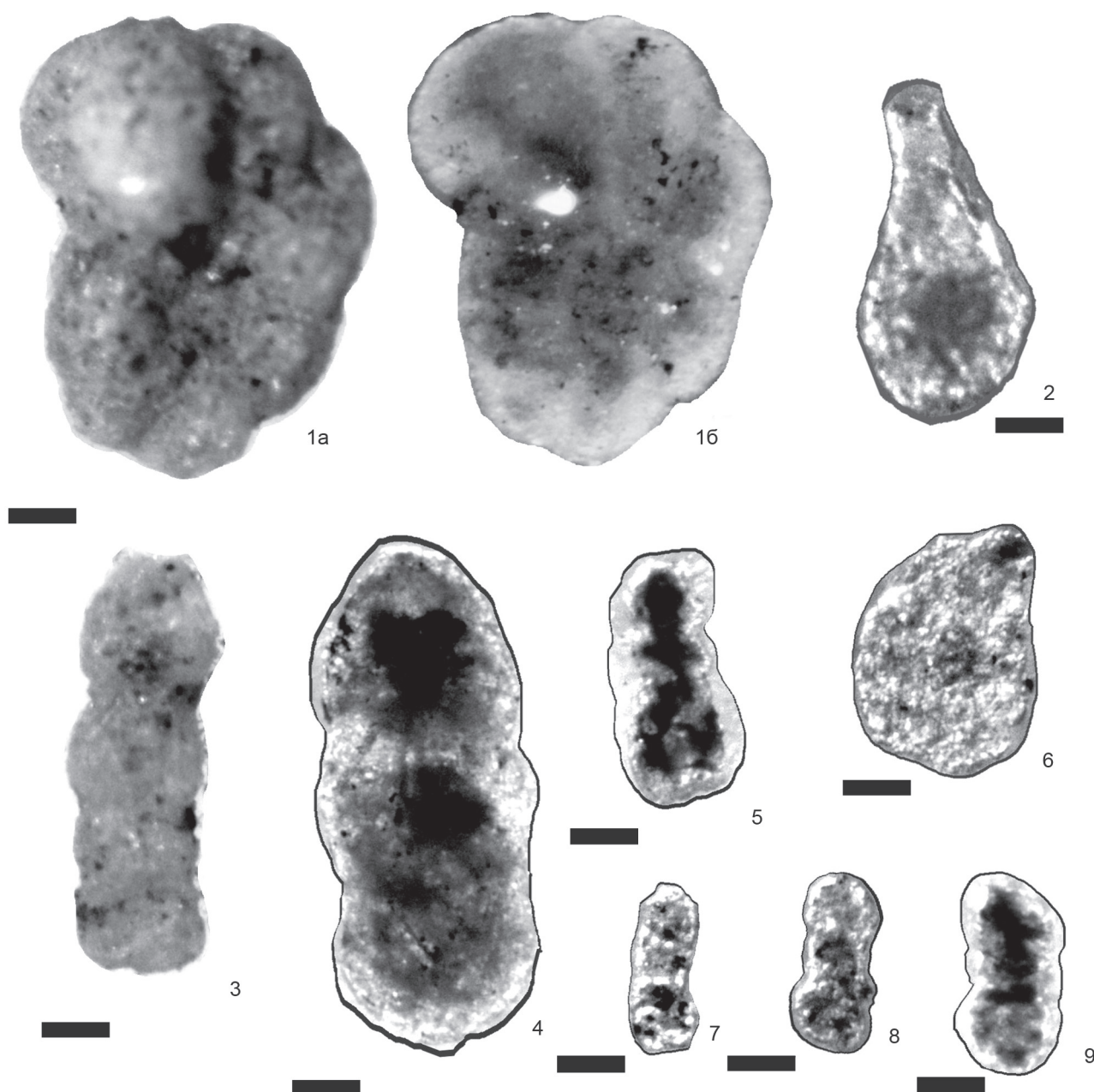
В нижней части нижнеберезовской подсвиты фораминиферы не обнаружены. В основании пачки НБ2, в образце 5_05Рус. 9 (рис. 3) обнаружены фораминиферы с агглютинированной раковиной и встречены немногочисленные радиолярии плохой сохранности. Определены следующие виды фораминифер: *Psammospaera laevigata* White, *Technitella spiculitesta* Bulatova, *Reophax scherborgiana* (Chapman), *R. cucurbitiformis* (Belousova) (фототаблица 2, фиг. 2), *Saccammina sphaerica* (M.Sars), *Labrospira senonana* Podobina (фототаблица 2, фиг. 1), *Ammobaculites dignus* Podobina (фототаблица 2, фиг. 7–9), *Haplophragmium obesum* (Bulatova) (фототаблица 2, фиг. 3–4), *H. chapmani* (Tappan) (фототаблица 2, фиг. 5), *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Kuprianova) (фототаблица 2, фиг. 6).

Выше по разрезу в интервале 666,0–678,0 м (НБ2) изучены еще три образца (см. рис. 3), в которых обнаружены немногочисленные раковины фораминифер плохой сохранности *Psammospaera laevigata* White, *Hyperammmina aptica* (Dampel et Mjatluk), *Haplophragmoides tumidus* Podobina, *H. ex gr. eggeri* Cushman, *Cribrostomoides ex gr. exploratus* Podobina, *Recurvoides* cf. *magnificus* Podobina, *Ammobaculites dignus* Podobina, *A. uvaticus* (Bulatova), *Ammobaculoides unicus* Tanatchova, *Haplophragmium obesum* (Ehremeeva), *H. chapmani* (Tappan), *Textularia baudoniana* Orbigny, *Dorothia* sp., *Gaudryinopsis vulgaris* Podobina. Количественно преобладает в комплексе вид *Haplophragmium obesum*.

Наиболее характерным видом выделенных комплексов является *Ammobaculites dignus*, индекс для зоны по фораминиферам *Ammodiscus dignus*, *Pseudoclavulina admota* кровли кузнецовского и нижней части березовского горизонтов [Маринов и др., 2022].

Однако, присутствие таких видов, как *Haplophragmoides tumidus*, *Ammobaculites uvaticus*, *Haplophragmium obesum*, *Textularia baudoniana* и *Ammomarginulina* cf. *crispa*, распространенных стратиграфически выше, в верхней части нижнеберезовского подгоризонта, позволяет сопоставить изученный интервал с зонами по фораминиферам *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* и *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* (кампанский ярус). Более точное определение положения вмещающих комплексы фораминифер пород из-за малочисленности и плохой сохранности раковин сделать не удалось.

Радиолярии. Как отмечалось выше, сохранность радиолярий в опоковидных алевролитах и аргиллитах из скважины яруса Русская 5_05 восточного фланга Западной Сибири плохая, реже удовлетворительная, но радиолярии встречены вместе с фораминиферами. Хорошо известно, что сохранность

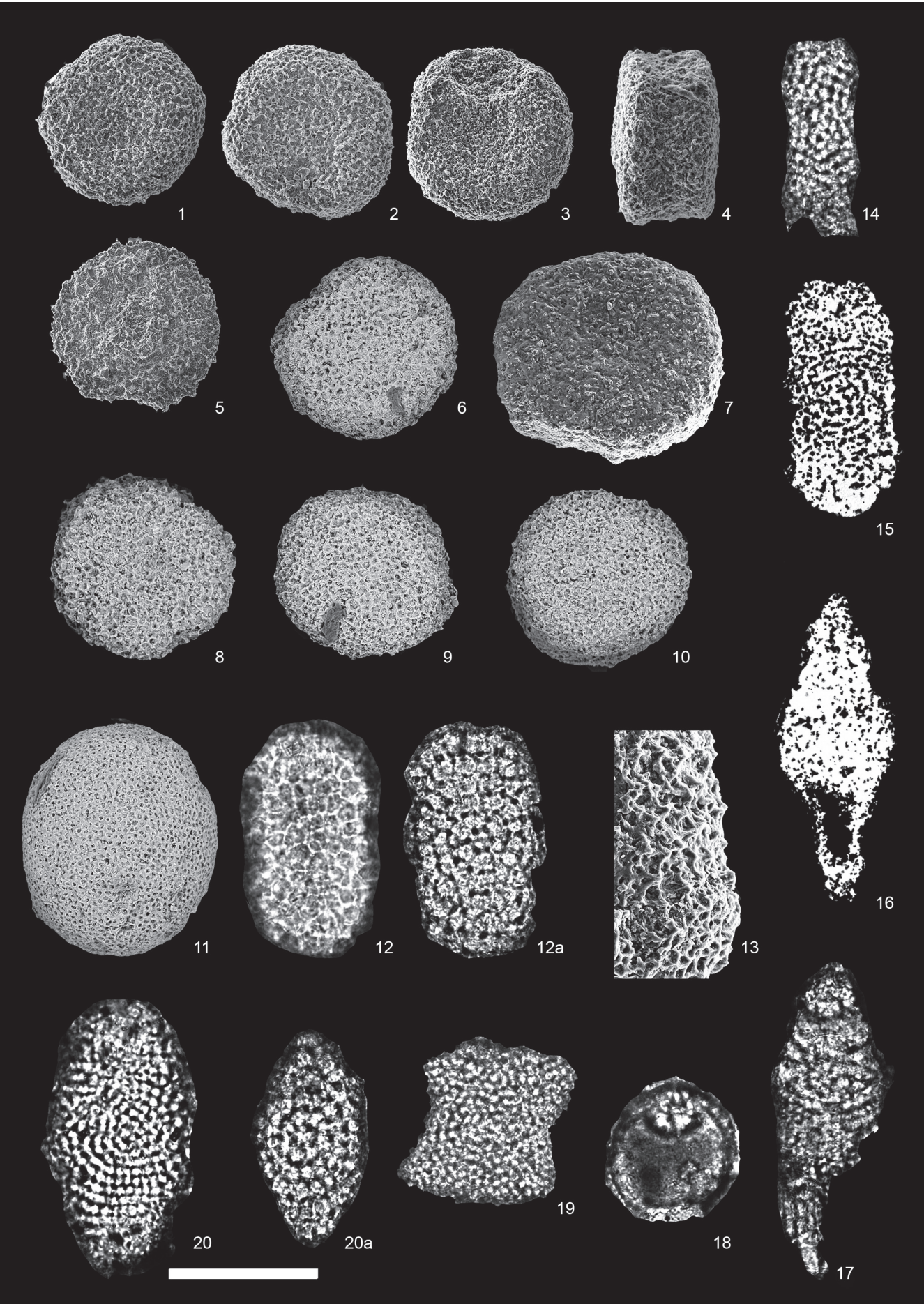


Фототаблица 2. Фораминиферы из скважины Русская 5_05 Западной Сибири (обр. 5_05Рус. 9, интервал 673,0–681,7 м, глубина 677,1 м; березовская свита, нижняя подсвита, пачка НБ2). Изображенные экземпляры хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ООО «ТННЦ». Масштабная линейка 100 микрон

Фиг. 1a, 16. *Labrospira senonica* Podobina. Экз. 505P_9/1. Фиг. 2. *Reophax cucurbitiformis* (Belousova). Экз. 505P_9/2. Фиг. 3, 4. *Haplophragmium obesum* (Bulatova). Фиг. 3. Экз. 505P_9/3. Фиг. 4. Экз. 505P_8/4. Фиг. 5. *Haplophragmium chapmani* (Тарпан). Экз. 505P_9/5. Фиг. 6. *Ammomarginulina cf. crispa* (Kuprianova). Экз. 505P_9/6. Фиг. 7–9. *Ammobaculites digus* Podobina. Фиг. 7. Экз. 505P_9/7. Фиг. 8. Экз. 505P_9/8. Фиг. 9. Экз. 505P_9/9.

Фототаблица 3. Сантон-кампанские радиоларии из скважины Русская 5_05 Западной Сибири (березовская свита, нижняя подсвита, пачка НБ2). Фиг. 1–11, 13 — обр. 5_05Рус. 9; фиг. 12, 15, 16 — обр. 5_05Рус. 10: 12, 12a — шл. 123-3; 15, 16 — шл. 5050-125, фиг. 14, 20 — шл. 505-118, фиг. 17–19 — шл. 505-114. Масштабная линейка 100 микрон для всех, кроме 13, где длина линейки 50 микрон.

Фиг. 1, 2 — *Orbiculiforma impressa* (Lipman): 1 — экз ГИН 2023-4/4, 2 — экз ГИН 2023-4/5. Фиг. 3 — *Orbiculiforma cf. vacaensis* Pessagno, экз ГИН 2023-4/6. Фиг. 4 — *Orbiculiforma ex gr. multa* (Kozlova), экз ГИН 2023-4/13. Фиг. 5, 6 — *Orbiculiforma vulgaria* (Lipman): 5 — экз ГИН 2023-4/2, 6 — экз ГИН 2023-4/16. Фиг. 7 — *Orbiculiforma maxima* (Lipman), экз ГИН 2023-4/26. Фиг. 8–10 — *Orbiculiforma volgensis* (Lipman): 8 — экз ГИН 2023-4/14, 9 — экз ГИН 2023-4/11, 10 — экз ГИН 2023-4/12. Фиг. 11 — *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, экз ГИН 2023-4/9. Фиг. 12 — *Phaseliforma concentrica* (Lipman), 12 — резкость на внешнюю стенку, 12a — резкость на центральную микросферу, 13 — на скульптуру стенки, экз ГИН 2023-4/7. Фиг. 14 — *Spongurus arcticus* Kozlova et Vishnevskaya, Фиг. 15 — *Pseudobrachium ornatum* (Lipman), Фиг. 16 — *Prunobrachium articulatum* (Lipman), Фиг. 17 — *Dictyomitra ? striata* Lipman, Фиг. 18 — *Cryptamphorella conara* Foreman, Фиг. 19 — *Crucella lata* (Lipman), Фиг. 20 — *Prunobrachium incisum* Kozlova: 20 — резкость на внешнюю стенку раковины, 20a — резкость на внутреннюю часть



радиолярий с западного фланга обычно хорошая и прекрасная, но сопутствующая микрофауна отсутствует. Вместе с радиоляриями встречаются только спикульные элементы кремневых губок. Еще Г.Э. Козлова и А.Н. Горбовец [1966] отмечали, что в восточной части Западно-Сибирской низменности богатые сантон-кампанские комплексы с обилием *Prunobrachium crassum* и *P. articulatum* не прослежены, поэтому обнаруженные там многочисленные радиолярии отнесены к комплексу с *Dictyomitra striata*, а в центральной части низменности (Омск, Ново-Логоново, Большеречье, Ново-Васюган, Усть-Сельга), где отмечено значительное обеднение фауны радиолярий, населлярии представлены единичными экземплярами или не наблюдаются совсем, сохранность спумеллярий плохая, поэтому стратиграфическое расчленение по радиоляриям практически невозможно.

В низах разреза нижеберезовской подсвиты (пласт НБЗ, интервал 678,0–684,4 м) скважины Русская 5_05 в образце 5_05Рус. 8 (глубина 680,1 м) опоквидных алевролитов (рис. 3) определен только вид *Orbiculiforma volgensa* (Lipman). Вид впервые описан из сантона г. Кузнецка Пензенской области как *Spongodiscus volgensis* Lipman, 1952 [Липман, 1952, с. 38–39, табл. 3, фиг. 4], где встречен в 70 образцах опоквидных глин и алевритовых глин, опок и аргиллитов в массовом количестве экземпляров. Легко узнается по лепешковидному круглому, довольно толстому губчато-пористому скелету. На Русской платформе этот вид широко распространен в верхнем мелу от турона — до кампана Московской области [Вишневская, 2019], Тамбовской области [Ророва-Goll, et al., 2005], а также в Западной Сибири [Вишневская и др., 2023].

Выше по разрезу нижеберезовской подсвиты (пласт НБ2, интервал 666,0–678,0 м) в образце 5_05 Рус. 9 (глубина 677,1 м) опоквидных алевролитов (рис. 3) в 4,1 м от верха интервала 673,0–681,7 м, радиолярии более многочисленны.

Сохранность радиолярий удовлетворительная и плохая. В радиоляриевом комплексе резко доминируют представители отряда Spumellaria (сфероидеи и дискоидеи). Nassellaria, более пригодные для определения возраста пород, практически отсутствуют. Среди представителей отряда Spumellaria определены восемь видов.

Phaseliforma subcarinata Pessagno, см. Фототабл. 3, фиг. 13. Происходит из кампана плато Кумпбел в Тихом океане [Pessagno, 1975, p. 1013, pl. 1, fig. 1], отличается от *Phaseliforma carinata* Pessagno из Калифорнии [Pessagno, 1972, p. 274, pl. 22, figs. 1–3, 8; pl. 23, fig. 1], соотношением длины к ширине как 3:4, наличием едва заметного V-образного углубления и кия, имеет распространение в кампане Калифорнии [Pessagno, 1976], кампане Тургая [Амон, 2000], сантон-кампане Корякского нагорья и Камчатки [Вишневская, 2001], кампане Кипра [Bragina, et al., 2024].

Phaseliforma concentrica (Lipman), см. Фототабл. 3, фиг. 12, 12a, 13. Вид был описан как *Cromyodruppa concentrica* Lipman [Липман, 1952, с. 29, табл. 1, фиг. 8–9] из опоквидных глин и опок сантона г. Кузнецка Пензенской области, широко распространен в турон-кампане Западной Сибири [Липман, 1962, с. 287, табл. 1, фиг. 1, а, б; Козлова, Горбовец, 1966, с. 62, табл. 1, фиг. 1–4; Вишневская и др., 2023, табл. 61, фиг. 1–2; табл. 62, фиг. 4; табл. 63, фиг. 7; табл. 64, фиг. 3–4; табл. 67, фиг. 5–6; табл. 68, фиг. 4]. Несмотря на повреждения внешней оболочки, легко диагностируется по многосферному овально вытянутому скелету, поверхность которого покрыта мельчайшими бугорками, образованными сходящимися пятью или шестью перекладинами, обрамляющими поры. Массовая форма в туроне-кампане на Русской платформе (в Брянской, Московской, Саратовской областях [Вишневская, 2010]), а также в кузнецовской, славгородской и березовской свитах Западной Сибири [Липман, 1962; Вишневская и др., 2023] и даже сантон-кампане Калифорнии [Pessagno, 1976, p. 26, pl. 9, fig. 13].

Orbiculiforma impressa (Lipman), см. Фототабл. 3, фиг. 1–2, впервые описана как *Spongodiscus impressus* Lipman, 1952 [Липман, 1952, с. 38, табл. 2, фиг. 14; Вишневская и др., 2014, рис. 3, фиг. 3] из опок сантона г. Кузнецка Пензенской области, позже встречена в коньяке — кампане Западной Сибири [Липман, 1962, с. 310, табл. 3, фиг. 4; Амон, 2000, с. 39, табл. 3, фиг. 7–8; Вишневская и др., 2023, табл. 63, фиг. 1–3; табл. 64, фиг. 2; табл. 65, фиг. 1–3; табл. 66, фиг. 1; табл. 68, фиг. 3; табл. 70, фиг. 1–2]. От других видов этого рода отличается широким углублением в середине диска.

Orbiculiforma maxima (Lipman), см. Фототабл. 3, фиг. 7. По первоописанию *Spongodiscus maximus* Lipman, 1952 [Липман, 1952, с. 39, табл. 3, фиг. 3] — очень крупный уплощенный губчатый диск с крупными порами, распространенный от низов сантона до кампана на Русской плите.

Orbiculiforma multa (Kozlova, 1966), см. Фототабл. 3, фиг. 4, описана из турон?-коньяка Западной Сибири как *Spongodiscus multus* Kozlova, 1966 [Козлова, Горбовец, 1966, с. 87–88, табл. 4, фиг. 10]. Легко диагностируется по наличию глубокого желобка по периферическому краю диска. Имеет распространение от турона до кампана [Практическое..., 1999, табл. 46, фиг. 4–6; Амон, 2000, с. 38, табл. 2, фиг. 14–15; Вишневская, 2001, табл. 111, фиг. 2–3, 6, 9; табл. 114, фиг. 1; Вишневская, 2010, табл. 8, фиг. 9; Вишневская и др., 2023, табл. 63, фиг. 5; табл. 64, фиг. 1; табл. 70, фиг. 6].

Orbiculiforma cf. *vacaensis* Pessagno (см. Фототабл. 3, фиг. 3), происходит из коньяка Калифорнии (Pessagno, 1973, p. 74–75, pl. 17, figs. 1–6; Pessagno, 1976, p. 37, pl. 6, figs. 66 8–9), отличается наличием пилома, распространена в туроне-сантоне Русской плиты, Сахалина, встречена в кампане Польши.

Orbiculiforma volgensa (Lipman), см. фототабл. 3, фиг. 8–10, вид широко распространенный в верхнем мелу в туроне — сеноне Русской платформы, откуда впервые описан как *Spongodiscus volgensis* Lipman, 1952 [Липман, 1952, с. 38–39, табл. 3, фиг. 4; Porova-Goll, et al., 2005, pl. 1, fig. 15], а также в Западной Сибири [Липман, 1962, с. 308–309, табл. 3, фиг. 2–3; Козлова, Горбовец, 1966, с. 86–87, табл. 4, фиг. 6–7; Вишневская и др., 2023, табл. 61, фиг. 7; табл. 62, фиг. 2, 5–6; табл. 63, фиг. 4–6; табл. 64, фиг. 7; табл. 65, фиг. 4; табл. 68, фиг. 5; табл. 69, фиг. 1–3; табл. 71, фиг. 9].

Orbiculiforma vulgара (Lipman), см. Фототабл. 3, фиг. 5–6, вид был описан из сантон-кампа г. Кузнецка Пензенской области как *Porodiscus vulgaris* Lipman, 1952, [Липман, 1952, с. 32, табл. 1, фиг. 18], а позже встречен в коньяке — кампане Западной Сибири [Липман, 1962, с. 288, табл. 1, фиг. 4, а, б, 5; Козлова, Горбовец, 1966, с. 77, табл. 2, фиг. 4–6; Вишневская и др., 2023, табл. 61, фиг. 6].

Возраст радиоляриевого комплекса из опоковидных алевролитов (глубина 677,1 м), благодаря присутствию *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, может быть определен в пределах сантона-кампа.

В образце 5_05Рус. 10 (глубина 674,8 м, березовская свита, нижняя подсвита, пачка НБ2) сохранность радиолярий средняя, определены *Orbiculiforma maxima* (Lipman), *Orbiculiforma volgensa* (Lipman), *Orbiculiforma vulgара* (Lipman) и др., а в шлифе 505-125 (глубина 679,1 м) и 505-123 (глубина 674,75 м) установлены *Phaseliforma concentrica* (Lipman), *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *Pseudobrachium ornatum* (Lipman), *Spongurus arcticus* Kozlova et Vishnevskaya.

Prunobrachium articulatum (Lipman), см. Фототабл. 3, фиг. 16, был описан из сантон-кампа г. Кузнецка Пензенской области как *Spongoprimum articulatum* Lipman [Липман, 1952, с. 30, табл. 1, фиг. 14, 15] а позже встречен в кампане Западной Сибири [Липман, 1962, с. 287, табл. 1, фиг. 2, 3; Вишневская и др., табл. 66, фиг. 4), отличается присутствием многочисленных пережимов, является зональным видов верхнего кампа.

Pseudobrachium ornatum (Lipman) (см. фототабл. 3, фиг. 15), происходит из кампа Западной Сибири, впервые описан как *Amphibrachium ornatum* Lipman [Липман, 1960, с. 126, табл. XXVIII, фиг. 10–13].

Spongurus arcticus Kozlova et Vishnevskaya (см. фототабл. 3, фиг. 14) также описан из кампа Западной Сибири [Vishnevskaya, Kozlova, 2012, p. 786, Fig. 7A–C].

Возраст радиоляриевого комплекса с интервала глубин 674,75–679,1 м, благодаря присутствию зонального вида верхнего кампа *Pseudobrachium articulatum* (Lipman) может быть определен в пределах кампа.

Выше по разрезу в пачке НБ2 в шлифах 505-118 (глубина 635,82 м) и низах пачки НБ1 в шлифе 505-114 (глубина 630,26 м) определены *Crucella lata*

(Lipman), многочисленные радиолярии сем. *Prunobrachidae* Pessagno, среди которых *Prunobrachium incisum* Kozlova, *Pseudobrachium ornatum* (Lipman) и появляются единичные населлярии *Dictyomitra* ? *striata* Lipman, *Cryptamphorella conara* Foreman.

Crucella lata (Lipman) (см. Фототабл. 3, фиг. 19), происходит из кампа Западной Сибири, где была описана как *Histiastrium latum* Lipman [Липман: 1960, стр. 130, табл. XXIX, фиг. 8], отличается почти квадратной формой скелета, вид индекс кампанской подзоны Западной Сибири [Вишневская и др., 2023].

Prunobrachium incisum Kozlova, 1966 (табл. 3, фиг. 20), был описан из верхнего кампа Западной Сибири [Козлова, Горбовец, 1966, с. 66, табл. 1, фиг. 8–9; Вишневская и др., с. 53, табл. 7, фиг. 9–12].

Dictyomitra ? *striata* Lipman (см. табл. 3, фиг. 17) Липман, 1960, стр. 41, табл. 3, фиг. 12–14) широко известна в Западной Сибири [Липман, 1962, стр. 313, табл. 3, фиг. 13, 14; Козлова, Горбовец, 1966, p. 116, табл. 6, фиг. 2–5].

Cryptamphorella conara Foreman, 1968 (см. Фототабл. 3, фиг. 18), происходит из маастрихта Калифорнии [Foreman, 1968, p. 35–36, pl. 4, figs. 11a,b], отличается наличием трех камер, распространена в кампан-маастрихте.

Возраст радиоляриевого комплекса с интервала глубин 630,26–635,82 м определен как кампан-маастрихтский.

Выводы. Впервые известковистовый наннопланктон встречен в нижеберезовской свите. Ранее в верхнем мелу Западной Сибири наннопланктон был известен только из ганькинской свиты (маастрихт) [Векшина, 1959; Беньямовский и др., 2002; Лебедева и др., 2013].

Благодаря находкам известковистого наннопланктона *Arkhangelskiella cymbiformis* непосредственно выше подошвы пачки НБ2 нижеберезовской свиты, установлено, что основание пачки не может быть стратиграфически ниже, чем пограничные слои сантонского и кампанского ярусов (зона UC13) (по шкале Burnett [1998]), а возрастной интервал определен как верхи сантона — кампан-маастрихтский (зоны UC13 — UC20). Радиоляриевый комплекс пачки НБ2 указывает на кампанский возраст. Обнаруженные совместно комплексы фораминифер относятся к кампанским зонам *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* и *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* верхней части нижеберезовского подгоризонта.

Результаты изучения микрофауны средней части нижеберезовского подгоризонта (пачка НБ2), сложенной опоковидными глинами и алевролитами подтверждают полученные ранее данные по аммонитам о принадлежности пачки НБ2 к кампанскому ярусу.

Стратиграфическое положение нижней части нижеберезовского подгоризонта (пачка НБ3) по данным проведенных биостратиграфических исследований соответствует широкому интервалу от коньяка до кампа.

Благодарности. Авторы выражают признательность Палеонтологическому институту им. А.А. Борисяка Российской академии наук за помощь в фотографировании микрофауны на ТЕСКАНе, рецензентам Л.Ф. Копаевич и Е.А. Щербининой за

обсуждение основных положений статьи и ряд полезных замечаний и уточнений.

Финансирование. Статья выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 209 с. (Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 5).

Ананьева Л.Г., Дорошенко А.А., Дорошенко А.А. и др. Литолого-минералогическое обоснование стратификации Нижнеберёзовской подсытки Медвежьего // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333, № 5. С. 89–99.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. Т. 25. СПб.: Тип. имп. акад. наук, 1912. 631 с.

Барабашкин Е.Ю., Маринов В.А. Новые находки позднемеловых аммонитов Западной Сибири — материал для палеогеографических реконструкций / Ред. Т.Б. Леонова, В.В. Митта. Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Вып. 6. М.: ПИН РАН, 2021. С. 63–66.

Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С. и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, 2002. Т. 77, Вып. 5. С. 28–48.

Векишина В.Н. Кокколитофориды маастрихтских отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья. 1959. Вып. 2. С. 56–77.

Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

Вишневская В.С. Верхнемеловые радиолярии Восточно-Европейской платформы и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 49–77.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Маринов В.А. и др. Новая находка радиолярий раннего мела на Арктическом побережье Восточной Сибири (район дельты р. Лена) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458, № 2. С. 177.

Вишневская В. С. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Подмосковья по радиоляриям // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2019. Т. 94, Вып. 4. С. 58–76.

Вишневская В.С., Маринов В.А., Агалаков С.Е. и др. Атлас образцов эталонной палеонтологической коллекции ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Верхний мел, Западная Сибирь. Тюмень: Тюменский нефтяной научный центр; ИПЦ «Экспресс», 2023. 348 с.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. С. 158.

Кудаманов А.И., Карих Т.М., Агалаков С.Е. Хэяхинская пачка опок и перекрывающие кремнисто-глинистые отложения (верхний мел, Западная Сибирь). Особенности строения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2020. № 11 (335). С. 21–30.

Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской

платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолитиздат, 1952. С. 24–51.

Липман Р.Х. Радиолярии // Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Л., 1960. С. 124–134 (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 29).

Липман Р.Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Труды ВСЕГЕИ. 1962. Т. 77. С. 234–323.

Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н. и др. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 43–73.

Маринов В.А., Барабашкин Е.Ю., Гнибиденко З.Н. и др. Верхнемеловой березовский горизонт Западной Сибири // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2022. Т. 97, вып. 4. С. 12–39.

Маринов В.А., Валащик И., Глухов Т.В., Новоселова М.Ю. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания. 17–21 сентября 2018 г. / Ред. Е.Ю. Барабашкин, Т.А. Липницкая, А.Ю. Гужиков. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 173–177.

Маринов В.А., Соболев Е.С. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Усть-Енисейского района (север Западной Сибири) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы научной сессии. Новосибирск, 26–28 апреля, 2006 г. Новосибирск: ГЕО, 2006. С. 109–112.

Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты // Труды Палеонтологического института. 2007. Т. 288. М.: Наука, 351 с.

Практическое руководство по микрофауне. Т. 6. Радиолярии мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 272 с.

Решение Межведомственного совещания и Межведомственного стратиграфического комитета по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности и особые мнения / Ред. Н.Н. Ростовцев. Новосибирск: Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), 1969. 143 с.

Решение 5-го межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (14–18 мая 1990 г., г. Тюмень). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.

Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской

низменности (г. Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.) / Ред. Н.Н. Ростовцев. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 465 с.

Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСГЕИ). 1955. № 2. С. 3–12.

Федоров Е.С. Новые данные по геологии Северного Урала. СПб.: Тип. А. Якобсона, 1889. 20 с.

Шуменко С.И. Известковый нанопланктон мезозоя Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 136 с.

Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О. Зональное расчленение сеноманских-сантонских отложений Юго-Западного Крыма по наннопланктону // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сборник научных трудов / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: ИД «Черноморпресс», 2016. С. 292–294.

Bown P.R., Cooper M.K.E. Jurassic // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Eds. P.R. Bown. Cambridge: Kluwer Academic Publishers, 1998. P. 34–85.

Bragina L., Bragin N., Proshina P., Pokrovsky B., et al. Radiolarian and planktonic foraminiferal biochronology of the Pano Panagia section, Lefkara Formation (Maastrichtian, Upper Cretaceous), Cyprus // Paleoworld. 2024. Vol. 33. P. 1336–1358. doi.org/10.1016/j.palwor.2023.09.007.

Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous Nannofossil Biostratigraphy / Ed. by P.R. Bown. British Micropaleontological Society Publication Series. 1998. P. 132–199.

Deflandre G. Sur les nannofossiles calcaires et leur systematique // Revue Micropaleontological. 1959. Vol. 2, N 3. P. 127–152.

Farinacci A. Catalogue of calcareous nannofossils. Roma: Institute Di Geolgia E Paleontologia Universita di Roma. 1969. Vol. 2. P. 142–143.

Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California. Special Papers in Palaeontology 3, 1968. 82 p.

Górka H. Les Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne Acta Palaeontologica Polonica. 1957. N 2. P. 239–284.

Hamilton G.B. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use // Eclogae Geologicae Helvetiae. 1977. Vol. 70. P. 575–597.

Lees J.A. Bown P.R. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 (Shatsky Rise, Northwest Pacific Ocean) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2005. Vol. 198. P. 1–60.

Pessagno E. The Phaseliformidae, new family and other Spongodiscacea from the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence: American Paleontological Bulletin (Cretaceous Radiolaria), 1972. Vol. 71, N. 270, pt. 1, P. 269–280.

Pessagno E. Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley sequence, California Coast Range // Bulletin American Paleontology. 1973. Vol. 63, № 276. P. 49–101.

Pessagno E.A. Upper Cretaceous radiolaria from DSDP Site 275 // Initial Reports of DSDP. Vol. 29. Washington: US Gov. Print. Office, 1975. P. 1011–1029.

Pessagno E. Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Special Publ. 1976. N 2. 96 p.

Popova-Goll I., Vishnevskaya V., Baumgartner P. Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) radiolarians from Voronezh Anticline, southwestern Russia // Micropaleontology. 2005. Vol. 51, N 1. P. 1–37.

Vishnevskaya V.S., Kozlova G.E. Volgian and Santonian-Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim // Acta Palaeontologica of Poland. 2012. Vol. 57. № 4. P. 773–790.

Статья поступила в редакцию 06.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 551.89:902.034

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-52-61

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОРТА ФАНАГОРИИ В V–I ВЕКАХ ДО Н. Э.

Алексей Олегович Хотылев¹✉, Дмитрий Викторович Корзинин²,
Сергей Валерьевич Ольховский³, Олег Владимирович Хотылев⁴,
Александр Александрович Майоров⁵, Николай Николаевич Дьяков⁶

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhotylev@yandex.ru ✉

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; korzinin@ocean.ru

³ Институт археологии РАН, Москва, Россия; uwiaran@gmail.com

⁴ АО «ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», Москва, Россия; hot63@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alex.yora@gmail.com

⁶ Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Севастополь, Россия; dyakoff@mail.ru

Аннотация. Статья посвящена изучению гидродинамических условий, существовавших в акватории города Фанагория во второй половине I тыс. до н. э. — в период постройки и эксплуатации крупного причального сооружения. Его необычную форму и размеры сложно объяснить без учета локальной обстановки — волнового и ветрового режимов, направления и интенсивности течений. Модели, построенные на основе современных данных с учетом палеогеографической реконструкции очертаний и глубин водоема, определили гидродинамические условия акватории и подтвердили практическую целесообразность формы древнего причала.

Ключевые слова: Таманский залив, Фанагория, археология, порт, течения, гидродинамические условия

Для цитирования: Хотылев А.О., Корзинин Д.В., Ольховский С.В., Хотылев О.В., Майоров А.А., Дьяков Н.Н. Эволюция гидродинамического режима порта Фанагории в V–I веках до н. э. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 52–61.

EVOLUTION OF HYDRODYNAMIC CONDITIONS OF THE PORT OF THE CITY OF PHANAGORIA IN THE 5th–1st CENTURIES BC

Aleksey O. Khotylev¹✉, Dmitriy V. Korzinin², Sergey V. Olkhovskiy³, Oleg V. Khotylev⁴,
Aleksander A. Mayorov⁵, Nikolay N. Dyakov⁶

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhotylev@yandex.ru ✉

² Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia; korzinin@ocean.ru

³ Institute of Archaeology of RAS, Moscow, Russia; uwiaran@gmail.com

⁴ JSC “ZARUBEZHGEOLGIA”, Moscow, Russia; hot63@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alex.yora@gmail.com

⁶ N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Sevastopol, Russia; dyakoff@mail.ru

Abstract. The present article is a study of hydrodynamical conditions that existed in the water area of Phanagoria in the second half of the I millennium BCE, during the construction and the following operation of a large pier structure. Its unusual shape and size is hard to explain without taking into account its local surroundings — wave and wind patterns, directions and strength of the currents. Models created using modern data and a paleogeographic reconstruction of the outlines and depth of the water area determined the hydrodynamic conditions of said area and confirmed the practical necessity of the ancient pier's shape.

Key words: Taman Bay, Phanagoria, seaport, archaeology, currents, hydrodynamic conditions

For citation: Khotylev A.O., Korzinin D.V., Olkhovskiy S.V., Khotylev O.V., Mayorov A.A., Dyakov N.N. Evolution of hydrodynamic conditions of the port of the city of Phanagoria in the 5th–1st centuries BC. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: (In Russ.).

Введение. Город Фанагория основан на южном побережье Таманского залива (рис. 1) в 540-х гг. до н. э. переселенцами из Малой Азии [Кузнецов, 2010]. В V в. до н. э. Фанагория вошла в состав Боспорского царства, что привело к интенсивному развитию города и его постепенному превращению во вторую (после Пантикапея) столицу государства. Развитию Фанагории способствовало ее выгодное положение

на перекрестке морских, речных и сухопутных торговых путей, соединявших Средиземноморье и Малую Азию с Меотидой и Предкавказьем.

Торговую логистику затрудняли мелководность Меотиды (Азовского моря) и русел Гипаниса (реки Кубань), недостаточные для морских судов. При этом Боспорское царство нуждалось в транзитном порте, способном обеспечить хранение и экспорт

сельскохозяйственной продукции Азиатского Боспора (современный Таманский полуостров и сопредельные территории), а также перегрузку импортных товаров с морских транспортов на плоскодонные суда, способные достичь отдаленных поселений, расположенных на берегах Меотиды и в верховьях Гипаниса.

Несмотря на мелководье, отсутствие естественной гавани и каменоломен, роль этого порта была отведена Фанагории, где не позднее 400 г. до н.э. развернулось масштабное гидротехническое строительство [Хотылев и др., 2022а, 2022б, 2023, 2024]. Одновременно с созданием портовой инфраструктуры город налаживал интенсивные торговые связи со многими полисами Средиземноморья и южного побережья Черного моря [Кузнецов, 2000].

Значительные ресурсы, вложенные в строительство порта Фанагории, объясняются высокими требованиями к его пропускной способности, подразумевающими возможность одновременной разгрузки/погрузки десятков судов и возможность подъезда колесного транспорта к судам, вставшим к причальной стенке. Соответствие порта Фанагории этим требованиям позволило организовать регулярный и крупномасштабный экспорт пшеницы в Афины, параллельно с обслуживанием сотен судов, ежегодно посещавших Азиатский Боспор в короткий период черноморской навигации.

Изучение этого порта, ныне затопленного морем и почти полностью замытого донными отложениями, началось в 2013 г. [Ольховский, Степанов, 2013] и продолжается до настоящего времени. Его размеры и очертания, установленные благодаря дистанционным обследованиям и подводным раскопкам, весьма нехарактерны для причалов того времени, и поначалу вызывали сомнения в его функциональном назначении. Учитывая, что конфигурация причала зависит от очертаний берега, волнового и ветрового режимов акватории, мы предположили, что форма этого сооружения является попыткой защитить его от замывания морскими осадками, и рассчитали модели гидро- и литодинамических условий, существовавших в акватории Фанагории в 400–100 гг. до н.э.

Материалы и методы исследований. Изучение большого причала Фанагории началось с комплекса дистанционных исследований: батиметрической съемки, гидролокации бокового обзора, гидромагнитной съемки, акустического профилирования. Наиболее информативные результаты предоставила карта аномального магнитного поля, показавшая очертания крупного сооружения и палеобереговой линии. Контур сооружения удалось установить благодаря тому, что существенную часть его конструкции составляют высокомагнитные горные породы [Хотылев и др., 2022а, 2022б, 2023, 2024], формирующие заметные аномалии на фоне слабомагнитных осадочных толщ [Lanza, Meloni, 2006; Смекалова, 2007]. Палеобереговую линию маркируют шлиховые аномалии — тяжелые и высокомаг-



Рис. 1. Схема расположения античного полиса Фанагория на побережье Таманского залива

нитные минералы железа, скапливающиеся вблизи уреза воды.

Для верификации результатов дистанционных обследований и изучения конструкции фанагорийского причала в нем расчищены 12 шурфов (в т.ч. 4 — на полную высоту конструкции), а также траншея по всей его ширине.

Направление современного вдольберегового переноса осадков установлено в результате анализа аэро- и космических снимков. Для оценки направления и объемов переноса осадков в интервалах 400–200 гг. до н.э. и 200–100 гг. до н.э. выполнен поэтапный расчет по модели LOND 2D [Леонтьев, 2014], с учетом данных современного ветрового режима, темпов голоценового осадконакопления и изменений уровня моря за прошедшее время. Кроме того, использована модель прогноза изменения контура береговой линии, произошедшего в результате постройки причала [Леонтьев, 2018]. Очертания и глубины Корокондамитского озера — соленого водоема сложной формы, существовавшего на месте Таманского залива в античное время, приняты на основании опубликованных данных о палеогеографии и скоростях осадконакопления в заливе [Никонов и др., 1998; Горлов и др., 2002; Паромов, 2015; Навроцкая и др., 2016; Гайдаленок и др., 2019; Мануилова и др., 2023].

Описание сооружения. Изучаемое сооружение состоит из двух конструкций. Первая конструкция, далее именуемая «большой причал», ориентирована перпендикулярно берегу по оси С–Ю, имеет не менее 160 м в длину и 68–71 м в ширину (рис. 2). Северный торец большого причала представляет собой скопление крупных камней длиной 30–32 м и шириной 55–58 м, возвышающееся над донными отложениями. Остальная часть большого причала перекрыта рыхлыми наносами (супеси, суглинки, пески) мощностью от 10–15 до 60–70 см. Сооружение сложено из валунов и неокатанных глыб разнородных горных пород размером от 10–15 до 40–50 см.

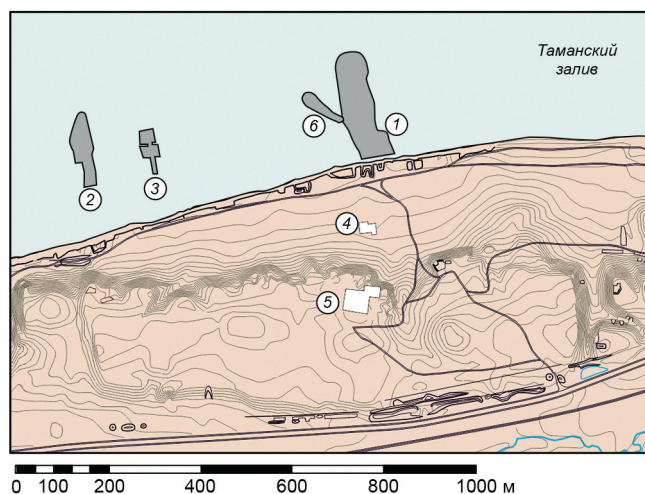


Рис. 2. Схема расположения основных объектов на территории Фанагории: 1 — большой причал классического времени (V–IV вв. до н.э.), 2 — гидротехническое сооружение неясной датировки (условно V–IV вв. до н.э.), 3 — причал римского времени (III–IV вв. н.э.), 4 — раскоп «Нижний город», 5 — раскоп «Верхний город», 6 — малый причал классического времени (V–IV вв. до н.э.)

Большой причал вскрыт насквозь двумя шурфами, его высота составляет 2,5–3,0 м. Западный борт причала оформлен в виде почти отвесной стенки высотой 2,5 м. Восточный борт конструкции, напротив, оказался пологим и вытянутым, без выраженного края.

К центральной части западного борта большого причала примыкает вторая конструкция — ориентированная по оси СЗ–ЮВ веретенообразная насыпь длиной 90–92 м и шириной 30–35 м, далее именуемая «малый причал» (рис. 2). Шурф, вскрывший его насквозь, показал, что малый причал сложен из валунов и глыб разнородных горных пород максимальным диаметром 10–45 см, высота его конструкции достигает 2,0 м. Облик (габариты, степень окатанности) и состав каменного материала, использованного при строительстве обоих причалов, идентичны.

Кровли обоих сооружений расположены на одной высоте, а различия в мощности самих конструкций обусловлены разной глубиной дна, на котором они возводились. С учетом того, что нагонные ветра могут повысить уровень воды в Таманском заливе до +40 см, рабочая поверхность причалов должна была возвышаться над водой не менее чем на 0,5 м. Это позволяет определить, что глубина воды у причальной стенки в период строительства причала составляла как минимум от 1,5 до 2,5 м по мере удаления от берега.

Изучение состава морских осадков вокруг большого причала показало: с восточной стороны относительно разреженная каменная кладка перекрывается и подстилается однородными неслоистыми мелкозернистыми песчаными толщами, а ковш, образованный северными оконечностями большого и малого причалов, заполнен смешанными осадками, густо насыщенными осколками мидий размером 1–4 см, мелкой галькой и мелкими об-

ломками керамических сосудов. Учитывая обилие перемолотых раковин мидий, которые могли быть так раздроблены только в результате интенсивных штормов, мы интерпретируем эти супеси как штормовые образования.

Период строительства большого причала установлен благодаря тому, что при расчистке шурфов в интервалах между камнями кладки были найдены тысячи фрагментов разнообразных керамических сосудов и остатки корзины из растительных волокон. Комплекс керамики, найденной внутри причала, преимущественно относится к 400–350 гг. до н.э. Радиоуглеродное датирование двух фрагментов плетеной корзины показало: первый образец имеет калиброванный возраст в интервале 734–368 гг. до н.э. (95,4 %), с наибольшей вероятностью (90,1 %) 546–368 гг. до н.э. Второй образец датирован интервалом 403–205 гг. до н.э. (95,4 %). Даты двух образцов пересекаются в интервале 403–368 гг. до н.э. Сопоставляя возраст керамических изделий и плетеной корзины, мы определяем период строительства этой части большого причала как 400–370 гг. до н.э.

Период строительства малого причала установлен на основании датировки керамических находок из шурфа и крупного фрагмента бревна, найденного внутри конструкции. Радиоуглеродное датирование показало, что с вероятностью 95,4 % дерево срублено в интервале 748–402 гг. до н.э., при этом с вероятностью 75,6 % — в интервале 567–402 гг. до н.э.

Значительное количество и ассортимент керамических сосудов, найденных в ковше между большим и малым причалами, показывает, что сооружение функционировало по крайней мере до I в. до н.э., хотя ковш к тому времени был уже почти полностью заполнен осадками.

Находка у оконечности малого причала военного корабля (рис. 2, б), затонувшего в 63 г. до н.э. [Boetto, et al., 2022], означает, что глубина воды здесь составляла не менее 1 м, что было достаточно для подхода мелкосидящих судов к южной стенке малого причала.

Строительство в III–IV вв. н.э. нового причала в западной части порта (рис. 2, 3) [Кузнецов, Ольховский, 2016; Голофаст, Ольховский, 2016; Румянцева, Ольховский, 2015] свидетельствует, что большой причал (рис. 2, 1) Фанагории к тому времени был уже полностью затоплен и перекрыт донными осадками.

Гидродинамический и литодинамический режимы прилегающей акватории. При изучении портовых сооружений необходимо учитывать гидродинамический режим акватории: наличие и направление палеотечений, интенсивность вдольберегового переноса осадков. Эти факторы непосредственно влияют на функциональность причалов, так как могут привести к замыванию гидротехнических сооружений, изменению очертаний береговой линии, обмелению прилегающей акватории.

Согласно данным ГМС Тамань, в кутовой части Таманского залива наибольшая повторяемость ха-

рактерна для ветров восточных и северо-восточных румбов (рис. 3). При этом форма залива, вытянутая в широтном направлении, способствует тому, что наибольшим разгоном обладают волны с западных румбов. Наглядным свидетельством преобладающего переноса осадков с запада на восток являются аккумулятивные террасы, намытые с западной стороны современных причалов поселков Приморский и Сенной (рис. 4, а, б).

Аэрофотоснимки показывают, что на побережьях Таманского залива сохранились крупные формы рельефа, образование которых невозможно объяснить современной схемой преобладающего переноса осадков — например, вытянутая на запад затопленная коса у пос. Приморский (рис. 4, в, г). Подобную форму мог сформировать только длительный вдольбереговой перенос осадков с востока на запад. Современная коса, постепенно отрезающая Маркитантское озеро от Таманского залива, формируется за счет переноса осадков с запада на восток, и выглядит более светлой ветвистой полосой (рис. 4, в, г).

Мы полагаем, что по крайней мере в I тыс. до н. э. вдольбереговой перенос в этой акватории был направлен противоположно современному — с востока на запад. Песчаная толща вдоль восточного борта большого причала Фанагории вполне могла сформироваться в результате вдольберегового переноса осадков [Горлов и др., 2002; Артюхин, 2010]. Для проверки этой возможности мы провели расчет модели переноса и накопления осадков, включающий оценку влияния переноса на контур прилегающего берега и на функциональные возможности причала.

Результаты исследований. Моделирование включало в себя несколько последовательных этапов:

- создание палеогеографической модели (уровень моря, конфигурация водоема, палеобатиметрия);
- расчет волнового режима на основе ветровой картины и палеогеографических данных;
- расчет направления и объемов вдольберегового переноса с учетом волнового режима и контура береговой линии;
- расчет влияния причала на вдольбереговой перенос и контур береговой линии.

Создание палеогеографической модели. Уровень моря. Интервал начала-середины I тыс. до н. э. характеризовался низким уровнем моря по отношению к современному, а в начале н. э. уровень моря начал увеличиваться. Авторы по-разному оценивают величину снижения уровня воды: от 1–2 до 5–6 м [Никонов, 1998; Brückner, et al., 2010; Fouache, et al., 2012; Поротов, 2013; Паромов, 2015; Дикарев, 2018; Поротов, 2018]. Рассчитывая модель для интервала 400–200 гг. до н. э., мы используем собственную оценку уровня воды. При шурфовке прибрежной части большого причала Фанагории нами найден слой, где камни конструкции подстилаются и перекрываются выраженными прослоями прессованной

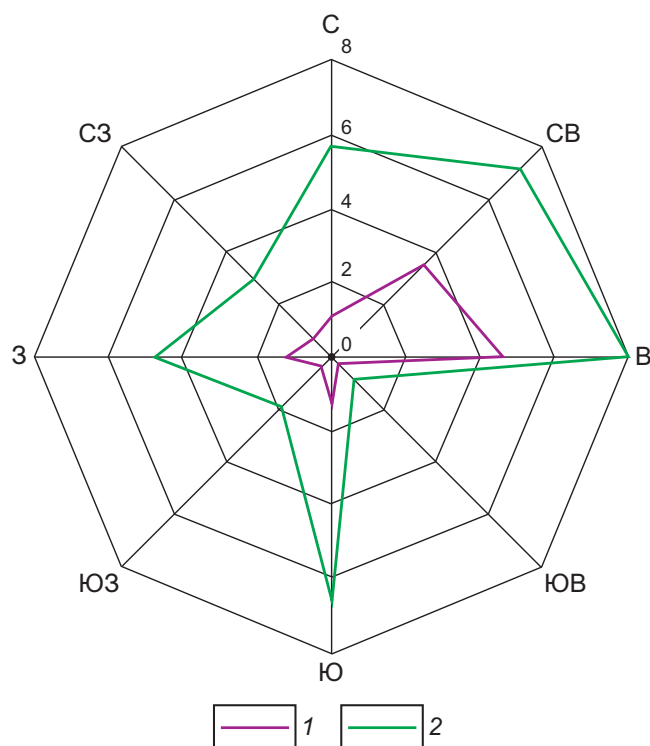


Рис. 3. Современная роза ветров по данным МГ-II Тамань: 1 — ветра более 10 м/с, 2 — ветра 5–10 м/с

зостеры (взморник, камка), обычно скапливающимися в волноприбойной зоне. Так как мы относим начало строительства причала к 400–350 гг. до н. э., а прослой зостеры расположены гипсометрически на 3 м ниже современного уреза воды, это позволяет нам определить уровень моря по состоянию примерно на 400 г. до н. э. на отметке –3 м относительно современного.

Скорость подъема уровня моря возможно оценить на основе результатов современных наблюдений. Данные гидропоста в г. Керчь [Навроцкая и др., 2016] показывают, что средний рост уровня моря в 1875–2005 гг. составил +0,7 мм/год. Средний рост уровня Черного и Азовского морей в 1874–1991 гг. по данным [Филиппов, 2015] составил +1,8 мм/год. Учитывая высоту кровли причала римского времени (III–IV вв. н. э.) [Кузнецов, Ольховский, 2016; Голофаст, Ольховский, 2016; Румянцева, Ольховский, 2015] и высоту кровли большого причала (V–IV вв. до н. э.), мы оцениваем скорость подъема уровня акватории Фанагории как примерно +2 мм/год.

Так как применяемая нами модель расчета корректна только для условий стабильного уровня моря [Леонтьев, 2018], мы подразделили интересующий нас временной период на 2 интервала с различным уровнем моря — 400–200 гг. до н. э. и 200–100 гг. до н. э.

Если исходить из того, что темпы повышения уровня моря в 400–200 гг. до н. э. не превышали вышеуказанные, уровень воды в этот период поднялся на 14–40 см (рост 0,7–2 мм/год соответственно). Это позволяет при расчете модели принимать, что

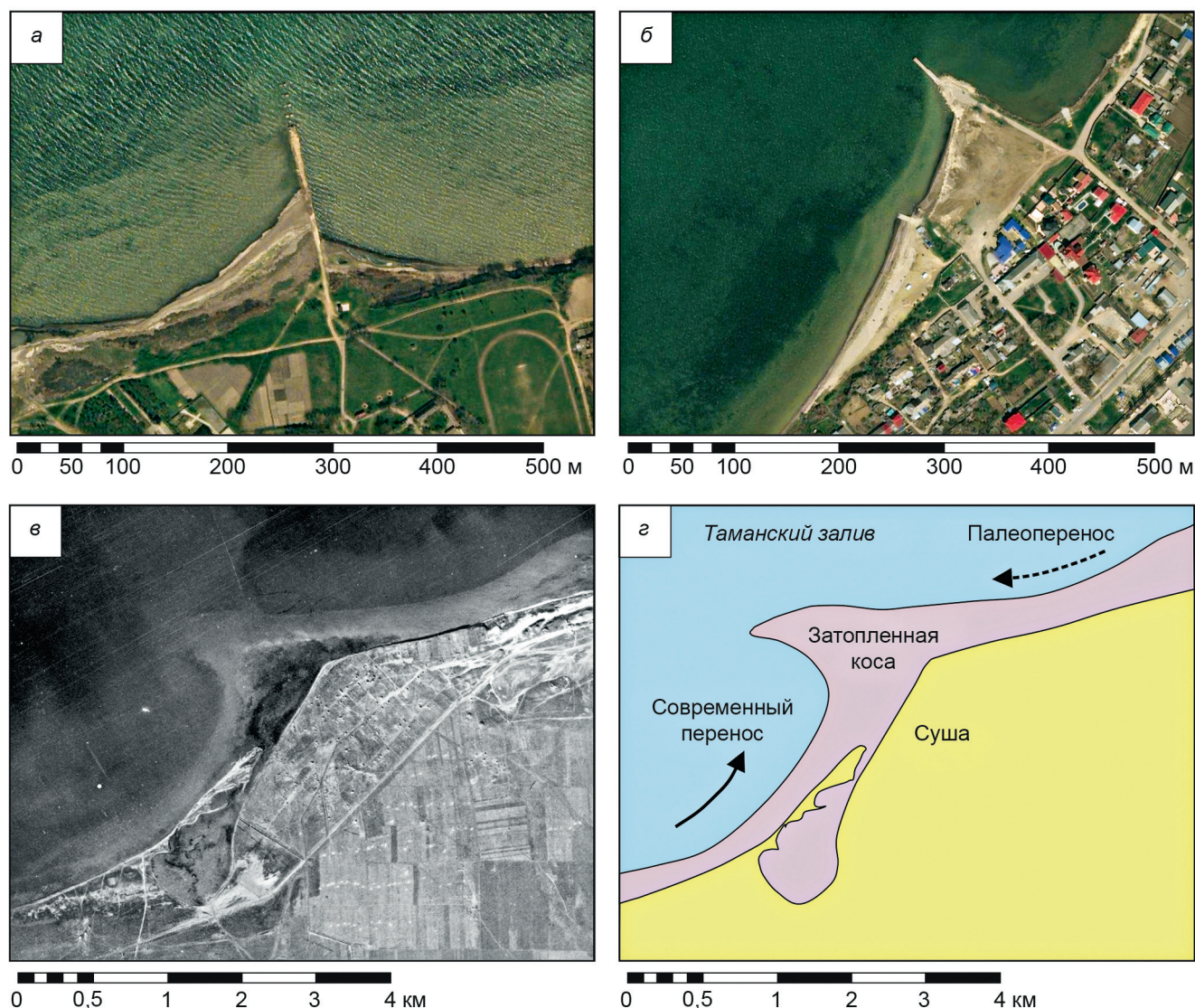


Рис. 4. Современные и древние аккумулятивные формы рельефа в окрестностях Фанагории: а, б — современные причалы в поселках Приморский (а) и Сенной (б) с аккумулятивными террасами; в, з — затопленная древняя коса и современная коса, отчленяющая озеро у пос. Приморский; в — аэрофотоснимок косы (1942 г.), сформировавшейся в результате палеопереноса, у пос. Приморский, з — схема строения рельефа и вдольберегового переноса осадков у пос. Приморский

в 400–200 гг. до н. э. уровень моря был стабилен (–3 м относительно современного).

Подъем уровня моря на интервале 400–200 гг. до н. э. составил не более 0,4 м, поэтому при расчете модели для интервала 200–100 гг. до н. э. мы принимаем уровень моря как –2 м относительно современного, чтобы учесть подъем уровня моря на предыдущем интервале.

Форма бассейна. Конфигурация палеобассейна Таманского залива принята нами исходя из гипотезы, что в I тыс. до н. э. Маркитантскую косу и косу Рубанова соединяла аккумулятивная пересыпь (рис. 5) [Горлов и др., 2002; Артюхин, 2010].

На востоке и на юге залива наша модель предусматривает наличие нескольких проливов или речных рукавов (рис. 5), частично сохранившихся в форме современных Ахтанизовского и Кизилташского лиманов, обеспечивавших сообщение

Корокондамитского озера с Меотидой и дельтой Гипаниса. Хотя гипотеза о существовании указанных проливов до сих пор не доказана [Гарбузов, 2016], мы исходим из их наличия на основе собственных данных [Мануилова и др., 2023]. Контур водоема, принятый в модели с учетом вышеперечисленных факторов, приведен на рис. 5. Так как ширина проливов незначительна по сравнению с размерами залива, то их вклад в волновую картину весьма небольшой.

Расчет палеоглубин Корокондамитского озера выполнен на основе современных морских карт Таманского залива с учетом фактора естественного осадконакопления. Расчет волн выполнен для точки, находящейся в створе большого причала Фанагории, в 1400 м к северу от современного берега, на глубине 3,8 м.

При расчете волновых условий учитывались уровень моря и мощность накопленного осадочного

материала. По результатам непрерывного сейсмического профилирования [Гайдаленок и др., 2019], на дне Таманского залива в голоцене накопилось от 9 до 15 м осадков, что позволяет оценить скорость осадконакопления в основной части этой акватории (кроме прибрежной) как 1,2 м за 1000 лет. Радиоуглеродное датирование раковин, извлеченных из донных осадков [Горлов и др., 2002], показало, в центральной части Таманского залива накапливается 1 м за 800 лет (1,2–1,3 м за 1000 лет), что близко к оценке по сейсмическим данным. На основе вышеизложенного мы принимаем, что за последние 2000 лет на дне Таманского залива отложилось не менее 2 м осадков.

Таким образом, мы полагаем, что в точке расчета волн, ныне расположенной на глубине 3,8 м, в интервале 400–200 гг. до н. э. уровень моря был на 3 м ниже современного (ввиду изменения уровня моря), а поверхность дна — на 2 м ниже современного (ввиду осадконакопления), что определяет глубину моря в точке расчета как 2,8 м. В интервале 200–100 гг. до н. э. поправка за уровень моря составит 2 м, за накопленные осадки — 2 м, что дает глубину в точке расчета — 3,8 м.

Расчет волнового режима выполнен на основе современных многолетних данных о ветровых условиях, с допущением, что за последние 2000–2500 лет они изменились незначительно. Нами использованы данные о повторяемости ветров в 1939–2020 гг., зафиксированные МГ-П Тамань. Для расчета волнового режима взяты зависимости, описывающие волнообразование под действием приводного ветра с учетом длины разгона волн, конфигурации акватории и глубины в расчетной точке [Лаппо и др., 1990; РД 52.10. 865-2017..., 2018].

В результате рассчитана повторяемость волновых режимов на протяжении двух заданных временных интервалов. Волновые режимы рассчитаны для волноопасных румбов для каждой градации скорости ветра. Для точки расчета волноопасными являются западные, северо-западные, северные и северо-восточные румбы, так как ветры этих направлений способны формировать волны значимой высоты. При ветрах южных румбов прибрежная акватория Фанагории прикрыта берегом, и пространства для формирования волн недостаточно. По результатам расчета, в интервале 200–100 гг. до н. э. ввиду уве-

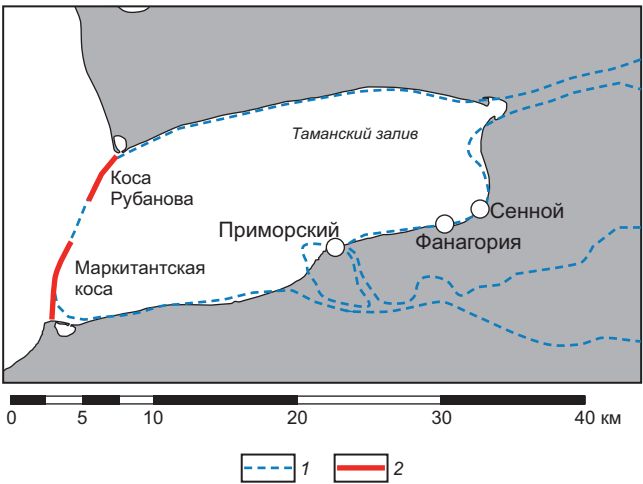


Рис. 5. Контуры водоема, принятые для моделирования и положение кос Маркитантской и Рубанова: 1 — контур Корокондамитского озера, 2 — косы

личения глубин моря высота волн увеличилась для всех волноопасных румбов (табл. 1) по сравнению с интервалом 400–200 гг. до н. э.

Расчет вдольберегового переноса. На основе вышеприведенных данных выполнен расчет волнового режима, так как при отсутствии стабильных течений именно волнение является основным переносчиком осадочного материала. Численная оценка параметров вдольберегового переноса выполнена по модели LOND2D, разработанной И.О. Леонтьевым [2014]. В основе модели лежит связь интегрального вдольберегового расхода наносов (Q_y) с продольной составляющей потока энергии (F_y), который генерируют подходящие к берегу волны. Значение Q_y соответствует расходу потока наносов в расчетном створе в случае его полного насыщения, т. е. емкости вдольберегового потока наносов при данных волновых условиях.

Результаты моделирования (табл. 2) показывают, что в течение обоих изучаемых интервалов преобладающий перенос происходил с востока на запад и составлял 3,2–3,9 тыс. м³ в год.

Расчет влияния гидротехнического сооружения на вдольбереговой перенос. Расчет изменений контура береговой линии после постройки причала выполнен по методу И.О. Леонтьева [2018]. Эта модель предполагает, что накопление наносов с наветренной стороны сооружения сопровождается

Таблица 1

Расчетные высоты волн (м) при разных скоростях ветра (м/с)

Румб	З		СЗ		С		СВ	
Период Скорость ветра, м/с	400–200 гг. до н.э.	200–100 гг. до н.э.	400–200 гг. до н.э.	200–100 гг. до н.э.	400–200 гг. до н.э.	200–100 гг. до н.э.	400–200 гг. до н.э.	200–100 гг. до н.э.
1–5	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06
6–10	0,24	0,28	0,23	0,26	0,21	0,23	0,19	0,21
11–15	0,34	0,4	0,33	0,39	0,31	0,35	0,29	0,33
16–20	0,41	0,49	0,4	0,48	0,38	0,44	0,37	0,43

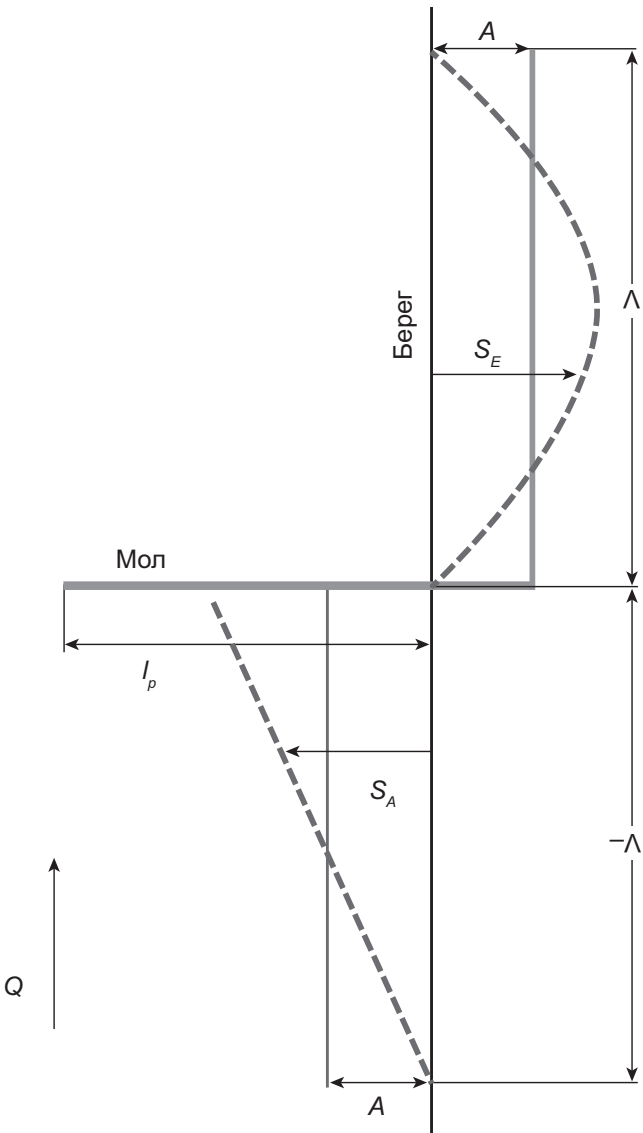


Рис. 6. Схема к расчету изменения контура берега при устойчивом вдольбереговом потоке наносов (Q) под влиянием препятствия согласно [Леонтьев, 2018]

выдвижением берега на расстояние S_A , а с подветренной стороны сооружения берег отступает на величину S_E . Смещение S_A аппроксимируется линейной функцией, а S_E — полуволной синусоиды (рис. 6). Соответственно, значения S_A и S_E зависят от среднего смещения береговой линии A и протяженности области влияния сооружения Λ .

Полученные значения S характеризуют средние смещения берега за 1 год. Если литодинамические условия остаются постоянными в течение продолжительного времени, то значения A и Λ в зависимости от количества лет увеличиваются согласно формулам:

$$A_t = A\sqrt{t} \text{ и } \Lambda_t = \Lambda\sqrt{t}.$$

Эти зависимости действительны до тех пор, пока среднее выдвижение берега у причала значительно меньше длины сооружения, т. е. $A_t/l_p \ll 1$.

На основе установленных объемов вдольберегового переноса определена интенсивность перемеще-

Таблица 2

Расчетные объемы годового вдольберегового переноса осадков, м³ в год

Период	Восток	Запад	Суммарный (на запад)
400–200 гг. до н.э.	2704	5920	3216
200–100 гг. до н.э.	3818	7729	3911

ния береговой линии в сторону моря с восточной стороны причала и в сторону берега — с западной стороны. Расчет показывает, что к 200 г. до н.э. аккумулятивная терраса с восточной стороны причала, сформированная преобладающим переносом песчаных осадков с востока на запад, достигла мористой оконечности сооружения (рис. 7, а). Таким образом, уже на рубеже 200–100 гг. до н.э. песчаные осадки начали огибать оконечность причала и осаждаться вдоль его западного борта.

Согласно модели, около 200 г. до н.э. из-за повышения уровня моря урез воды сместился в сторону берега на 28 м, что сократило площадь аккумулятивной площадки. Но при этом повышение уровня моря значительно ускорило перенос и накопление наносов с восточной стороны причала из-за увеличения высоты волнения (табл. 1). Уже к 180 г. до н.э. расчетные очертания аккумулятивной косы расположены значительно мористее оконечности причала (рис. 7, б). В действительности, в этот период аккумулятивная терраса с восточной стороны сооружения не расширяется, так как осадочный материал, поступающий с востока, огибает причал и откладывается к западу от него.

Значительные различия формы аккумулятивной террасы, смоделированные по состоянию на 200 г. до н.э. и на 180 г. до н.э., условны, так как факторы, влияющие на скорость осадконакопления (повышение уровня моря, увеличение количества волновой энергии и объемов переносимого вдоль берега материала), изменялись постепенно.

Обсуждение результатов. На основе результатов моделирования и с учетом датировки археологических находок возможно реконструировать следующее развитие событий.

Строительство большого причала Фанагории началось не позднее 400 г. до н.э. в обстановке вдольберегового переноса осадков с востока на запад. Вероятно, что для швартовки судов изначально планировали использовать обе стороны причала и выстроили оба борта в виде отвесных стенок. Но как только причал стал препятствовать вдольбереговому переносу осадков, с его восточной стороны начала формироваться аккумулятивная терраса (рис. 7; 8, а). Объем поступающих осадков оказался столь значительным, что за 200 лет (400–180 гг. до н.э.) эта аккумулятивная терраса сформировалась по всей длине восточной стороны причала, что исключило ее использование для швартовки судов. Необычайно крупная ширина большого причала

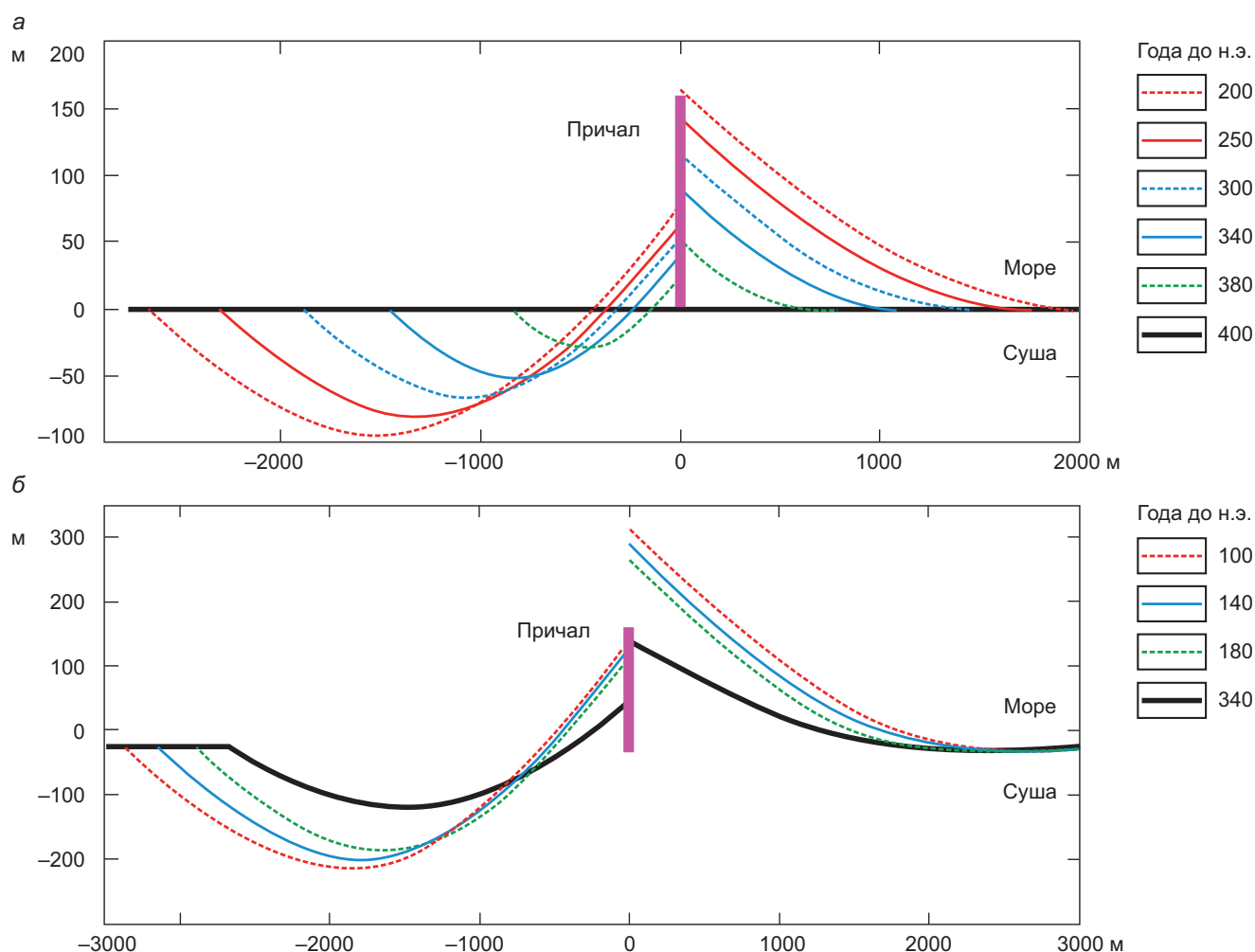


Рис. 7. Изменение контура берега под влиянием причала: а — в интервале 400–200 гг. до н.э., б — в интервале 200–100 гг. до н.э.

может объясняться тем, что на протяжении длительного времени горожане мостили камнем постоянно расширяющуюся песчаную отмель с его восточной стороны, в результате получая возможность полноценно использовать эту намывную территорию для складирования товаров, зимней стоянки судов, а возможно и для размещения верфи. Одновременно с западной стороны причала происходило отступление берега и накопление осадков вблизи уреза воды (рис. 7; 8, б).

Мы полагаем, что строительство большого причала продолжалось на протяжении века не только потому, что необходимый для этого каменный материал поступал в Фанагорию порционно и в ограниченных объемах, но и из-за дополнительных объемов работ, связанных с постройкой защитной насыпи и отмошкой песчаной отмели вдоль восточного борта причала.

Главной задачей строителей, несомненно, являлось предотвращение замыкания осадками западного борта причала, так как уменьшение глубин вдоль причальной стенки могло затруднить или вовсе помешать подходу судов на разгрузку и погрузку (рис. 8, б). Для предотвращения такого развития событий к большому причалу Фанагории пристроили

малый причал, ориентированный на северо-запад и выполнявший 2 основные функции: он защищал южную часть западного борта от морских наносов и увеличил длину причальной стенки (рис. 8, в). В ковше между большим и малым причалами начали скапливаться штормовые осадки, при этом южная часть причальной акватории оказалась относительно защищена от последствий вдольберегового переноса и штормов.

О синхронности строительства большого и малого причалов свидетельствуют сходные высоты их кровли, сходный состав каменного материала, сходная конструкция, сходные комплексы археологических находок, сходный радиоуглеродный возраст находок из органических материалов.

Результаты моделирования показали, что в случае отсутствия малого причала уже в I в. до н. э. суда не смогли бы подойти к западному борту большого причала из-за обмеления прилегающей акватории. При этом находка военного корабля, затонувшего у оконечности малого причала в 63 г. до н. э., демонстрирует, что к этому времени глубина моря составляла здесь не менее 1 м, что обеспечивало морским судам возможность подхода к причалу Фанагории [Boetto, et al., 2022].

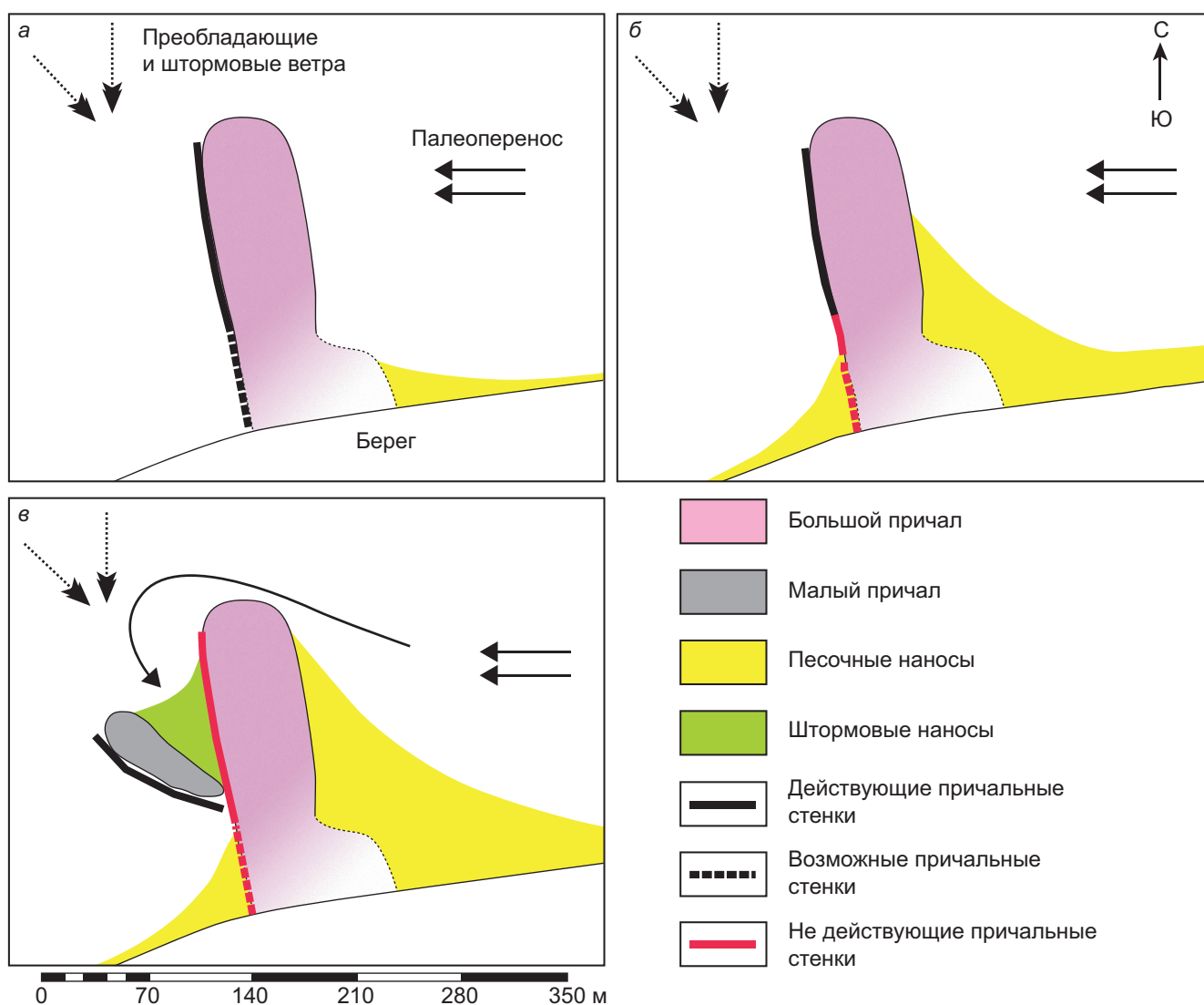


Рис. 8. Развитие аккумулятивных тел вокруг причала Фанагории: а — фаза аккумуляции осадков с восточной стороны (V–IV вв. до н.э.), б — фаза аккумуляции осадков с обеих сторон, в — фаза накопления осадков после строительства малого причала

Заключение. В I тыс. до н.э. вдольбереговой перенос осадков у южного берега Корокондамитского озера был ориентирован с востока на запад, т.е. противоположно современному направлению.

Одновременно с началом строительства большого причала Фанагории (не позднее 400 г. до н.э.) с его восточной стороны началось накопление песков. За 200–220 лет аккумулятивная терраса достигла северной оконечности причала, и вдольбереговой перенос начал размывать и западный борт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артюхин Ю.В. Учет геологических факторов при изучении истории античной и средневековой колонизации Таманского полуострова // Боспорские исследования. Вып. XXIV. 2010. С. 321–329.

Гайдаленок О.В., Шматков А.А., Шматкова А.А., Ольховский С.В. Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таманского залива в районе античного города Фанагория // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 184–190.

Малый причал эффективно решил 2 проблемы: защитил причальные стенки от замывания вдольбереговым переносом и от накопления штормовых осадков с западных направлений. Морские суда могли подходить к причальным стенкам порта Фанагории как минимум до середины I в. до н.э.

Финансирование. Часть исследования, связанная с гидро- и литодинамическими расчетами, выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE–2024–0018).

Гарбузов Г.П. «Страбонов» рукав Кубани и хора Фанагории // Фанагория. Результаты археологических исследований. Материалы по археологии и истории Фанагории. Т. 4. М., 2016. С. 34–45.

Голофаст Л.А., Ольховский С.В. Комплекс керамики из подводного фундамента в акватории Фанагории // Фанагория. Результаты археологических исследований. Т. 4. Материалы по археологии и истории Фанагории. Вып. 2. М., 2016. С. 46–82.

- Горлов Ю.В., Поротов А.В., Янина Т.А. и др. К вопросу об историко-географической ситуации на Таманском полуострове в период греческой цивилизации // ПИФК. 2002. Т. XII. С. 248–257.
- Дикарев В.А. Динамика берегов Таманского и Керченского полуостровов в условиях изменения уровня моря // Экосистемы: экология и динамика. 2018. Т. 2, № 4. С. 61–74.
- Кузнецов В.Д. Афины и Боспор: хлебная торговля // Российская археология. 2000. № 1. С. 107–120.
- Кузнецов В.Д. О времени основания Фанагории // Древности Боспора. 2010. № 14. С. 313–321.
- Кузнецов В.Д., Ольховский С.В. Некоторые итоги подводных исследований в Фанагории (1998–2015 гг.) // Фанагория. Результаты археологических исследований. Т. 4. М., 2016. С. 325–352.
- Лаппо Д.Д., Стрекалов С.С., Завьялов В.К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения / Под ред. Д.Д. Лаппо Л.: ВНИИГ, 1990. 432 с.
- Леонтьев И.О. Изменение контура берега, вызванное поперечным сооружением в береговой зоне моря // Геоморфология. 2018. № 3. С. 32–39.
- Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014. Т. 54, № 2. С. 226–232.
- Мануилова Е.А., Хотылев О.В., Ольховский С.В. и др. Палеогидросеть Таманского полуострова по материалам дистанционного зондирования // КСИА. Вып. 272. 2023. С. 452–467.
- Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В., Андрианова О.Р., Белевич Р.Р. Многолетние изменения уровня моря в районах лагунных берегов Балтийского и Черного морей // География и природные ресурсы. 2016. № 4. С. 55–65.
- Никонов А.А. Затопленные остатки античных сооружений по берегам Боспора Киммерийского (в связи с проблемой изменения уровня моря) // Российская археология. 1998. № 3. С. 57–66.
- Ольховский С.В., Степанов А.В. Магнитометрические разведки в акватории Фанагории // Вопросы подводной археологии. 2013. № 4. С. 53–58.
- Паромов Я.М. Краеугольный камень Таманской палеогеографии // Краткие сообщения Института археологии. № 241. 2015. С. 137–153.
- Петрусович М.Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., 1961.
- Поротов А.В. Изменения уровня Черного моря в голоцене на основе геоархеологических индикаторов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 1. С. 76–82.
- Поротов А.В. Палеогеоморфологические условия Азовского побережья Керченского побережья в античное время // Боспорские исследования. 2018. № 38. С. 43–53.
- РД 52.10. 865-2017 «Руководство по расчету режимных характеристик морского волнения». М.: ФГБУ «ГОИН», 2018.
- Румянцев О.С., Ольховский С.В. Импорт стекла на Тамань в позднеримское время: первые результаты и проблема интерпретации // Российская археология. 2015. № 2. С. 86–100.
- Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG. СПб.: Санкт-Петербургский государственный университет, 2007. 73 с.
- Филиппов Ю.Г. О возможных изменениях в прибрежной зоне юго-восточной части Азовского моря при повышении уровня моря // Тр. Гос. океанографического института. 2015. № 216. С. 86–95.
- Хотылев А.О., Ольховский С.В., Хотылев О.В. и др. О некоторых методах изучения каменного материала археологических объектов // КСИА. 2024. № 274. С. 369–388.
- Хотылев А.О., Копачев Л.Ф., Прошина П.А. и др. Поставки строительного камня в Северное Причерноморье в середине 1-го тысячелетия до н. э. по данным микропалеонтологического анализа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 3–19.
- Хотылев А.О., Ольховский С.В., Майоров А.А. и др. Применение методов изотопной геохронологии для локализации регионов импорта каменного материала // Российские нанотехнологии. 2022а. Т. 17, № 5. С. 603–615.
- Хотылев А.О., Хотылев О.В., Ольховский С.В., Майоров А.А. Каменный материал некоторых построек акрополя Фанагории // Проблемы истории, филологии, культуры. 2022б. № 3. С. 51–70.
- Boetto G., Poveda P., Olkhovskiy S. The Hellenistic Shipwreck of Phanagoria (Taman Peninsula, Black Sea, Russia): A Small Military Vessel // International Journal of Nautical Archaeology. 2022.
- Brückner H., Kelterbaum D., Marunchak O., et al. The Holocene sea level story since 7500 BP — Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas // Quaternary International. 2010. № 225. P. 160–179.
- Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H., et al. The Late Holocene evolution of the Black Sea e a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. 2012. 266. P. 162–174.
- Lanza R., Meloni A. The Earth's Magnetism — An Introduction for Geologists. Springer. Berlin; Heidelberg; New York, 2006.

Статья поступила в редакцию 13.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.84

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-62-70

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТУТХЛИВАЯМ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ ЭРУВАЯМСКОГО РУДНОГО УЗЛА (КАМЧАТКА)

Петр Евгеньевич Швейгерт^{1✉}, Ильдар Анатольевич Калько²,
Дарья Сергеевна Буханова³, Константин Андреевич Грибушин⁴

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; schweigertpe@gmail.com ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ildarkalko@ya.ru

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; dasha-snejinka@yandex.ru

⁴ Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; konst.gribushin@yandex.ru

Аннотация. Изучена вертикальная геохимическая зональность эпитермального золото-серебряного рудопроявления Тутхливаям (Оссорский рудный район, Камчатка). Химический состав руд изучен по результатам сколового опробования, определены коэффициенты концентрации химических элементов и геохимические ассоциации в погоризонтных выборках. Определен вертикальный ряд геохимической зональности (снизу вверх): Cd–Pb–Zn–Cu–Ag–Mo–Sb–As–Hg–Fe–Ba–K–Mn–Au–Sr–Ca. Предложены показатели для оценки уровня эрозийного среза рудопроявления, рекомендуемые для золото-серебряных объектов Оссорского рудного района и аналогичных месторождений вулканогенных поясов.

Ключевые слова: вертикальная геохимическая зональность, эрозийный срез, эпитермальные золото-серебряные месторождения, Тутхливаям, Оссорский рудный район, Камчатка

Для цитирования: Швейгерт П.Е., Калько И.А., Буханова Д.С., Грибушин К.А. Вертикальная геохимическая зональность рудопроявления Тутхливаям и критерии оценки эрозийного среза на территории Эруваямского рудного узла (Камчатка) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 62–70.

VERTICAL GEOCHEMICAL ZONATION OF THE TUTKHLIVAYAM ORE OCCURRENCE AND EROSIONAL TRUNCATION ESTIMATE CRITERIA FOR THE ERUVAYAM ORE CLUSTER (KAMCHATKA)

Petr E. Schweigert^{1✉}, Ildar A. Kalko², Darya S. Bukhanova³, Konstantin A. Gribushin⁴

¹ Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; schweigertpe@gmail.com ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ildarkalko@ya.ru

³ Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; dasha-snejinka@yandex.ru

⁴ Geotechnological Research Center FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; konst.gribushin@yandex.ru

Abstract. The vertical geochemical zonation of the Tutkhlivayam epithermal gold-silver ore occurrence (Ossora ore district, Kamchatka) has been studied. The chemical composition of the ores was studied based on the results of chip sampling, the concentration coefficients of chemical elements and geochemical associations in horizon samples were determined. The vertical series of geochemical zonation was determined (bottom to top): Cd–Pb–Zn–Cu–Ag–Mo–Sb–As–Hg–Fe–Ba–K–Mn–Au–Sr–Ca. The indicators for estimating the level of erosional truncation of the Tutkhlivayam ore occurrence, other gold-silver objects of the Ossora ore district and similar deposits of volcanogenic belts are proposed.

Keywords: vertical geochemical zonation, erosional truncation, epithermal gold-silver deposits, Tutkhlivayam, Ossora ore district, Kamchatka

For citation: Schweigert P.E., Kalko I.A., Bukhanova D.S., Gribushin K.A. Vertical geochemical zonation of the Tutkhlivayam ore occurrence and erosional truncation estimate criteria for the Eruvayam ore cluster (Kamchatka). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 62–70. (In Russ.).

Введение. Камчатка является одной из наиболее перспективных золотодобывающих провинций Российской Федерации [Бортников, Толстых, 2023]. В последние годы прирост запасов и добыча золота на Камчатке осуществляются главным образом за счет вовлечения в разработку объектов, расположенных в Южно-Камчатском и Центрально-Камчатском рудных районах [Государственный..., 2023],

что связано со слабой экономической освоенностью северной части региона. Металлогенический потенциал Северо-Камчатского (Оссорского) рудного района связан с кластерами эпитермальных золото-серебряных рудопроявлений, объединяемыми в несколько рудных узлов [Карта..., 1999]. На сегодняшний день для большинства рудопроявлений района прогнозные ресурсы оценены только по

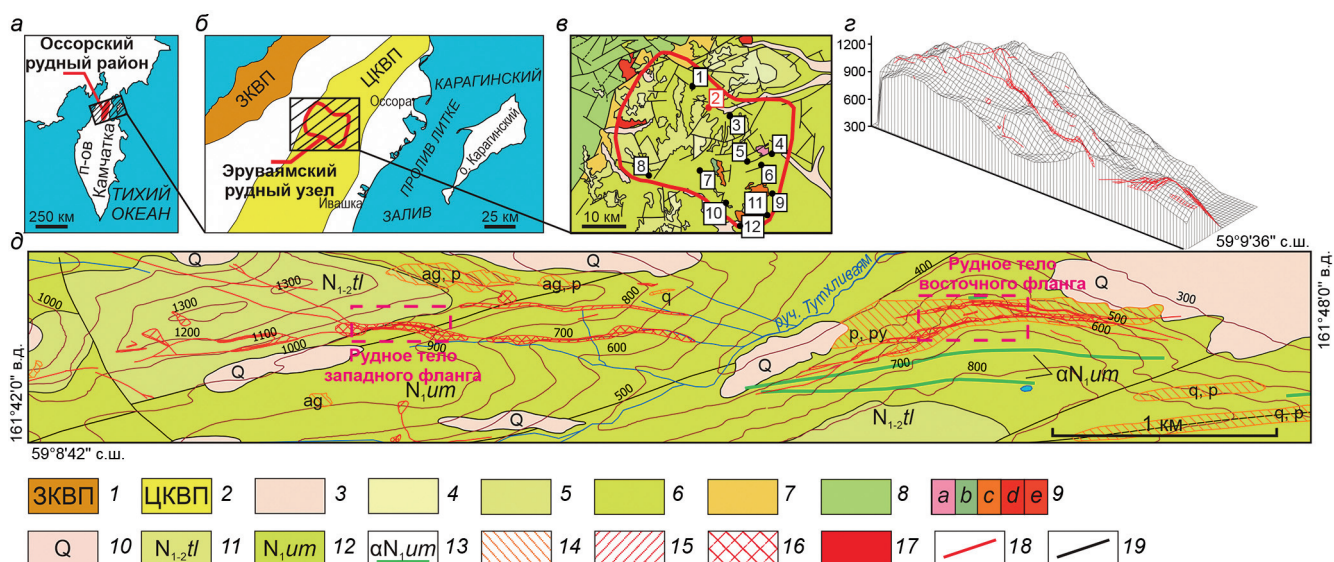


Рис. 1. Обзорные и геологические схемы Эруваймского рудного узла и проявления Тутхливаям. Схемы размещения Оссорского рудного района (а) и Эруваймского рудного узла (б); геологические схемы Эруваймского рудного узла (в) и рудопроявления Тутхливаям (d); проекция гидротермальных жил на модель рельефа (e). Условные обозначения: 1 — Западно-Камчатский вулканический комплекс; 2 — Центрально-Камчатский вулканический комплекс; 3 — четвертичные образования; 4–6 — неогеновые вулканические комплексы: 4 — веемгетверский, 5 — толятоваямский, 6 — умуваямский; 7–8 — отложения Лесновского антиклинория: 7 — палеогеновые, 8 — меловые; 9 — субвулканические тела: а–d — неогеновые: а — диорит-порфиры, b — базальты, c — монцодиориты, d — диорит-порфиры, e — меловые гранодиориты; 10 — рыхлые четвертичные образования, нерасчлененные; 11 — толятоваямские базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, туфы; 12 — умуваямские андезиты, дациандезиты, андезибазальты, дациты, туфы среднего-кислого состава; 13 — дайки андезитов умуваямского комплекса; 14 — метасоматические изменения пород: ag — аргиллизация, q — окварцевание, p — пропилитизация, py — пиритизация; 15–16 — зоны кварцевого и карбонат-кварцевого прожилкования: 15 — слабо проявленного, 16 — интенсивного; 17–18 — кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и жильные зоны: 17 — мощностью от 5 м, 18 — мощностью до 5 м; 19 — разрывные нарушения.

Цифрами в квадратах показаны рудопроявления в составе Эруваймского рудного узла (в): 1 — Эрувайям, 2 — Тутхливаям, 3 — Какевхутанваям, 4 — Солнечное, 5 — Северное, 6 — Надежда, 7 — Каньон, 8 — Тыхливаям, 9 — Ветвистое, 10 — Развилоч, 11 — Прямое, 12 — Гольцовое

результатам региональных поисковых и геологосъемочных работ (от первых тонн до десятков тонн золота), буровые работы, позволяющие достоверно установить вертикальный размах оруденения, проводились в незначительном объеме и только на единичных объектах. Исследование геохимической зональности для оценки степени эродированности рудных объектов и прогноза оруденения на глубину является актуальной задачей [Николаев и др., 2022], а уровень эрозионного среза — одним из ведущих критериев практической значимости золото-серебряного оруденения [Николаев, Аплеталин, 2005]. В статье рассмотрена геохимическая зональность и предложены показатели для оценки уровня эрозионного среза одного из наиболее изученных на сегодняшний день эпitherмальных золото-серебряных объектов Оссорского рудного района — рудопроявления Тутхливаям.

Характеристика объекта исследований. Рудопроявление Тутхливаям расположено в северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса, в 73 км на запад от п. Оссора, в верховьях р. Эрувайям. Проявление занимает центральную часть одноименного рудного поля в составе Эруваймского рудного узла Оссорского рудного района Центрально-Камчатской металлогенической провинции [Карта..., 1999]. Наиболее перспективные

проявления золота и серебра в пределах Эруваймского рудного узла сконцентрированы в пределах трех рудных полей: Тутхливаямское (Тутхливаям, Эрувайям), Солнечное (Северное, Солнечное, Надежда) и Гевыльвеленское (Каньон) (рис. 1, а). Все они отнесены предшественниками к золото-серебряной малосульфидной формации [Боровцов и др., 1980; Козлов и др., 1991].

В геологическом строении Тутхливаямского рудного поля выделяются два структурных яруса, представленные эффузивно-пирокластическими отложениями вулканических комплексов, характерных для неогена северной части Срединного хребта Камчатки (рис. 1, б). Нижний структурный ярус сложен андезитовыми туфами и эффузивами умуваямского вулканического комплекса (N_{1um}), верхний — продуктами трахиандезит-дацит-андезитового толятоваямского вулканического комплекса (N_{1-2tl}). Дизъюнктивная тектоника представлена системой сбросов и сбросо-сдвигов северо-восточного и северо-западного простираций, с которыми связаны дайки, субвулканические тела, зоны дробления и гидротермальные жилы, содержащие рудную минерализацию. Рудопроявление Тутхливаям приурочено к субширотной зоне повышенной проницаемости в южной части рудного поля и разделено на два участка одноименным ручьем. В пределах участков

Таблица 1
Фоновые концентрации главных элементов

Au, г/т	0,01	Ca, %	1,4	Fe, %	0,40	Mo, г/т	1,7	Sb, г/т	1
Ag, г/т	0,5	Cd, г/т	0,25	Hg, г/т	0,50	Ni, г/т	1,4	Sc, г/т	1
Al, %	0,14	Co, г/т	1	K, %	0,02	P, г/т	54	Sr, г/т	20
As, г/т	3	Cr, г/т	6	Mg, %	0,06	Pb, г/т	5	V, г/т	5
Ba, г/т	8	Cu, г/т	6	Mn, г/т	150	S, %	0,02	Zn, г/т	6

выделяются рудные тела западного и восточного флангов [Боровцов и др., 1980; Козлов и др., 1991].

По доминирующей минеральной ассоциации выделяются два природных типа руд: золото-гессит-сульфидный и золото-адуляр-кварцевый [Безрукова и др., 2004; Боровцов и др., 1980; Козлов и др., 1991]. Руды с доминирующей золото-гессит-сульфидной ассоциацией локализованы в карбонат-кварцевых жилах, секущих вулканиты умуваямского комплекса. Руды характеризуются низкими отношениями Au/Ag (1/40–1/60). Основные рудные минералы — гессит, сфалерит, галенит, халькопирит и самородное золото. Оруденение с доминирующей золото-адуляр-кварцевой минеральной ассоциацией приурочено к адуляр- и карбонат-кварцевым жилам в районе контакта умуваямских и толятоваямских вулканитов. В составе руд отмечено высокое отношение Au/Ag (1/1 и выше) при фоновых концентрациях полиметаллов и теллура. Основным рудным минералом является самородное золото, в подчиненных количествах присутствует гессит. По результатам анализа структурного контроля локализации оруденения, вещественного состава руд и вариации Au/Ag отношения в литохимических пробах по первичным ореолам, рудные тела могут быть интерпретированы как продукты различных уровней единой эпitherмальной системы. Рудное тело западного фланга — как верхние уровни системы, восточного — средние-нижние.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Тутхливаям составляют 16.4 т золота, 383.4 т серебра категории P₁, 30 т золота, 692 т серебра категории P₂ [Волков, Кочетков, 2009].

Фактический материал и методы исследования. В работе представлены результаты обработки массива данных, составленного по результатам анализа химического состава проб, отобранных на рудопроявлении Тутхливаям в ходе рекогносцировочных работ. Пробы отобраны из обнажений жил и жильно-прожилковых зон профилями вкрест простирания методом пунктирной борозды при средней удельной массе пробы 3 кг/м. Анализ химического состава выполнен методами ME-ICP41 (царсководочная диссоциация навески 0,5 г с последующей атомно-эмиссионной спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES)) и Au-AA26 (пробирное обогащение навески 30 г с атомно-абсорбционным окончанием). Предел обнаружения составляет 0,01 г/т для Au; 0,2 г/т для Ag; 0,5 г/т для Be и Cd; 1 г/т для Co, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Sc, Sr, V; 2 г/т

для As, Bi, Pb, Sb, Zn; 5 г/т для Mn; 10 г/т для B, Ba, Ga, La, Li, P, Tl, U, W; 20 г/т для Th; 0,01 % для Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, S, Ti. Результаты анализа предоставлены ООО «Оссорская ГТК».

В ходе первичной обработки из массива данных были исключены элементы, содержащиеся в концентрациях ниже предела обнаружения в половине и более проб, и пробы богатых руд, содержащие концентрации Ag, Cu, Pb и Zn, превышающие верхний предел обнаружения (больше 1500 г/т Ag, 10 000 г/т Cu, Pb и Zn). Единичные концентрации ниже предела обнаружения заменены на половину предела обнаружения соответствующего элемента. Полученный массив содержит 667 строк, соответствующих отдельным пробам, и 25 столбцов, соответствующих химическим элементам, показавшим представительное распределение содержаний в интервале чувствительности метода (табл. 1). Концентрации всех элементов в массиве данных имеют логарифмически нормальное распределение. В начале исследования массив данных был разделен на две выборки, отвечающие разным флангам рудопроявления. Выборка для восточного фланга составила 221 пробу, для западного — 446 проб. По результатам проверки t-критерия Стьюдента распределение концентраций всех химических элементов в обеих выборках однородно. Методом кластерного анализа для каждой из выборок были построены корреляционные дендрограммы, позволившие выделить основные рудные элементы: Au, Ag, Cu, Pb, Zn. Принимая во внимание тот факт, что предел обнаружения Au превышает кларк континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003; Taylor, McLennan, 1985] на 2 порядка, в целях повышения информативности за фоновое содержание Au принят предел обнаружения, для остальных рудных элементов фоновые содержания определены исходя из структуры распределения частот концентраций. Фоновые содержания для элементов определены как среднее геометрическое значение по массиву, полученные значения ниже предела обнаружения округлены до предела обнаружения или его половины в случае, когда для половины и более проб концентрация соответствует пределу обнаружения элемента (табл. 1).

Для составления геохимических ассоциаций были вычислены коэффициенты концентрации элементов по формуле:

$$K_c = \frac{C_{\text{ср.геом.}}}{C_{\text{ф}}},$$

где K_c — коэффициент концентрации, C_{ср.геом.} — средняя геометрическая концентрация, C_ф — фоновая концентрация. Геохимические ассоциации в выборках по содержанию золота отражают смену типа минерализации (табл. 2), наиболее интенсивно сигнал проявляется в выборке с содержанием золота более 1 г/т. На элементарных горизонтах рудопроявления (табл. 3) происходит закономерная смена элементов, которая позволяет предварительно счи-

Таблица 2

Геохимические ассоциации в выборках по содержанию Au

Участок	Выборка	Количество проб	Геохимическая ассоциация
Западный	полная	446	Au ₁₅ Ag ₃
	Au<0,25 г/т	295	Au ₄ Mg ₃
	Au≥0,25 г/т	151	Au ₁₅₂ Ag ₉
	Au≥1 г/т	82	Au ₄₆₄ Ag ₁₁
Восточный	полная	221	Au ₁₆ Ag ₁₃ Cu ₁₂ Zn ₁₂ Pb ₁₀ Cd ₉ K ₄ Mg ₄ P ₄ Al ₃ Fe ₃ V ₃
	Au<0,25 г/т	128	Zn ₅ K ₄ P ₄ Cu ₄ V ₄ Al ₄ Mg ₄ Fe ₄
	Au≥0,25 г/т	93	Ag ₂₅₅ Au ₂₁₃ Pb ₁₁₂ Cd ₆₀ Cu ₅₀ Zn ₄₄ S ₅ Mg ₄ Mo ₄ K ₃ Al ₃
	Au≥1 г/т	63	Ag ₅₂₁ Au ₄₃₄ Pb ₂₃₅ Cd ₁₃₂ Cu ₉₂ Zn ₈₃ S ₇ Mg ₅ Mo ₃ Al ₃ Fe ₃

Таблица 3

Геохимические ассоциации в погоризонтных выборках с содержанием Au не менее 1 г/т

Участок	Горизонт, м	Количество проб	Геохимическая ассоциация
Западный	1050–1300	13	Au ₂₂₄ Ag ₁₁ Sr ₄ Ca ₃
	950–1050	44	Au ₆₆₆ Ag ₁₁ Mg ₄ Zn ₃
	850–950	23	Au ₃₈₄ Ag ₁₀
	650–750	2	Au ₁₅₈ Ag ₁₂ Cu ₉ Pb ₆ Zn ₆ Cd ₄ Cr ₄ Mg ₄ V ₃
Восточный	650–750	27	Ag ₃₈₀ Au ₃₁₇ Pb ₁₄₀ Cu ₃₄ Zn ₂₆ Cd ₂₅ Mg ₅ S ₄ Mo ₄ Al ₃ Fe ₃ V ₃
	550–650	36	Ag ₆₆₁ Au ₅₄₉ Cd ₄₆₇ Pb ₃₄₇ Zn ₂₀₂ Cu ₁₉₁ S ₉ Mg ₅ Co ₄ Al ₃ Mo ₃ Fe ₃

тать, что можно формализовать смену ассоциаций с глубиной в виде ряда геохимической зональности.

Геохимическая зональность рудопоявления была изучена по программе исследований Нью-2 [Матвеев, Соловов, 2011; Соловов и др., 1990]. В целях усиления сигнала из массива исключены элементы, концентрации которых, вероятнее всего, объясняются наличием в жиле обломков вмещающих пород (Al, Co, Cr, Mg, Ni, P, Sc, V) и S, занимающая анионные позиции. Список сокращен до 16 элементов (Au, Ag, As, Ba, Ca, Cd, Cu, Fe, Hg, K, Mn, Mo, Pb, Sb, Sr, Zn). Концентрации приведены в формат надфоновых путем вычитания из каждого значения фоновой концентрации соответствующего элемента, в качестве характеристики элементарного горизонта использована средняя геометрическая по выборке концентрация элемента. Исследование проведено на двух «обучающих» выборках: Au≥0,25 г/т и Au≥1 г/т. На основе убывания с глубиной парных отношений средних содержаний элементов составлен ряд вертикальной геохимической зональности. Для выделения показателей зональности на предмет монотонности рассмотрены все возможные отношения содержаний элементов первого (120) и второго (7140) порядков. Предложенные показатели протестированы на всем массиве опробования.

Результаты исследования. Полученный ряд вертикальной зональности имеет следующий вид (снизу вверх): Cd–Pb–Zn–Cu–Ag–Mo–Sb–As–Hg–Fe–Ba–K–Mn–Au–Sr–Ca. По принципу наибольшей разрешающей способности выделены 3 монотонных показателя: SbSr/AgCd, SbSr/CdPb, SbSr/MoPb; и 2 показателя, сохраняющих монотонность

на большей части разреза: AgAs/CuPb, AgAs/CdPb (табл. 4). Для выделенных показателей построены калибровочные графики для оценки уровня эрозионного среза (рис. 2).

Интерпретация результатов. В геохимических ассоциациях выборок, характеризующихся пониженными содержаниями золота, коэффициенты концентрации полиметаллов (Cu, Pb, Zn) снижаются до уровня элементов, характерных для вмещающих пород (Al, Mg, P, V), при этом в обогащенных золотом группах проб эти коэффициенты повышены (табл. 2). Это позволяет в контексте выделения геохимической зональности рассматривать золотое и полиметаллическое оруденение в единой системе. Исходя из геохимической специализации погоризонтных выборок (табл. 3), оруденение восточного фланга можно охарактеризовать как комплексное серебро-золото-полиметаллическое. Для нижнего горизонта опробования (550–650 м, табл. 3) предполагается нижнерудный уровень эрозионного среза. Для западного фланга, главным образом опробованного на верхних горизонтах (>850 м, табл. 3), в целом характерно собственно золотое оруденение, что проявляется в существенном снижении коэффициентов концентрации серебра относительно золота, однако, на нижних горизонтах (650–750 м, табл. 3) сохраняются аномальные коэффициенты концентрации полиметаллов, что свидетельствует о наличии вертикальной зональности оруденения. На самом верхнем горизонте опробования (1050–1300 м, табл. 3) выделяются повышенные коэффициенты концентрации кальция и стронция, что интерпретируется нами как относительное преобладание

Таблица 4

Значения показателей для средних геометрических концентраций элементов по горизонтам

Выборка	Участок	Горизонт, м	Показатель				
			AgAs/CuPb	AgAs/CdPb	SbSr/AgCd	SbSr/CdPb	SbSr/MoPb
Au≥0,25 г/т	Западный	1050–1300	$3,4 \cdot 10^{-1}$	$6,5 \cdot 10^0$	$2,2 \cdot 10^0$	$1,1 \cdot 10^1$	$1,0 \cdot 10^2$
		950–1050	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^1$	$6,6 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^0$	$2,2 \cdot 10^0$
		850–950	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^0$	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-1}$
		650–750	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
	Восточный	650–750	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$
		550–650	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$
Au≥1 г/т	Западный	1050–1300	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^0$	$1,2 \cdot 10^0$	$2,4 \cdot 10^0$	$1,3 \cdot 10^0$
		950–1050	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^1$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$
		850–950	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$
		650–750	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$
	Восточный	650–750	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
		550–650	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$

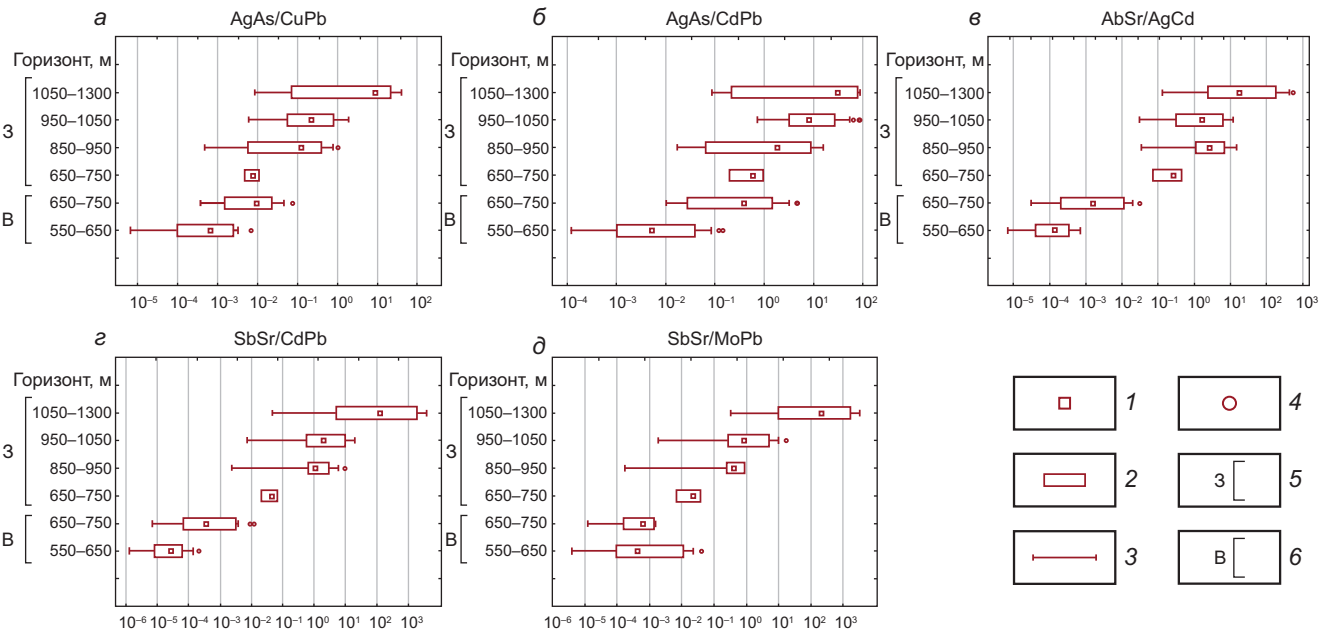


Рис. 2. Распределение по горизонтам значений предложенных показателей (выборка Au≥1 г/т): а — AgAs/CuPb, б — AgAs/CdPb, в — SbSr/AgCd, г — SbSr/CdPb, д — SbSr/MoPb. Условные обозначения: 1 — медиана, 2 — интервал 25–75 %, 3 — размах без выбросов, 4 — выбросы, 5 — западный фланг, 6 — восточный фланг. Отображены значения показателей, попадающие в интервал ±3 межквартильных расстояния от границ первого и третьего квартилей [Q1–3IQR; Q3+3IQR]

карбонатной минерализации, распространенность которой в надрудном эрозионном срезе эпитермальных месторождений адуляр-серицитового подтипа известна по литературным данным [Buchanan, 1981; Corbett, Leach, 1998; John, et al., 2018; Panteleyev, 1986]. Ряд вертикальной зональности (Cd–Pb–Zn–Cu–Ag–Mo–Sb–As–Hg–Fe–Ba–K–Mn–Au–Sr–Ca) отражает следующие основные закономерности. В нижней части разреза преобладает полиметаллическая минерализации (Cd, Pb, Zn, Cu), к этим же горизонтам приурочены максимальные концентрации серебра. Далее следует ассоциация элементов, интерпретируемая как сульфосольная с ртутью (Sb–As–Hg), что подтверждается единичными находками

в рудах восточного фланга соответствующих минералов (блеклые руды, пирсеит-полибазит, прустит, киноварь) [Козлов и др., 1991]. В правой части ряда расположены элементы, соответствующие проявлениям иллитового метасоматоза, баритовой и карбонатной минерализации (Ba, K, Sr, Ca), характерным для верхних горизонтов оруденения в соответствии с существующими моделями зональности [Buchanan, 1981; Corbett, Leach, 1998; John, et al., 2018; Panteleyev, 1986]. Положение золота в конце ряда зональности отражает преобладание собственно золотой минерализации в верхней части разреза, при этом в ряду зональности не отражено попутное с полиметаллическим золотое оруденение. Вопрос выделения гене-

Таблица 5

Выделяемые по значениям показателей уровни эрозионного среза

Эрозионный срез	Показатель				
	AgAs/CuPb	AgAs/CdPb	SbSr/AgCd	SbSr/CdPb	SbSr/MoPb
Надрудный	>1	>10	>10	>10	>10
Верхнерудный	10 ⁻¹ –1	1–10	1–10	1–10	10 ⁻¹ –10
Среднерудный	10 ⁻³ –10 ⁻¹	10 ⁻¹ –1	10 ⁻² –1	10 ⁻² –1	10 ⁻² –10 ⁻¹
Нижнерудный	10 ⁻⁴ –10 ⁻³	10 ⁻³ –10 ⁻¹	10 ⁻⁴ –10 ⁻²	10 ⁻⁵ –10 ⁻²	10 ⁻⁴ –10 ⁻²

раций золотого оруденения требует более дробного расчленения разреза на элементарные горизонты, что не представляется возможным на текущей стадии геологического изучения рудопроявления.

Предлагаемые нами показатели разделяются на 2 группы по элементам числителя. Показатели с числителем SbSr отражают преобладание карбонатной минерализации в надрудном эрозионном срезе и характерную для золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов концентрацию Sb в верхних частях системы [Николаев, Аплеталин, 2005; Buchanan, 1981; Corbett, Leach, 1998; John, et al., 2018; Panteleyev, 1986]. Показатели с числителем AgAs основаны на существенном снижении концентраций полиметаллов в оруденении верхних горизонтов при сохранении значимых концентраций серебра и мышьяка. Задействованные в этих показателях элементы сосредоточены в левой части ряда вертикальной зональности достаточно близко друг к другу, что приводит к возникновению разброса частных значений показателя, особенно на верхних горизонтах опробования (рис. 2, а, б). Показатель со знаменателем AgCd учитывает приуроченность максимальных концентраций серебра к полиметаллической ассоциации нижних горизонтов.

Медианные по горизонтам значения показателей SbSr/CdPb, SbSr/MoPb и AgAs/CdPb монотонны, показателей SbSr/AgCd и AgAs/CuPb — близки к монотонности (рис. 2). Разрешающая способность показателей позволяет выделить 4 уровня эрозионного среза, интерпретируемых нами как нижнерудный, среднерудный, верхнерудный и надрудный (табл. 5). Выделяемые уровни эрозионного среза прослеживаются в распределении значений предложенных показателей для всего массива опробования (рис. 3). К надрудному эрозионному срезу отнесены участки жил, секущие вулканы толятовьямского комплекса в верхней части системы, рудное тело западного фланга обнажено на верхнерудном уровне эрозионного среза, рудное тело восточного фланга — на нижнерудном. Эрозионный срез выходов жил между рудными телами западного и восточного флангов интерпретируется как среднерудный.

Обсуждение результатов. Для определения сравнительной эффективности предлагаемых геохимических показателей при решении задачи оценки уровня эрозионного среза рудопроявления Тутхливаям был рассмотрен ряд показателей, пред-

ложенных предшественниками для оценки уровня эрозионного среза золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов [Николаев, Аплеталин, 2005] и некоторых рудопоявлений Оссорского рудного района (Тутхливаям, Каньон, Северное) [Данилеско и др., 2005] (рис. 4).

Для большинства показателей наблюдаются генеральный тренд на убывание с глубиной (рис. 4, б, г, е–з) и принципиальная возможность выделения надрудного уровня эрозионного среза (рис. 4, б, г, е, з). Также стоит отметить картируемый показателем AuSb/PbAs элементный состав геохимической ассоциации горизонта (рис. 4, ж, табл. 3). При этом ни один из предложенных предшественниками показателей не демонстрирует монотонности медианных значений погоризонтных выборок и достаточной для выделения уровней эрозионного среза разрешающей способности. Таким образом, в результате исследования впервые получена возможность выделения уровней эрозионного среза рудопроявления Тутхливаям по значениям геохимических показателей. Предложенные показатели зональности могут быть использованы при оценке эрозионного среза менее изученных рудопоявлений Эруваямского рудного узла и Оссорского рудного района.

Заключение. Из распределения коэффициентов концентрации основных рудных элементов по горизонтам опробования можно сделать вывод о наличии на рудопоявлении Тутхливаям вертикальной геохимической зональности. Ряд вертикальной геохимической зональности (снизу вверх): Cd–Pb–Zn–Cu–Ag–Mo–Sb–As–Hg–Fe–Ba–K–Mn–Au–Sr–Ca. Зональность характеризуется эволюцией геохимической ассоциации по восстанию от серебро-золото-полиметаллической до собственно золотой, что проявлено в монотонном снижении коэффициентов концентрации полиметаллов (Cu, Pb, Zn) и повышении коэффициентов концентрации золота относительно серебра.

Исходя из положения элементов в ряду зональности и наблюдаемой картины распределения концентраций элементов в пробах можно заключить, что на западном фланге рудопоявления обнажен надрудный горизонт эпитермальной системы. Степень эродированности объекта возрастает к восточному флангу.

Для оценки уровня эрозионного среза рудопоявления Тутхливаям и аналогичных объектов региона

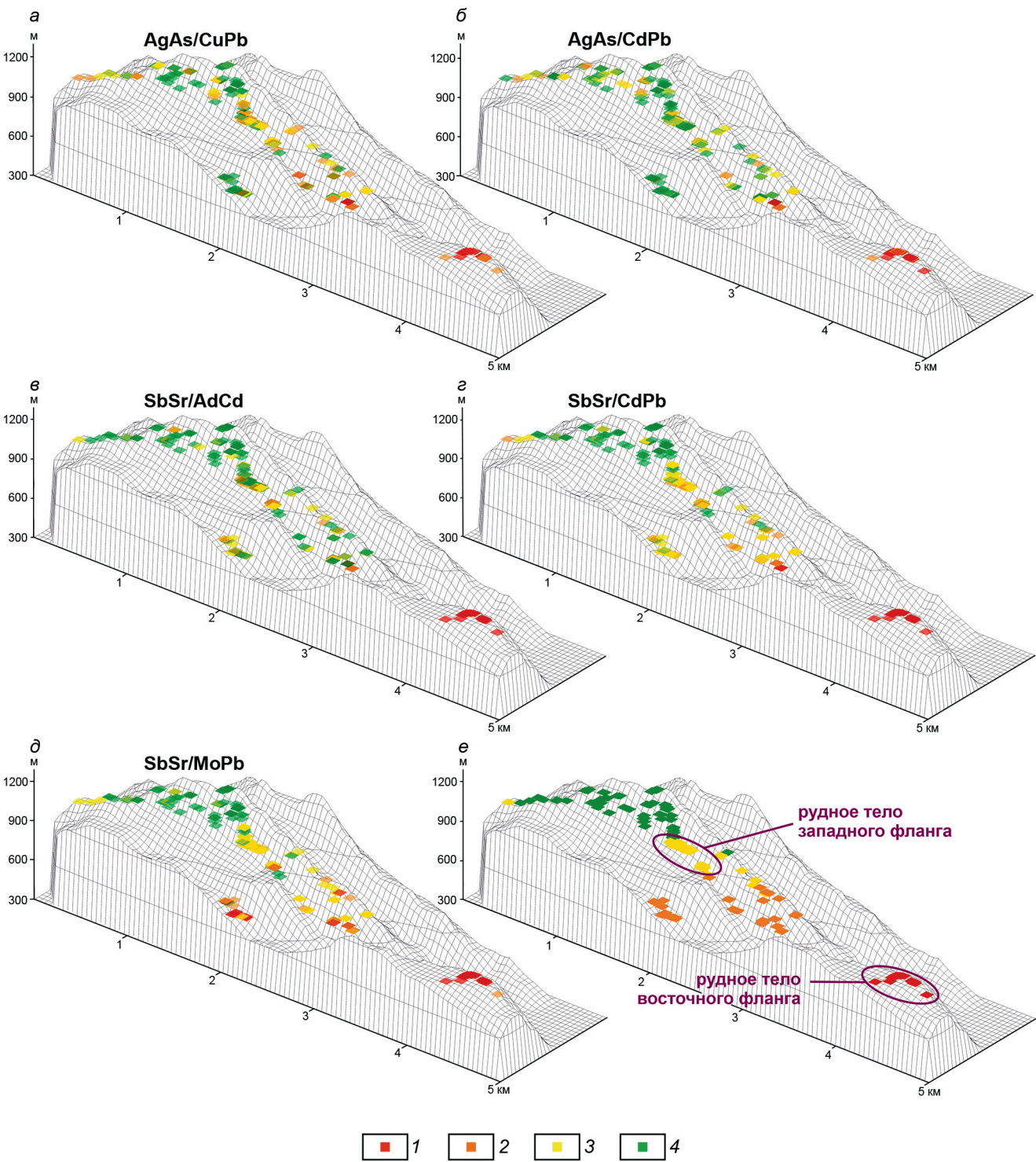


Рис. 3. Распределение значений показателей по интервалам опробования (а–д): а — AgAs/CuPb, б — AgAs/CdPb, в — SbSr/AgCd, г — SbSr/CdPb, д — SbSr/MoPb, е — Схема интерпретации эрозионного среза. 1 — нижнерудный эрозионный срез, 2 — среднерудный, 3 — верхнерудный, 4 — надрудный. Интервалы значений показателей, соответствующие уровням эрозионного среза, представлены в табл. 5

предложены следующие геохимические показатели: AgAs/CuPb, AgAs/CdPb, SbSr/AgCd, SbSr/CdPb, SbSr/MoPb. Для повышения точности рекомендуется использование при оценке уровня эрозионного среза всех предложенных показателей в комплексе со структурными и минералогическими данными.

Финансирование. Работа выполнена по госзада-нию Института вулканологии и сейсмологии ДВО

РАН в рамках темы научно-исследовательских работ «Минералообразование в надсубдукционной зоне Северной Пацифики» (№ FWME-2024-0004), а также в рамках госбюджетной темы кафедры геохимии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Развитие комплексных методов физической, прогнозно-поисковой и экологической геохимии» (№ 121061600048-7).

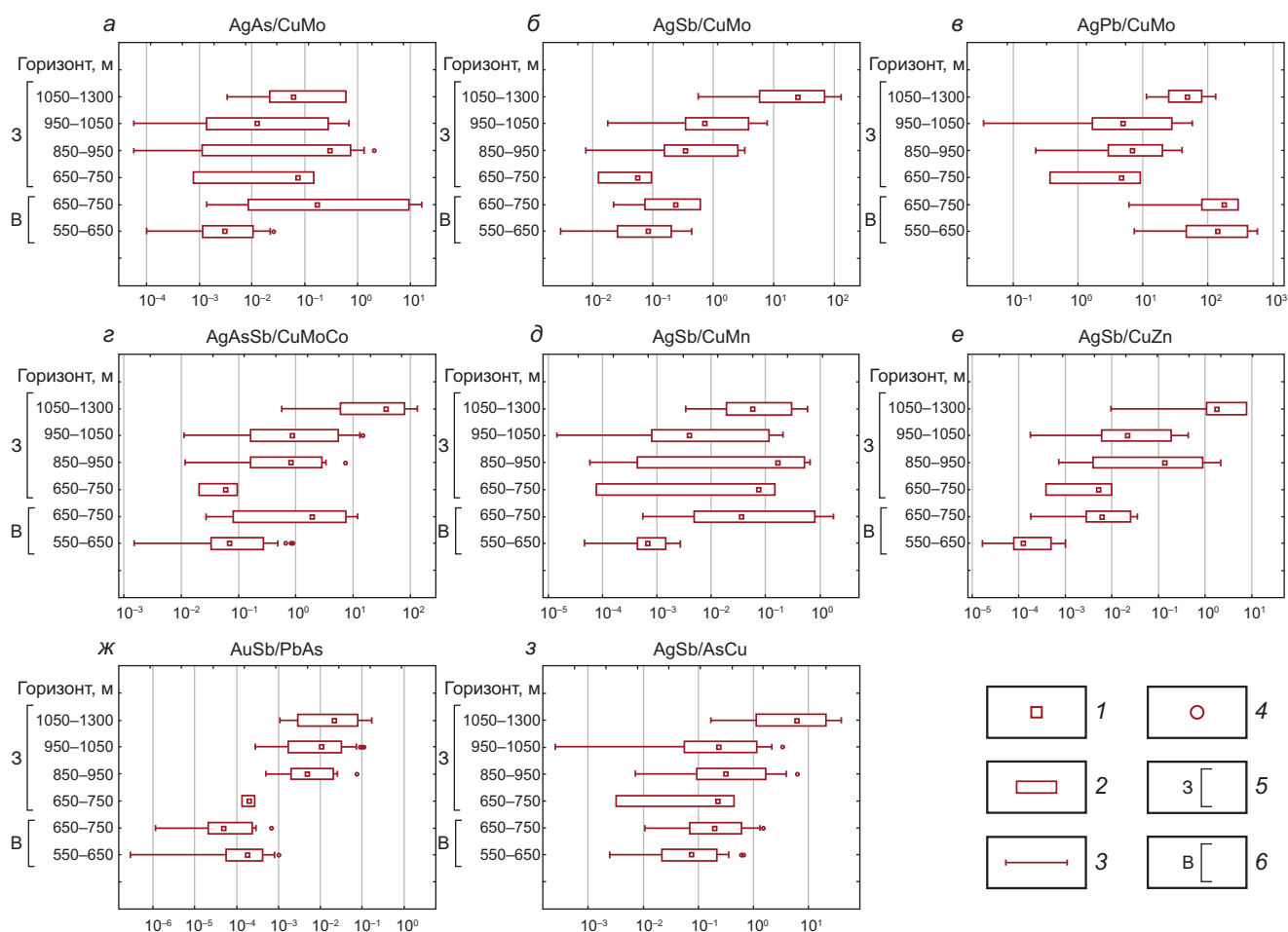


Рис. 4. Распределение по горизонтам значений показателей, предложенных предшественниками (выборка $Au \geq 1$ г/т) для оценки эрозийного среза рудопроявлений Тутхливаям, Каньон и Северное [Данилеско и др., 2005]: а — $AgAs/CuMo$, б — $AgSb/CuMo$, в — $AgPb/CuMo$, г — $AgAsSb/CuMoCo$; для оценки уровня среза золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов [Николаев, Аплеталин, 2005]: д — $AgSb/CuMn$, е — $AgSb/CuZn$, ж — $AuSb/PbAs$, з — $AgSb/AsCu$. 1 — медиана, 2 — интервал 25–75 %, 3 — размах без выбросов, 4 — выбросы, 5 — западный фланг, 6 — восточный фланг. Отображены значения показателей, попадающие в интервал ± 3 межквартильных расстояния от границ первого и третьего квартилей [$Q1-3IQR$; $Q3+3IQR$]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортников Н.С., Толстых Н.Д. Эпитермальные месторождения Камчатки, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 7. С. 722–752.

Волков А.В., Кочетков А.А. Золото Камчатского края. Состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы // Золото и технологии. 2009. № 3(6). С. 18–29.

Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2022 году». М.: ФГБУ «ВИМС», 2023. 638 с.

Карта полезных ископаемых Камчатской области / Сост. «Камчатприродресурс», г. Петропавловск-Камчатский; гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Патока М.Г. 1 : 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 19 л.

Матвеев А.А., Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Ун-т Книжный дом, 2011. 563 с.

Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В. Критерии прогнозирования золото-серебряного оруденения вулканогенных поясов по геохимическим данным // Прикладная геохимия. № 7. Книга 1: Минералогия и геохимия. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 202–217.

Николаев Ю.Н., Калько И.А., Аплеталин А.В. и др. Оценка степени эродированности рудно-магматических

систем на ранних стадиях ГРП как основа прогноза их перспективности // Повышение эффективности разно-масштабных геохимических работ при геологическом изучении недр. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. М.: ИМГРЭ, 2022. С. 23–26.

Соловов А.П., Архипов А.А., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.

Buchanan L.J. Precious metal deposits associated with volcanic environment in the southwest: Arizona // Geological Society Digest. 1981. V. 14. P. 237–262.

Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific rim gold-copper systems: Society of Economic Geologists Special Publication 6. 1998. 237 p.

John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., et al. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2018. 247 p.

Panteleyev A. Ore Deposits № 10. A Canadian Cordilleran Model for Epithermal Gold-Silver Deposits // Geoscience Canada. 1986. V. 13. № 2. P. 101–111.

Rudnick R., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. T. 3. С. 1–64.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution // *Geological Magazine*. 1985. Т. 122, № 6. С. 673–674.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

Боровцов А.К., Сидоренко В.И., Ким А.Г. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной Эруваямской партией в 1974–1980 гг. в бассейнах рек Эруваям, Дранка, Лесной (листы О-57-24-Г; О-57-35-Г; О-57-36-А, Б, В, Г; О-57-47-А, Б; О-57-48-А, Б; О-58-13-В; О-58-25-А; О-58-37-А). 1980 г. 380 с. ФГБУ «Росгеолфонд». Инв. № 382401.

Безрукова Л.А., Газизов Р.Б., Большаков Н.М. и др. Информационный отчет о результатах 1-го этапа поисковых

работ, проведенных ОАО «Камгео» в пределах Оссора-Оссорского рудного района в 1997–2004 гг. 2004. 272 с. ФГБУ «Росгеолфонд». Инв. № 482880.

Данилеско С.Н., Трещин Н.Н., Боровцов А.К. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-поисковые работы на золото в Эруваямском и Сановаямском рудных узлах», проведенных Эруваямской партией в 2003–2005 гг. 2005. 164 с. ФГБУ «Росгеолфонд». Инв. № 485736.

Козлов А.П., Хохрин В.А., Фасхутдинов Ф.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в пределах Тутхливаямского рудного поля в 1988–1991 гг. Эруваямским отрядом. 1991 г. 216 с. Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО». Инв. № 5558.

Статья поступила в редакцию 07.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.84

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-71-83

ПОИСКОВАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ИНТРУЗИЯМИ

Юрий Николаевич Николаев¹✉, Ирина Владимировна Балыкова²,
Сергей Владимирович Кузин³, Иван Андреевич Бакшеев⁴,
Ильдар Анатольевич Калько⁵, Андрей Владимирович Аплеталин⁶,
Валерий Валентинович Косятов⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nikolaev@geol.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; balykovaiv@my.msu.ru

³ Холдинговая компания «Стенмикс Холдинг Лимитед»; Sergey.Kuzin@russdragmet.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; iab_68@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ildarkalko@ya.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aplet@geol.msu.ru

⁷ Холдинговая компания «Стенмикс Холдинг Лимитед»; Valeriy.Kosiatov@russdragmet.ru

Аннотация. В статье рассматриваются условия формирования, закономерности размещения, особенности состава, зональность, поисковые признаки и критерии золотого оруденения, связанного с гранитоидами крупного магматогенного поднятия (Западная Чукотка).

Ключевые слова: связанные с интрузиями системы золота, поисковая модель, поисковые признаки, геолого-геохимические критерии

Для цитирования: Николаев Ю.Н., Балыкова И.В., Кузин С.В., Бакшеев И.А., Калько И.А., Аплеталин А.В., Косятов В.В. Поисковая геолого-геохимическая модель золотого оруденения, связанного с интрузиями // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 71–83.

PROSPECTING GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL MODEL OF GOLD MINERALIZATION ASSOCIATED WITH INTRUSIONS

Yuriy N. Nikolaev¹✉, Irina V. Balykova², Sergey V. Kuzin³, Ivan A. Baksheev⁴,
Ildar A. Kalko⁵, Andrey V. Apletalin⁶, Valeriy V. Kosyatov⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nikolaev@geol.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; balykovaiv@my.msu.ru

³ Holding company "Stenmix Holding Limited"; Sergey.Kuzin@russdragmet.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; iab_68@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ildarkalko@ya.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aplet@geol.msu.ru

⁷ Holding company "Stenmix Holding Limited"; Sergey.Kuzin@russdragmet.ru

Abstract: The article discusses the conditions of formation, patterns of placement, compositional features, zoning, prospecting features and criteria for gold mineralization associated with granitoids of a large igneous uplift (Western Chukotka).

Keywords: gold systems associated with intrusions, prospecting model, prospecting geological features, geological-geochemical criteria

For citation: Nikolaev Yu.N., Balykova I.V., Kuzin S.V., Baksheev I.A., Kalko I.A., Apletalin A.V., Kosyatov V.V. Prospecting geological-geochemical model of gold mineralization associated with intrusions. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 71–83. (In Russ.).

Введение. Месторождения золота, связанные с гранитоидными интрузиями, давно известны в разных регионах мира. Сравнительно недавно среди них был выделен класс месторождений, получивший название *intrusion-related gold systems (IRGS)* в англоязычной литературе [Lang, et al., 2000] и *золото-редкометальной формации (ЗРМ)* в русскоязычной [Волков и др., 2018]. Эталоном геолого-поисковой модели таких объектов являются месторождения рудного пояса Тинтин (Аляска, Канада). На терри-

тории России данный тип месторождений изучен меньше, к золотым системам связанных с интрузиями относят месторождения Школьное и Бутарное (Магаданская область) [Волков и др., 2011, 2013], а также месторождение Кекура.

Системы золота, связанные с интрузиями, представляют собой зональные магматически-гидротермальные месторождения, которые образовались вокруг куполообразных выступов интрузий непорфировых гранитов ильменитовой серии за

счет выделения H_2O-CO_2 [Hart, et al., 2002; Lang, et al., 2000]. Эти месторождения характеризуются минерализацией, пространственно связанной с восстановленными магматическими интрузиями с метаглиноземистым, гранитным или гранодиоритовым составом корового происхождения [Nguimatsia, et al., 2017].

Системы золота, связанные с интрузиями, могут содержать большие запасы золота, а также значительные количества серебра, висмута, теллура, вольфрама, олова, свинца, меди и сурьмы. Золотая минерализация таких систем характеризуется широким диапазоном содержаний, при этом средние значения не превышают 0,8–1,5 г/т на весь объем рудной массы.

При всех достоинствах поисковая модель систем золота, связанных с интрузиями западных авторов, не содержит ряда важных, прежде всего геохимических характеристик и параметров промышленно-значимых объектов этого типа и количественных критериев оценки уровня эрозионного среза на основе исследования геохимической зональности.

Одной из перспективных территорий на выявление новых систем золота, связанных с интрузиями в РФ, является Западная Чукотка, где уже разведано и введено в эксплуатацию золоторудное месторождение Кекура (рис. 1). В районе месторождения в последние годы проводились интенсивные поисковые работы по выявлению новых золоторудных объектов. Полученные результаты исследований расширяют представления о составе, формировании и размещении золотого оруденения и позволяют определить критерии оценки перспективности проявлений данного типа на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Фактический материал и методы исследования. Фактическим материалом для выявления закономерностей размещения золотого оруденения, особенностей его вещественного состава и определения критериев оценки его перспективности послужили результаты анализов более 20 тыс. литохимических и 1,5 тыс. штучных проб. Анализ литохимических проб на 22 химических элемента проведен в лаборатории Александровской опытно-методической экспедиции (АОМЭ) (АО «Центральное ПГО»). Анализ штучных проб на золото (пробирный с ААС окончанием) и 35 химических элементов (методом ICP-AES) выполнялся в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей». Обработка геолого-геохимических данных, проведенная авторами, включала оценку параметров местного геохимического фона и выделение аномальных геохимических полей с учетом геолого-ландшафтных особенностей территории.

Построение моноэлементных и полиэлементных геохимических карт производилось с использованием программ автоматического построения цифровых поверхностей (геостатистический модуль ArcGis) с ручной корректировкой.

Классификации аномальных геохимических объектов на основе первичных данных и производных параметров и характеристик и определение их связи с геологическими, минерагеническими, ландшафтными условиями проводилась на основе результатов многомерной статистики: корреляционного и факторного анализа с использованием программ Gold-Геохимик, Statistica и др.

Для оценки перспективности выявляемых объектов производились расчеты площадных продуктивностей вторичных ореолов рассеяния.

Исследование вертикальной геохимической зональности выполнено по программе Нью-2, разработанной на кафедре геохимии геологического факультета МГУ В.А. Николаевым [Соловов, 1985].

Изучение прозрачно-полированных шлифов и аншлифов в проходящем и отраженном свете проводилось на поляризационном оптическом микроскопе «AxioPlan» фирмы «Zeiss» с цифровой фотокамерой. Исследование минеральных ассоциаций метасоматитов и руд выполнено с помощью электронного микроскопа «Jeol» JSM-6480LV и волнового дифракционного спектрометра «IncaWave-500» (аналитики Н.Н. Кошлякова, Ф.Д. Сандалов, МГУ).

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН) с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы «Linkam» (Англия), установленной на микроскопе «Olympus BX51» (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера.

Геологическая характеристика и закономерности размещения золотого оруденения. Стадухинский рудно-россыпной район выделяют в границах развития интрузивного магматизма и широко проявленной россыпной золотоносности. Основным этапом интрузивного магматизма, с которым связана активная гидротермальная деятельность, является конец раннего мела. В интервале 113–100 млн лет (U-Pb датирование) на территории района в результате внедрения гранитоидов сформировалась купольно-кольцевая структура диаметром около 80 км.

Локальные интрузивно-купольные структуры отдельных гранитоидных массивов являются рудогенерирующими центрами, с которыми связано золотое оруденение. В пределах района важнейшее значение имеют диагональные разломы, контролирующие размещение месторождений и проявлений золота.

В развитии локальных рудно-магматических систем (РМС) выделены этапы, связанные с разными фазами внедрения гранитоидов и формирования 3-х основных типов золотого оруденения [Николаев и др., 2023].

В наиболее ранний этап из рудоносного флюида при $T=340\text{--}370^\circ\text{C}$ с соленостью 1,4–6,4 мас. % NaCl экв., связанного с восстановленными магмами, на глубине 2–3 км сформировалось типичное для

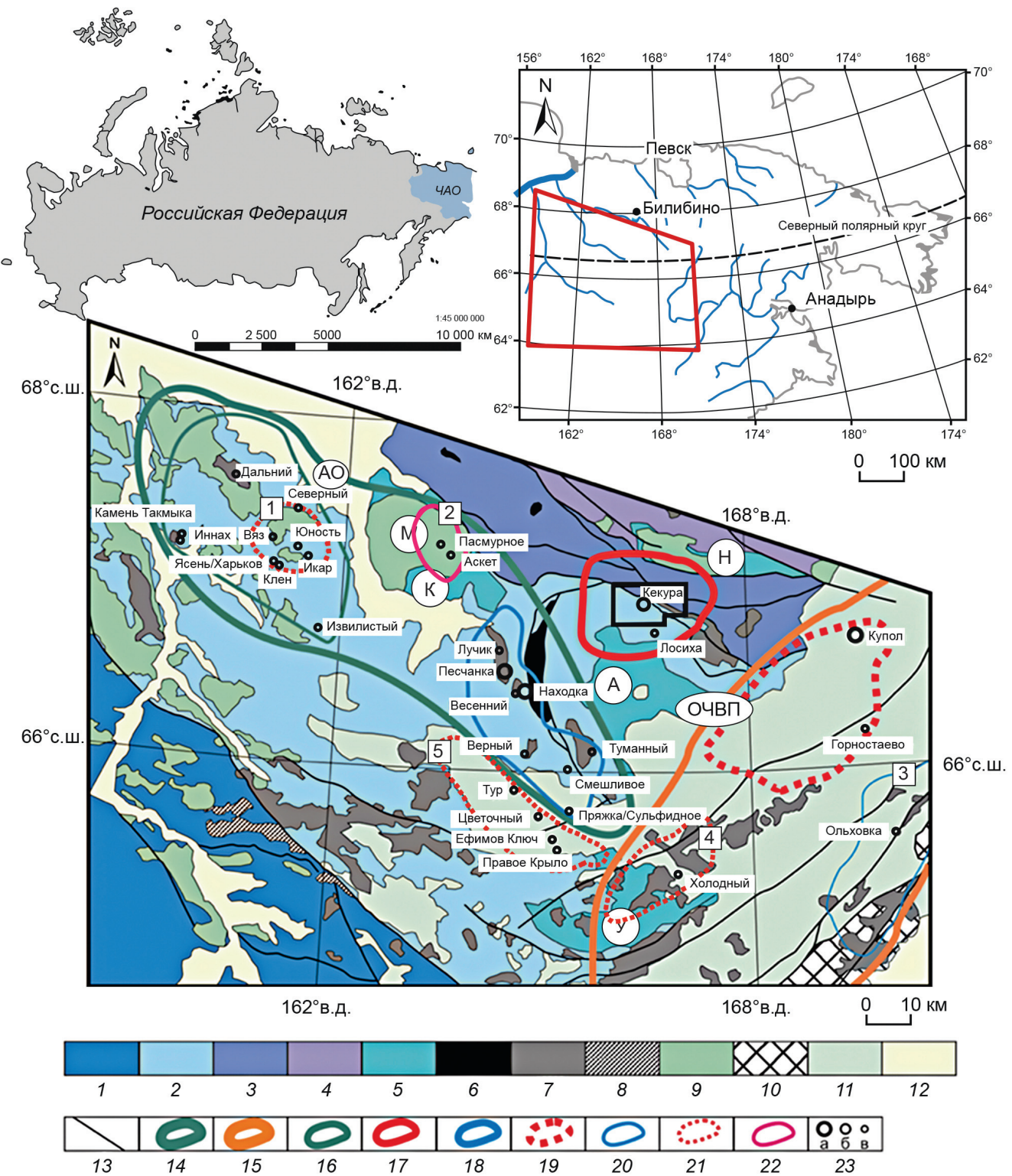


Таблица 1

Состав и генетические характеристики основных типов золотого оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе

Тип/основные характеристики	Золото-редкометалльный	Золото-кварцевый безрезитовый	Золото-серебряный
Состав жильного выполнения	Кварц, сульфиды	Кварц, серит, карбонат	Кварц
Рудные минералы	Арсенопирит, пирит, молибденит, шеелит, висмутин, самородный висмут, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, самородное золото	Арсенопирит, шеелит, галенит, сфалерит, блеклая руда, самородное золото	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, сурьмяные и свинцово-сурьмяные сульфосили серебра, акантит, самородное золото
Рудная ассоциация элементов	Au, As, W, Bi, Mo, Sn	Au, As, W	Au, Ag, As, Pb, Zn, Sb
Средняя пробность самородного золота	900‰	840‰	680‰
Глубина формирования	2–3 км	1,5 км	<1,5 км
Температура рудообразования, °C	340–370	230–270	270–300
Соленость флюида	1,4–6,4; 38,5–43 мас. % NaCl экв	3,1–5,9 мас. % NaCl экв.	4–14 мас. % NaCl экв.

систем золота, связанных с интрузиями золото-редкометалльное оруденение. В кварцевых жилах и прожилках содержится до 10 % сульфидов, главным из которых является арсенопирит, а также шеелит, минералы висмута и высокопробное самородное золото (табл. 1). Золото распределено неравномерно, его содержания в рудах варьирует от первых граммов на тонну до сотен г/т.

В более поздний этап на глубинах, сопоставимых с выделяемой авторами [Baker, et al., 2002] «эпитермальной зоной», из рудоносного флюида с соленостью 3,1–5,9 мас. % NaCl экв., связанного с второй фазой внедрения гранитоидов, при $T = 230\text{--}270^\circ\text{C}$ сформировалось богатое золото-кварцевое оруденение в березитах. Оно характеризуется низкой сульфидностью руд (1–3 %), в которых продолжает доминировать арсенопирит при отсутствии минералов висмута (табл. 1). Самородное золото средней пробности характеризуется ураганными содержаниями в бананцах.

В заключительный этап гидротермальной деятельности, вероятно связанный с внедрением поздних даек, из углекисло-водных растворов с соленостью 4–14 мас. % NaCl экв. при $T = 270\text{--}300^\circ\text{C}$ формировалась золото-серебряная минерализация существенно халькофильного состава, представленная простыми сульфидами, блеклыми рудами, Sb и Pb-Sb сульфосолями серебра, акантитом и низкопробным самородным золотом, имеющим относительно равномерное распределение (табл. 1).

Локальным центром рудно-магматической системы, в котором сконцентрированы основные разведанные запасы золота, является массив Кекура с одноименным месторождением, образовавшимся в месте пересечения мощных тектонических зон северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 2).

Ядерная часть рудно-магматической системы с месторождением Кекура и однотипными проявлениями ближнего круга сопряжена с выработанным блоком вмещающих вулканогенно-осадочных пород, по которому заложены долины водотоков с крупнейшими россыпями Стадухинского района. Вероятно, источником россыпей послужили уничтоженные к настоящему времени эрозией жильно-прожилковые проявления золото-кварцевой формации в терригенных породах рамы, фрагменты которых сохранились в экзоконтактах массива Кекура.

С периферийными гранитоидными массивами магматогенного поднятия связаны проявления золото-редкометалльного (теллуридно-висмутового) оруденения, а с роями поздних даек северо-восточного направления — золото-серебряные проявления в терригенных породах рамы. Продуктивность россыпей и проявлений коренного золота в периферийных частях магматогенного поднятия оценивалась как невысокая, однако результаты поисковых работ последних лет позволяют пересмотреть эти представления.

Поисковые геолого-геохимические критерии выявления, типизации и оценки перспективности золотого оруденения. При поисках золотого оруденения в системах золота, связанных с интрузиями ведущими методами выявления и оценки перспективности проявлений являются геохимические съемки и прямые геологические наблюдения в поисковых маршрутах. Предпосылками к этому являются благоприятные условия для формирования вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных элементов и хорошая обнаженность в характерном для районов магматогенных поднятий альпинотипном рельефе.

Общей характеристикой месторождений и проявлений золотого оруденения являются высокоинтенсивные вторичные ореолы Au и As в рыхлых

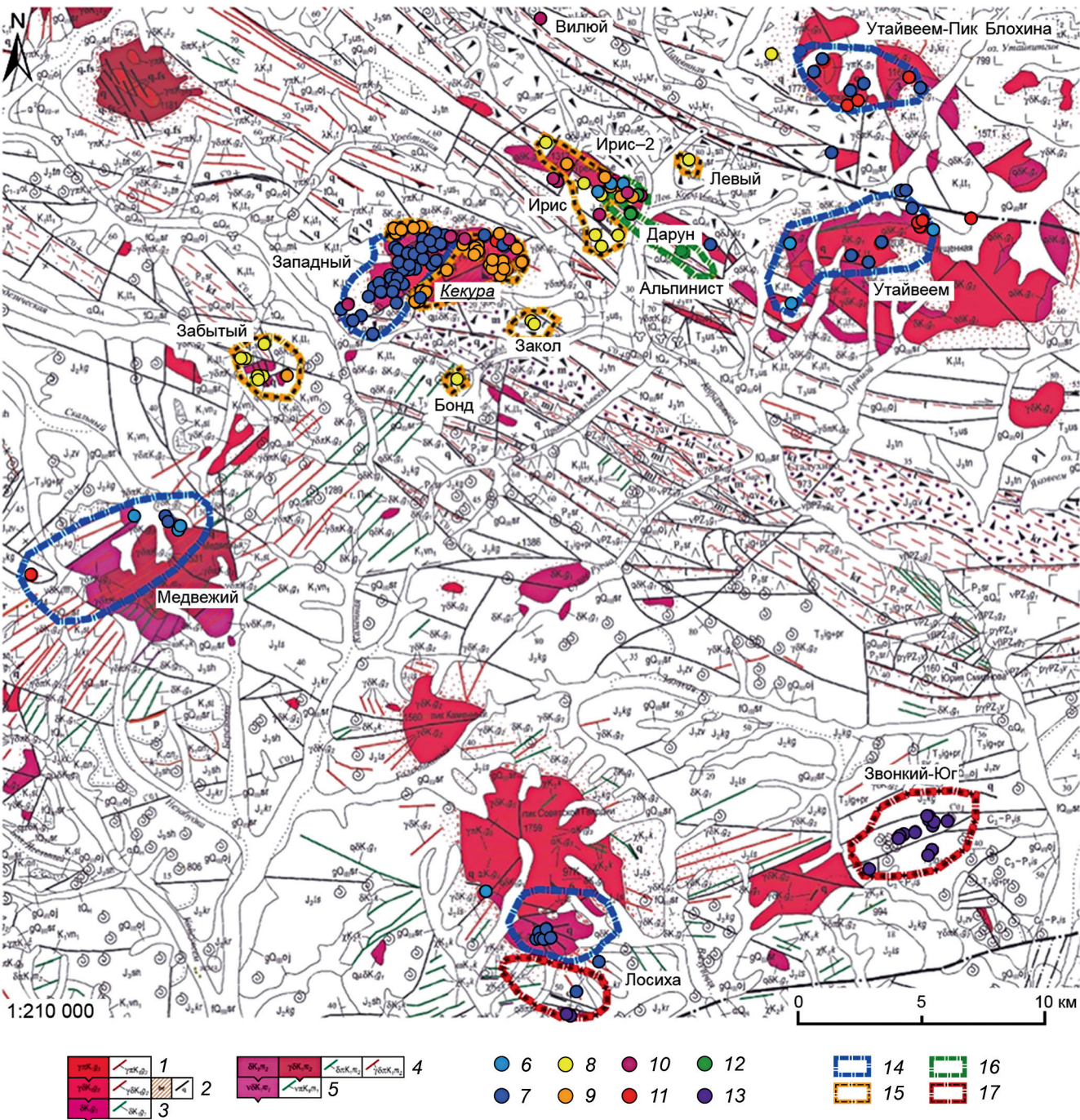


Рис. 2. Геологическое строение и пространственное размещение основных типов оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе. Гвардейский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый: 1 — третья фаза (гранит-порфиры Ул), дайки гранит-порфиров, аплитов (а); 2 — вторая фаза (гранодиориты, гранодиорит-порфиры Удл), дайки гранодиоритов, гранодиорит порфиров Удл); березиты; жилы и жильно-прожилковые зоны кварцевого состава; 3 — первая фаза (диориты, кварцевые диориты қд, кварцевые монцодиориты қмд), дайки диоритов, кварцевых диоритов (қд). Медвежинский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый: 4 — вторая фаза (диориты, диорит-порфириты дп, кварцевые диорит-порфириты қдп, тоналиты), дайки диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов қдп, гранодиорит-порфиров; 5 — первая фаза (габбро-диориты вд); дайки габбро-порфиритов. Типы минерализации: 6 — кварц-молибденитовый, 7 — золото-редкометалльный, 8 — золотокварцевый, 9 — золотокварцевый (березитовый), 10 — кварц-антимонитовый, 11 — серебро-полиметаллический, 12 — полиметаллический, 13 — золото-серебряный. Области минерализации: 14 — золото-редкометаллическая, 15 — золотокварцевая (березитовая), 16 — полиметаллическая, 17 — золото-серебряная

образованиях, формирующиеся за счет коренных источников. Структура аномальных полей главного и сопутствующих рудных элементов в рыхлом элювио-делувии наследует морфологию метасоматических образований и жильно-прожилковых зон,

отражая насыщенность последними интрузивных массивов, к которым они приурочены.

В результате длительного многостадийного формирования рудно-магматической системы массива Кекура практически вся масса интрузивных пород

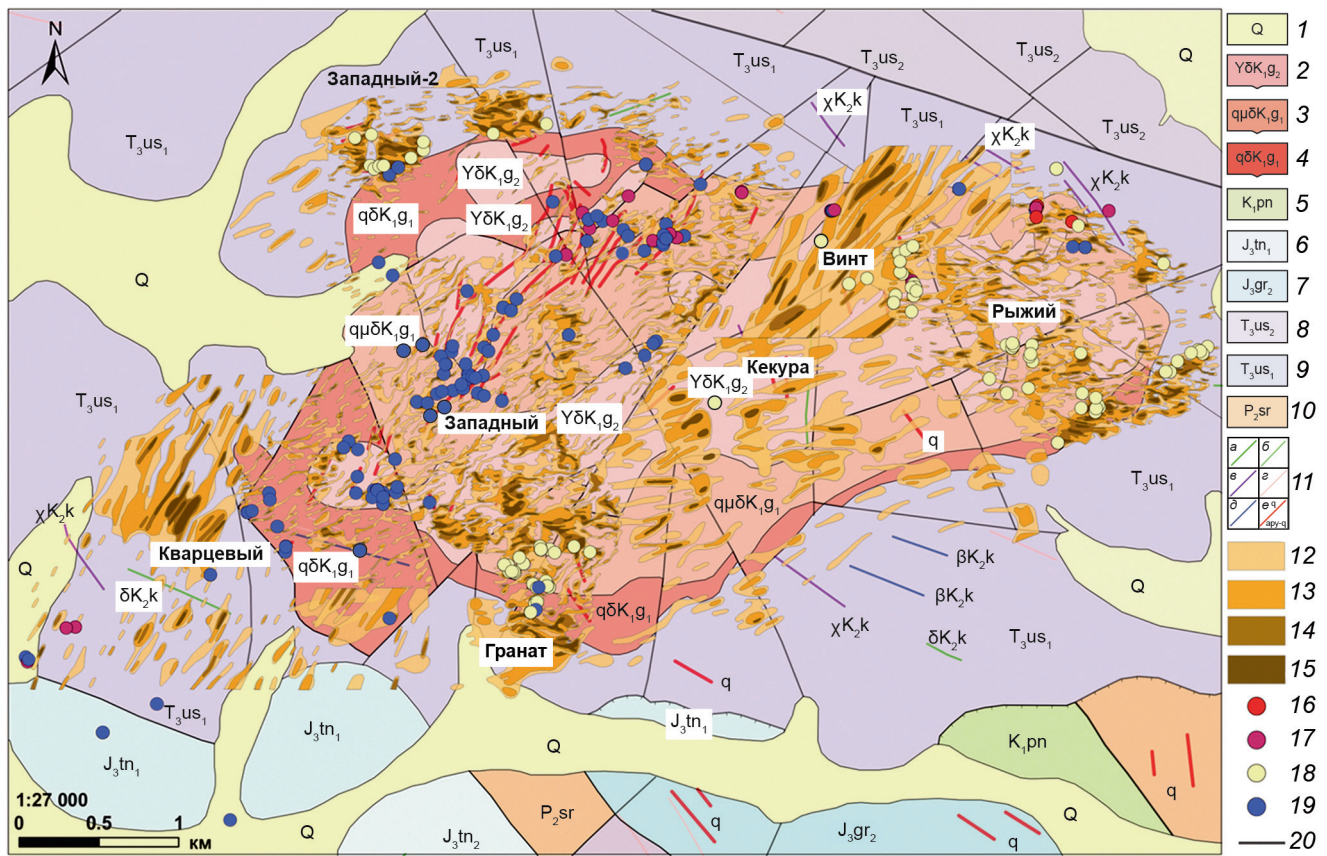


Рис. 3. Геологическое строение и вторичные ореолы золота месторождения Кекура: 1 — неразделенные четвертичные отложения; гвардейский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый; 2 — вторая фаза (гранодиориты), 3 — первая фаза (кварцевые монцдиориты), 4 — первая фаза (кварцевые диориты); 5 — нижнемеловые осадочные образования (пеньельская толща); верхнеюрские образования: 6 — теньельвеевская осадочная толща, 7 — гремучинская свита, туфы среднего состава; верхнетриасовые осадочные образования устьевской толщи (флишоидное переслаивание алевролитов, песчаников, аргиллитов); 8 — верхняя подтолща, 9 — нижняя подтолща; 10 — верхнепалеозойские туфо-терригенные образования (сухорусленская толща); 11 — дайки: а — диорит-порфириров, б — диоритов, в — лампрофиров, г — гранодиорит-порфириров, д — базальтов, е — жилы и жильно-прожилковые зоны арсенопирит-кварцевого и кварцевого составов; содержания Au во вторичных ореолах (в г/т): 12 — 0,03–0,1, 13 — 0,1–0,3, 14 — 0,3–1, 15 — >1; типы минерализации: 16 — серебро-полиметаллический, 17 — кварц-антимонитовый, 18 — золото-кварцевый березитовый, 19 — золото-редкометалльный, 20 — тектонические нарушения

Таблица 2

Сравнительная характеристика параметров вторичных ореолов золота проявлений Стадухинского магматогенного поднятия

Массив	Количество проб		Доля аномальных проб в разных градациях содержаний золота, в %			C _{ср} , г/т	Р, м ² %
	всего	аномальных (C _{Au} >0,01 г/т)	0,01–0,1 г/т	0,1–1 г/т	≥ 1 г/т		
Кекура	21445	12923	46	18	2,6	0,05	108,5
Гвардейский	858	304	27	9	2,2	0,06	58,5
Медвежкий	1562	295	15	5	0,3	0,04	27,1
Утайвеевский	2453	90	3	0,8	0,1	0,03	8,4
Лосенок	1420	256	11	9	2	0,09	11,3
Звонкое	523	100	17	4,4	0,4	0,04	4,5

была подвержена метасоматическим изменениям с многочисленными проявлениями рудной минерализации. Площадь геохимических ореолов золота в рыхлых образованиях на уровне современного среза составляет 76 % от площади массива.

Аномальное поле золота в рыхлых образованиях имеет сложное строение (рис. 3). «Блочная» форма локальных аномалий в восточной части массива связана с выходами на поверхность мощных зон полнопроявленных березитов с кварцевыми жилами

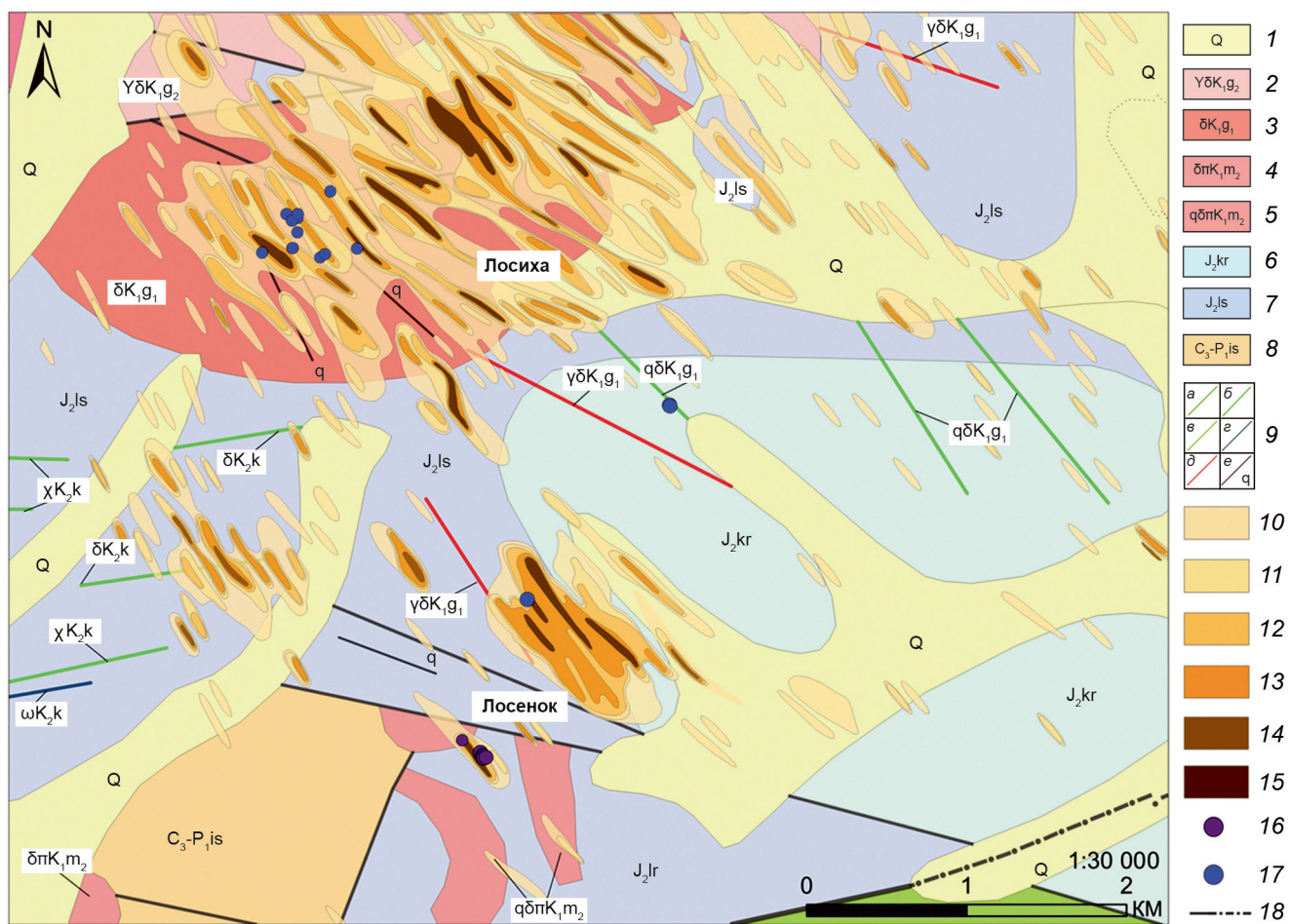


Рис. 4. Геологическое строение и вторичные ореолы золота проявления Лосиха и участка детальных работ Лосёнок: 1 — четвертичные аллювиальные, водно-ледниковые и ледниковые отложения неразделенные; гвардейский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс: 2 — поздняя фаза, гранодиориты $\gamma\delta K_1 g_2$, 3 — ранняя фаза, диориты $\delta K_1 g_1$; медвежинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс: 4 — поздняя фаза, диорит-порфиры $\delta\pi K_1 m_2$, 5 — ранняя фаза, кварцевые диорит-порфиры $q\delta\pi K_1 m_1$; туфо-терригенные образования средней юры: 6 — каркаснинская свита, 7 — лосихинская свита; 8 — верхнепалеозойские туфо-терригенные образования (истоковская свита); 9 — дайки позднемелового возраста: а — диоритов (δ), б — лампрофиров (χ), в — кварцевых диоритов ($q\delta$), г — верлитов (ω), д — гранодиоритов ($\gamma\delta$), е — кварцевые жилы; типы рудной минерализации в жильно-прожилковых образованиях: 16 — золото-серебряный, 17 — золото-редкометалльный; 18 — тектонические нарушения. Содержания Au во вторичных ореолах рассеяния (в г/т): 10 — 0,004–0,01, 11 — 0,01–0,03, 12 — 0,03–0,1, 13 — 0,1–0,3, 14 — 0,3–1, 15 — >1

замещения, содержащими промышленные запасы золота. Прерывисто-цепочечная морфология вторичных ореолов золота более характерна для жильно-прожилкового типа с золото-редкометалльной минерализацией западной части массива.

Второстепенные элементы рудной минерализации (вольфрам, медь, свинец, сурьма, серебро) образуют в структуре аномального геохимического поля слабоинтенсивные ореолы на значительно меньшей площади.

В рыхлых образованиях над жильно-прожилковыми зонами в терригенных породах рамы формируются обогащенные вторичные ореолы за счет быстрого высвобождения золота из кварцевой матрицы, что приводит к его «преувеличенной» доли в составе тонкой фракции, отбираемой в геохимические пробы.

Периферийные гранитоидные массивы Стадухинского магматогенного поднятия характеризуются доминирующим развитием золото-редкометал-

ного оруденения, пространственно и генетически связанного с ранней (монцит-диорит-гранодиоритовой) фазой гвардейского интрузивного комплекса. Потенциальны рудные тела представлены зонами сближенных тонких параллельных жил и прожилков с маломощными березитовыми оторочками. Жилы и прожилки содержат, как правило, обильную вкрапленность арсенопирита, а также более редкие сульфиды, теллуриды и самородное золото.

По своему составу и морфологии вторичные ореолы золото-редкометалльного оруденения в периферийных гранитоидных массивах сходны с ореолами западной части рудного поля Кекура. В составе аномальных зон в разных сочетаниях в качестве спутников золота присутствуют As, W, Bi, Mo, Sn, Cu, Pb, Ag, Sb.

Высокая интенсивность и «блочный» характер строения аномалий золота выявлены только в Гвардейском массиве, где золото-редкометалльное оруденение имеет ряд индивидуальных особенностей вещественного состава, к числу которых относится

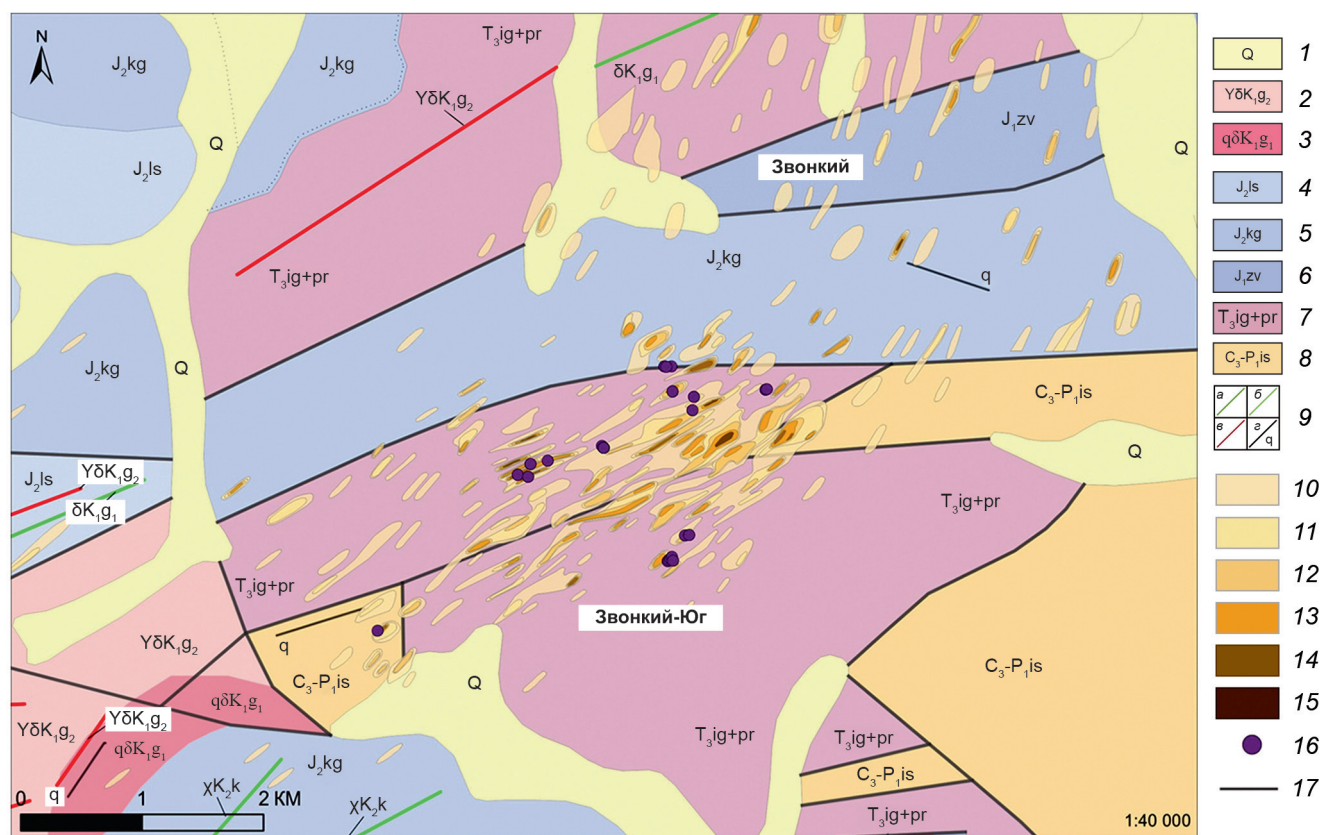


Рис. 5. Геологическое строение и вторичные ореолы золота проявления Звонкое: 1 — неразделенные четвертичные отложения; интрузивные образования гвардейского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса: 2 — вторая фаза, 3 — первая фаза; стратифицированные туфо-терригенные образования мезозоя — верхнего палеозоя: 4 — лосихинская свита, 5 — койгвеевская свита, 6 — звонкинская свита, 7 — игрековская и приреченская толщи объединенные, 8 — истоковская свита; 9 — дайки: а — диоритов, б — лампрофиров, в — гранодиоритов, г — кварцевые жилы. Содержания Au во вторичных ореолах (в г/т): 10 — 0,004–0,01, 11 — 0,01–0,03, 12 — 0,03–0,1, 13 — 0,1–0,3, 14 — 0,3–1, 15 — >1; 16 — пункты Au-Ag минерализации; 17 — тектонические нарушения

отсутствие арсенопирита и других сульфидов. Геохимическая ассоциация в рудах (Au-Te-Bi) определяет крайне бедный состав вторичных ореолов рассеяния, в котором практическое поисковое значение имеет только золото (рис. 4).

Жильно-прожилковая золоторудная минерализация других периферийных массивов не распространяется на всю их площадь. Ей присущи зоны прерывисто-цепочечных вторичных ореолов золота, приуроченных к эндо- и экзоконтактам массивов (Медвежкий), либо локальные аномалии, образующиеся за счет разрозненных и разноориентированных кварцевых жил (Утайвеевский).

Золото-серебряное оруденение распространено на периферии магматогенного поднятия в породах осадочной рамы. Приурочено к системам разрывных нарушений, вмещающих серии даек, и представлено небольшими по протяженности и мощности кварцевыми жилами. Выделяется по среднеинтенсивным вторичным ореолам Au, Ag, As, Pb, Cu и Zn, образующим прерывистые линейные аномальные зоны (рис. 5).

По своим параметрам вторичные ореолы золота месторождений и проявлений в системе золота, связанные с интрузиями Стадухинского магма-

тогенного поднятия (табл. 2) не отличаются от параметров ореолов орогенных золото-кварцевых месторождений жильного типа (содержания Au десятки г/т — первые г/т, площадные продуктивности — 5–100 м²%).

При соотношениях запасов крупных, средних и мелких месторождений согласно десятичной классификации Qкр.:Qср.:Qмелк. = 100:10:1 [Красников, 1965] и модельных соотношениях между их площадными продуктивностями во вторичных ореолах Rкр.:Rср.:Rмелк. = 21,5:4,64:1 [Соловов, 1985] при нижней границе P = 5 м²%, соответствующей мелкому объекту, месторождения средней крупности будут характеризоваться продуктивностями в интервале 25–100 м²%, крупные — >100 м²%.

В соответствии с такими модельными соотношениями площадные продуктивности вторичных ореолов золота в массиве Кекура отвечают границе среднего-крупного, в Гвардейском массиве — мелкого-среднего, в Утайвеевском и Медвежком — мелкого масштабов оруденения. Мелкий масштаб оруденения прогнозируется также для золото-серебряных проявлений Лосенок и Звонкое.

Достоверность прогноза по геохимическим данным с учетом модельных расчетов подтверждается

результатами проведенных геологоразведочных работ в Стадухинском рудном районе.

Для оценки перспективности слабо изученных проявлений золотого оруденения в системах золота, связанных с интрузиями, выделяемых по результатам поисковых геохимических работ, нами рекомендуется использовать ряд дополнительных критериев.

К ним относится характер распределения золота по классам содержаний во вторичных ореолах, указывающий на возможное наличие богатых (бонанцевых) руд в коренных источниках (табл. 2). Практика показывает, что в условиях интенсивно расчлененного рельефа индикатором богатого оруденения являются вторичные ореолы с суммарной долей содержаний золота в классах 0,1–1 г/т и >1 г/т, составляющей более 20 % от общего числа аномальных проб (массив Кекура). Признаки наличия такого оруденения просматриваются в Гвардейском массиве и на участке Лосенок, где доля проб с богатыми содержаниями золота во вторичных ореолах превышает 10 %. Этим показателям существенно уступает доля проб с высокими содержаниями золота в ореолах Медвежкинских и Утайвеевских массивов (менее 5 %), которые не могут быть отнесены к категории перспективных.

Использование этого критерия для оценки золотого-редкометального оруденения в массивах Кекура (участок Западный) и Медвежкинском показывает, что при сопоставимых площадных продуктивностях их вторичных ореолов (24,1 и 27,1 м² % соответственно), доля проб с высокими содержаниями (10 % против 2,5 %) определяет более высокую перспективность первого объекта по сравнению со вторым.

Геологические критерии имеют не менее важное значение для поисков и оценки перспективности выявляемых объектов в системах золота, связанных с интрузиями.

Рудоносные структуры в Стадухинском магматогенном поднятии сочетают в себе отрицательные (кальдерообразные) морфоструктуры, сводовые части которых (отпрепарированные интрузии) отчетливо выделяются в современном рельефе с радиально-концентрическим рисунком гидросети. Интрузивно-купольные структуры, являющиеся локальными рудогенерирующими центрами, легко дешифрируются на аэро- и космоснимках и выделяются как приоритетные для детального опoisкования.

Выявленные закономерности размещения месторождений и проявлений в пределах магматогенного поднятия, свидетельствуют о концентрической зональности рудного района [Николаев и др., 2023], представленной: 1) ядерной частью с золоторудным месторождением Кекура и однотипными проявлениями ближнего круга, относящимися к золото-кварцевому березитовому типу; 2) промежуточной зоной с золото-кварцевым и полиметаллическим оруденением в осадочных толщах; 3) внешней

зоной, с проявлениями золото-редкометального оруденения в периферийных гранитоидах и золото-серебряными проявлениями в вулcano-терригенных породах рамы (рис. 2).

Золото-кварцевое березитовое и золото-редкометальное оруденение с промышленными кондициями развито исключительно в границах гранитоидных массивов. Золото-кварцевая и золото-серебряная минерализация в осадочных породах, несмотря на высокие (до сотен граммов на тонну) содержания золота в отдельных жилах и прожилках, не имеет промышленных перспектив из-за недостаточной мощности и незначительных объемов жильной массы.

Существует целый ряд простых поисковых признаков, по которым выявляются и прослеживаются золотоносные структуры в гранитоидах и вулcano-терригенных породах рамы. Общим для всех типов золоторудной минерализации является ее приуроченность к кварцево-жильным образованиям и прожилкам, присутствие свободного золота, легко визуальнo диагностируемого в поисковых маршрутах.

Проявление метасоматоза как поисковый признак широко используется на стадии поисков золотого оруденения. Мощные зоны березитов с развалами кварцевых жил и видимым золотом наиболее типичны для золото-кварцевого оруденения в массиве Кекура. Для его западной части, где развито золото-редкометальное оруденение жильно-прожилкового типа, характерна повышенная сульфидность в кварце (арсенопирит, пирит, молибденит, борнит, халькопирит) и маломощные оторочки березитов вдоль контактов жил.

Прослеживание рудоносных образований по развалам кварца в поисковых маршрутах в целом достаточно эффективно, но часто осложнено в местах сплошного развития крупноглыбовых курумов, перекрывающих поверхность гранитоидных массивов, а также в нижних частях склонов, где развивается солифлюкция.

На таких перекрытых солифлюкцией, часто задернованных участках поисковым признаком являются характерные уступы в рельефе, маркирующие скрытые выходы более устойчивых к выветриванию кварцево-жильных образований или линейные просядки и борозды над рудоносными зонами с повышенной сульфидностью.

На участках, перекрытых курумами, прослеживание рудоносных структур по редким обломкам продуктивного кварца затруднено. Дополнительным поисковым признаком является присутствие тонких безрудных кварцевых прожилков в глыбах курумов, хорошо заметное на их поверхности и имеющее более широкое распространение по сравнению с редкими обломками продуктивного кварца.

Прямым минералогическим признаком, указывающим на продуктивность жильного кварца, является присутствие в нем самородного золота. Оно легко визуальнo диагностируется в кварц-серицитово-

матрице жил замещения золото-кварцевого оруденения (массив Кекура), в жильном кварце в терригенных породах рамы и кварц-карбонатных прожилках с золото-теллуридно-висмутовой минерализацией (Гвардейский массив). В перечисленных образованиях содержания визуально диагностируемого золота составляют, как правило, десятки — сотни г/т. Реже при таких уровнях содержаний самородное золото можно обнаружить в кварц-сульфидных жилах с золото-редкометальной и золото-серебряной минерализацией, где оно маскируется среди агрегатов сульфидов.

Прямым признаком принадлежности к конкретным типам золотого оруденения является состав сопутствующей рудной минерализации (табл. 1). Прямой связи перспективности выявляемых проявлений золота с интенсивностью сопутствующей рудной минерализации при этом не наблюдается.

Предварительная оценка перспективности выявляемых проявлений по результатам геологических наблюдений базируется на их геометрических размерах, площадях развития метасоматоза, протяженности и ширине развалов кварца, размерах его обломков, а также на присутствии рудных минералов, в том числе самородного золота, которые в совокупности с результатами поисков по вторичным ореолам рассеяния служат основой для прогноза золотого оруденения.

Фактором, определяющим близость характеристик выявляемого оруденения к промышленным кондициям, являются содержания золота в рудных образованиях, оцениваемые по данным штучного опробования. Основной диапазон содержаний в наиболее богатых пробах из Утайвеевского, Медвежкинського и Пика Блохина гранитоидных массивов — 1–10 г/т, в то время как в западной части массива Кекура — 5–100 г/т, в его восточной части и в Гвардейском массиве — 10–500 г/т.

Статистическая обработка результатов анализов при массовом штучном и скопковом опробовании позволяет достаточно точно прогнозировать ожидаемый уровень содержаний золота в потенциальных рудных телах еще до их вскрытия горными выработками. В условиях расчлененного рельефа по этим данным решаются задачи оценки степени эродированности прогнозируемого оруденения [Николаев и др. 2021]. Критерии оценки уровня эрозионного среза оруденения являются неотъемлемой частью поисковой модели в системах золота, связанных с интрузиями.

Исследование вертикальной геохимической зональности золотого оруденения в Стадухинском районе на разных гипсометрических уровнях в массивах Кекура, г. Трехречье, Гвардейском, Пик Блохина и на участке Звонкий позволило выявить общий ряд вертикальной геохимической зональности рудно-магматической системы (снизу-вверх): Bi-Te-Na-Cu-S-As-Co-Fe-K-W-Al-Mg-Ni-Au-Mo-Ca-Sb-Mn-Zn-Pb-Ag.

По результатам обработки выявлены геохимические показатели зональности общего вида $AgSbPb/WMoCuAs$ (рис. 6), численные значения которых использовались для определения уровня среза выходящих на поверхность проявлений золота (табл. 3).

Полученный ряд вертикальной геохимической зональности хорошо согласуется с общепринятой геолого-поисковой моделью систем золота, связанных с интрузиями [Baker, et al., 2002], в которой элементы нижней его части (W-Te-Bi-Fe-S-Cu-Co) представляют ранний, более высокотемпературный, минеральный парагенезис золото-редкометального этапа, а элементы верхней части (Au-Ag-Sb-As-Pb-Zn) — средне-низкотемпературный парагенезис элементов золото-кварцевого березитового и золото-серебряного этапов, оруденение которых относят к эпитепмальной зоне (рис. 6).

Дополнительным критерием для оценки степени эродированности локальных рудных систем является пробность золота в рудах коренных источников. Микрозондовыми исследованиями установлен ее рост с глубиной: от электрума в золото-серебряных жилах эпитепмальной зоны (400–600‰) к средней пробности в золото-кварцевых рудах и березитах (800–880‰) и высокопробному в парагенезисе с теллуридами висмута в золото-редкометальном типе (>900‰) (рис. 6).

Согласно полученным оценкам, уровень эрозионного вскрытия рудно-магматической системы в центральной части магматогенного поднятия (массив Кекура и его сателлиты) соответствует нижним частям эпитепмальной зоны с перспективами выявления на глубине более высокотемпературного золото-редкометального оруденения. Фактором, свидетельствующим в пользу вскрытия эрозией относительно глубинных частей рудно-магматических систем в Утайвеевском, Медвежкинском и Пика Блохина гранитоидных массивах являются высокие температуры гомогенизации газовой-жидких включений, которыми обосновывается созданная из ряда фрагментов искусственная композиция, по которой исследовалась вертикальная геохимическая зональности системы золота, связанных с интрузиями в Стадухинском районе (рис. 6).

Основные геолого-геохимические характеристики поисковой модели золотого оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе приведены в табл. 3.

Заключение. В результате выполненных исследований получены новые данные, существенно расширяющие представление о геохимической структуре, составе, закономерностях размещения, параметрах рудообразования, глубинах формирования и пульсационном характере рудно-магматического процесса в Стадухинском рудно-россыпном районе с крупным золоторудным месторождением Кекура. Построена модель вертикальной геохимической зональности системы золота, связанной с интрузиями и разработаны критерии оценки

Таблица 3

Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки главных типов золотого оруденения, связанного с интрузиями в Стадухинском рудно-россыпном районе

Тип/основные критерии	Золото-редкометалльный	Золото-кварцевый березитовый	Золото-серебряный
Структурная позиция в системе магматогенного поднятия	Центральный и периферийные локальные магматические очаги	Центральный магматический очаг и апофизы ближней периферии на пересечении радиальных разрывных нарушений	Системы разрывных нарушений и даек в периферийной части магматогенного поднятия
Связь с магматизмом	Генетическая и пространственная, локализация в пределах интрузивных массивов	Генетическая и пространственная, локализация в пределах интрузивных массивов и зонах ближних экзоконтактов	Вероятно генетическая, но может быть только пространственная в системах разрывных нарушений, вмещающих рои даек.
Состав и возраст рудоконтролирующих магматических образований	Монцитониты, монцодиориты, диориты, гранодиориты ранней фазы внедрения	Граниты, гранодиориты поздней фазы внедрения	Дайки диоритов завершающего этапа магматизма
Связь с разрывной тектоникой	Локализация в северо-восточных и северо-западных системах разрывных нарушений	Локализация в северо-восточных и субширотных системах разрывных нарушений	Локализация в северо-восточных системах разрывных нарушений
Структурно-морфологический тип оруденения	Параллельные жилы в трещинах скола	Жилы замещения, линзы, прожилки в березитах по контракционным трещинам	Жилы в трещинах скола и отрыва
Протяженности и мощности жил и жильно-прожилковых зон	Протяженности: 50–1000 м Мощности: 0,2–1,5 м	Протяженности: 50–1000 м Мощности: 2–20 м	Протяженности: 20–200 м Мощности 0,2–0,5 м
Ожидаемые классы крупности золоторудных объектов	Мелкий-средний	Средний-крупный	Мелкий
Параметры вторичных ореолов золота, соответствующие указанной выше крупности объектов	Площадная продуктивность 5–50 м ² %	Площадная продуктивность 25–>100 м ² %	Площадная продуктивность 5–10 м ² %
	Доля высоких (>0,1 г/т) содержаний в ореолах 5–10 %	Доля высоких (>0,1 г/т) содержаний в ореолах >20 %	Доля высоких (>0,1 г/т) содержаний в ореолах 1–10 %
Ожидаемые средние содержания золота в рудах по данным штучного опробования	4,6 г/т	23,9 г/т	3,5 г/т
Геохимические ассоциации в рудах (подстрочные индексы — коэффициенты концентрации элементов по отношению к фону)	Au ₁₅₃₁ As ₃₈₀ Bi ₂₂ S ₁₃ Te ₁₂ Sb ₁₁ W ₈ Cu ₆ Ag ₅ Se ₃ Fe ₂ Mo ₂	Au ₇₉₆₉ As ₈₀₂ Sb ₁₆ Ag ₁₅ S ₈ Pb ₂	Au ₁₁₈₁ As ₄₈₃ Ag ₁₅₆ Sb ₂₆ Pb ₁₈ Cd ₈ Mo ₃ Cr ₃ Cu ₂ Zn ₂ S ₂ Be ₂
Значения показателя вертикальной геохимической зональности для оценки степени эродированности РМС	AgSbPb/WMoCu Верхнерудный — 0,3 Нижнерудный — 0,0013 AgSbPb/WMoAs Верхнерудный — 0,013 Нижнерудный — 0,000019	AgSbPb/WMoCu Верхнерудный — 6,4 Нижнерудный — 0,37 AgSbPb/WMoAs Верхнерудный — 0,63 Нижнерудный — 0,0026	AgSbPb/WMoCu Верхнерудный — 469 Нижнерудный — 42 AgSbPb/WMoAs Верхнерудный — 7,2 Нижнерудный — 0,32

уровня эрозионного среза оруденения и его распространения на глубину.

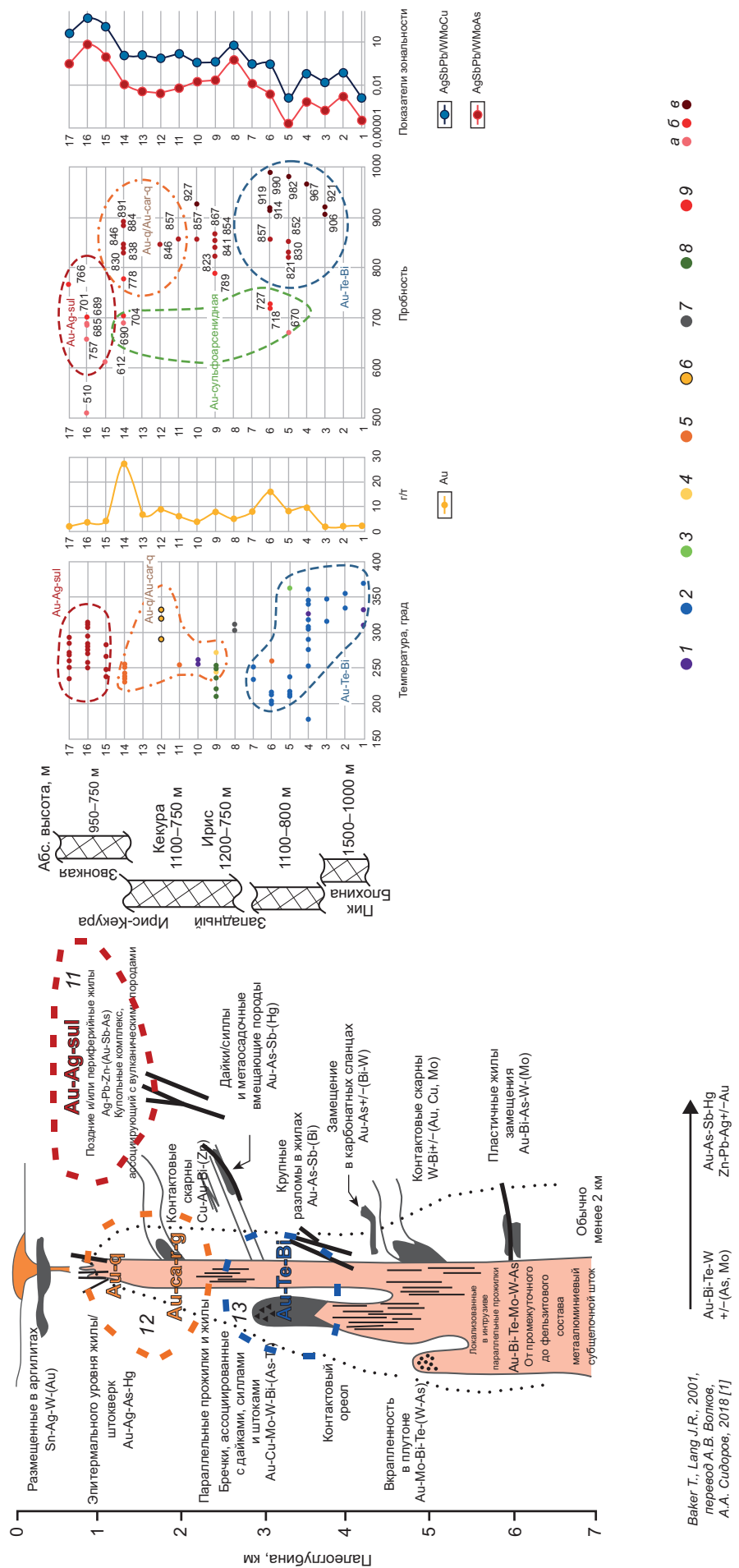
Уровень эрозионного вскрытия рудно-магматической системы, согласно разработанной модели вертикальной минералого-геохимической зональности, оценивается как соответствующий нижним частям эпитермальной зоны. Главным фактом, свидетельствующим в пользу вскрытия эрозией относительно глубинных частей в периферийных гранитоидных массивах рудно-магматической си-

стемы являются состав, высокая пробность золота и более высокие температуры гомогенизации газожидких включений.

Впервые для подобных систем выявлены золото-серебряные проявления на их периферии, имеющие промышленные перспективы. Дана их прогнозная оценка.

Проведенными расчетами и последующей разведкой перспективных объектов установлено, что предельным для Стадухинского магматогенного

Купольные комплексы,
ассоциирующиеся с вулканическими породами



Baker T., Lang J.R., 2001,
перевод А.В. Волков,
А.А. Сидоров, 2018 [1]

Рис. 6. Модель вертикальной рудно-теохимической зональности для золоторудной системы, связанной с интрузиями в Стадухинском рудно-россыпном районе (Западная Чукотка). Зоны 1–17 (абс. высоты, м) формировались внутри участков по уровню гипсометрии исходя из геолого-генетической модели систем золота, связанных с интрузиями и собственных минералогических и термобарогенетических исследований: 1–8 — золото-редкометалльные (Медвежий, Пик Блохина, Лосиха, Западный), 9–14 — золото-редкометалльные (Ирис, Гранат, Рыжий, Кекура), 15–17 — золото-серебряные (Лосенок, Звонкий). Типы минерализации: 1 — кварц-молибденитовый, 2 — золото-редкометалльный, 3 — золото-сульфоарсенидный, 4 — золото-кварцевый (березитовый), 5 — золото-кварцевый (березитовый), 6 — Q-Chl метасоматиты, 7 — кварц-антимонитовый, 8 — полиметаллический, 9 — золото-серебряный; 10 — золото (а — низкопробное (< 700‰), б — высокопробное (700–900‰)), 11 — золото-серебряный, 12 — золото-редкометалльный, 13 — золото-редкометалльный

поднятии и подобных структур региона является средний масштаб крупности промышленных запасов золота в месторождениях при его высоких содержаниях в рудах.

Сложное строение аномальных геохимических полей в системах золота, связанных с интрузиями, отражающая развитие в их границах разных минеральных и структурно-морфологических типов

золотого оруденения, свидетельствуют о том, что переход к горным работам должен осуществляться только после проведения детальных геохимических поисков в масштабе 1 : 10 000–1 : 5 000, которые обязательно должны сопровождаться поисковыми геологическими маршрутами того же масштаба с опробованием всех потенциально рудоносных образований и изучением их вещественного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др. Золоторудное месторождение Школьное (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 3–31.

Волков А.В., Сидоров А.А. Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов арктической зоны России // Арктика: экономика и экология. 2018. Т. 31, № 3. С. 84–99.

Волков А.В., Черепанова Н.В., Прокофьев В.Ю. и др. Месторождение золота в Бутарном гранитоидном штоке (Северо-Восток России): геологическое строение, минералогия и условия формирования руд // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 214–237.

Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. 2-е изд. М.: Недра, 1965. 399 с. ил., карт.; 22.

Николаев Ю.Н., Балыкова И.В., Кузин С.В. и др. Состав, условия формирования, закономерности размещения и зональность золотого оруденения в Стадухинском рудно-россыпном районе (Западная Чукотка) // Руды и металлы. 2023. № 3. С. 78–89.

Николаев Ю.Н., Калько И.А., Власов Е.Ю., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические характеристики

и оценка промышленных перспектив золото-серебряной минерализации в Олойской зоне // Разведка и охрана недр. 2021. № 10. С. 60–69.

Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1985. 294 с.

Baker T. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits // Economic Geology. 2002. № 97 (5). P. 1111–1117.

Hart C.J.R., McCoy D., et al. Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 2002. № 9. P. 241–274.

Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // Soc. Econ. Geol. Newsl. 2000. № 40. P. 1–15.

Nguimatsia D.F.W., Bolarinwa A.T., Yongue R.F., et al. Diversity of Gold Deposits, Geodynamics and Conditions of Formation: A Perspective View // Open Journal of Geology. 2017. № 7. P. 1690–1709.

Статья поступила в редакцию 07.02.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 553.98.061

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-84-93

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ДОБЫЧИ НЕФТИ И ГАЗА АРКТИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Светлана Александровна Пунанова✉Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; s_punanova@ipng.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-2022-2906>

Аннотация. Имеющиеся на данный момент фактические данные, анализ существующей нефтегазоносности окружающих территорий свидетельствуют о высокой перспективности на нефть и газ арктических регионов Западной Сибири и в частности Южно-Карского бассейна. Общее выклинивание мезо-кайнозойских, а возможно и палеозойских отложений, и уменьшение толщин осадочного выполнения в юго-западной части Карского моря, и в связи с этим тенденция к снижению палеотемператур и стадийности катагенеза, привели к иным границам глубин обнаружения углеводородных (УВ) скоплений относительно месторождений северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Нефтегазоносные комплексы (НГК) севера Западной Сибири продуцируют как нефтяные, так и газовые скопления, характеризуются различной катагенной преобразованием, связаны с различными литофациальными и тектоническими обстановками. Рассмотрены перспективность и возможная генерационная активность доюрского, юрского и мелового НГК юго-западной части Карского моря.

Ключевые слова: поиск, разведка и освоение нефтегазовых ресурсов, фундаментальные исследования, шельф Карского моря, нефтегазоносные комплексы, Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн

Для цитирования: Пунанова С.А. К вопросу о перспективности добычи нефти и газа арктических регионов Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 84–93.

ON THE ISSUE OF OIL AND GAS PROSPECTS IN THE ARCTIC REGIONS OF WESTERN SIBERIA

Svetlana A. Punanova✉

Oil and Gas Research Institute of the RAS, Moscow, Russia; s_punanova@ipng.ru✉

Abstract. The currently available factual data, analysis of the existing oil and gas potential of the surrounding territories indicate high oil and gas prospects in the Arctic regions of Western Siberia and in particular the South Kara Basin. The general wedging out of the Mesozoic-Cenozoic and possibly Paleozoic deposits and the decrease in the thickness of the sedimentary fill in the southwestern part of the Kara Sea, and in connection with this, the tendency to decrease paleotemperatures and stages of catagenesis, led to other boundaries of the depths of detection of hydrocarbon (HC) accumulations relative to the fields of the northern part of the West Siberian oil and gas basin (OGB). The oil and gas complexes (OGC) of the north of Western Siberia produce both oil and gas accumulations, are characterized by different catagenic transformations, and are associated with different lithofacies and tectonic settings. The prospects and possible generation activity of the pre-Jurassic, Jurassic and Cretaceous oil and gas fields of the southwestern part of the Kara Sea are considered.

Keywords: search, exploration and development of oil and gas resources, fundamental research, shelf of the Kara Sea, oil and gas complexes, West Siberian oil and gas basin

For citation: Punanova S.A. On the issue of oil and gas prospects in the Arctic regions of Western Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 84–93. (In Russ.).

Введение. Шельф Карского моря по результатам исследований ПАО «НК «Роснефть» представляет высокоперспективный район для поисков и добычи жидких и газообразных УВ, особенно это относится к южной части Карского моря. В настоящее время компания ведет стратиграфическое бурение для оценки перспективности процессов нефтегазогенерации Северо-Карского бассейна. Запасы на шельфе в Карском море оцениваются в 4,9 млрд т нефти и 8,3 трлн м³ газа.

Исследователями, внесшими огромный вклад фундаментальными разработками в изучение не-

фтегазоносности Западно-Сибирского НГБ, неоднократно подчеркивается выдающаяся роль добычи УВ этого региона в развитие нефтяной и газовой промышленности России [Богоявленский, Полякова, 2012; Борисова и др., 2024; Брехунцов и др., 2020; Дзюбло и др., 2021; Дмитриевский и др., 2012; Конторович, 2018; Конторович, Конторович, 2019; Лобусев, 2023; Скоробогатов, Кабалин, 2019; Ступакова и др., 2021; Шустер, Дзюбло, 2023 и многие другие]. Данные табл. 1 [Рыбьяков и др., 2023] наглядно демонстрируют этот тезис.

Таблица 1

Доля Западной Сибири и Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) в структуре начальных разведанных запасов свободного газа России, суша и шельф (данные на 01.01.2020), трлн м³ [Рыбьяков и др., 2023]

Регион	Накопленная добыча	Запасы категорий А+В ₁ +С ₁	Сумма начальных разведанных запасов
Россия	24,3	49,1	73,4
В том числе Западно-Сибирский мегабассейн (суша и шельф)	20,7	33,4	54,1
В том числе северные и арктические обл.*	19,9	32,6	52,5
В том числе ЯНАО (суша)	19,5	28,1	47,6
В том числе Южно-Карская нефтегазоносная область (НГО)**	0,4	4,1	4,5

Примечания. * С учетом Енисей-Хатангской НГО. ** Открытый шельф + Обская и Тазовская губы.

На шельфе Карского моря некоторые месторождения по средним и глубоким горизонтам до сих пор не доразведаны, за счет чего крупность и масштабность скоплений по мере опоискования и разведки более глубоких горизонтов может значительно увеличиваться.

Исследователями Припайхойско-Приновоземельской моноклизы Южно-Карского бассейна [Долгунов, Мартиросян, 2014] отмечается, что по нефтегазогеологическому районированию она относится к Предновоземельской НГО. Характеризует этот регион сокращенная мощность осадочного чехла из-за выклинивания триасовых, юрских и меловых отложений и развитие дизъюнктивных нарушений. К настоящему времени в северной части Предновоземельской НГО открыты несколько месторождений УВ. Это нефтегазовое месторождение Победа в юрско-меловых отложениях, им. Маршала Жукова — газовое в юрско-меловых отложениях, им. Маршала Рокоссовского — газоконденсатное в юрских отложениях. Приводятся следующие характеристики фильтрационно емкостных свойств: на газовом месторождении им. Маршала Жукова нижнеальбские продуктивные пласты характеризуются открытой пористостью (в долях единиц) 0,29, аптские 0,34, верхнеюрские 0,22, среднеюрские 0,33. Все пласты терригенные, залегают на глубине 700–1330 м; на месторождении им. Маршала Рокоссовского верхнеюрские продуктивные пласты характеризуются открытой пористостью 0,18, нижнеюрские 0,13–0,16, все пласты терригенные, залегают на глубинах 2678–3546 м. Извлекаемые запасы газа от 600 до 800 млрд м³, нефти более 100 млн т [Долгунов, Мартиросян, 2014].

Восточнее Предновоземельской НГО на Русановско-Скуратовском своде открыты три газоконденсатных гиганта — месторождения Ленинградское, Русановское и им. В.А. Динкова, южнее расположены крупные газовые месторождения 75 лет Победы и Нямеysкое в меловых отложениях.

На севере Западно-Сибирского НГБ основными продуктивными комплексами являются нижнесреднеюрский, верхнеюрский, неомский, баррем-аптский и альб-сеноманский. Отложения характери-

зуются переслаиванием песчаников (коллекторов) и глин (флюидоупоров). Аналогичное строение по сейсмическим данным наблюдается и в разрезе Пайхойской моноклинали, их возможная нефтегазоносность прогнозируется и по результатам открытий на севере Предновоземельской НГО [Дзюбло и др., 2021; Шустер, Дзюбло, 2023 и др.].

Геологические особенности территории. Акватория Карского моря в тектоническом отношении является северной частью Западно-Сибирской эпигерцинской плиты. Непосредственно на акватории пробурено только 4 поисково-разведочных скважины на Русановской и Ленинградской площадях, которые вскрыли отложения до баремского яруса нижнего мела. В пределах акватории и прилегающей суши выделяются тектонические элементы более низкого порядка — Припайхойско-Приновоземельская моноклиза, Южно-Карская синеклиза и северо-восточная часть Пайхой-Таймырской седловины.

Провести оценку перспективности нефтегазоносности территории и выдвинуть стратегию поисково-разведочных работ — довольно сложные задачи ввиду плохой изученности региона. Возможную связь с регионами севера Западной Сибири, а также определенные особенности этой части региона демонстрируют сейсмические профили. На основании анализа региональных временных сейсмических разрезов и данных глубокого бурения [Конторович, 2018; Конторович, Конторович, 2019] можно составить четкие представления о структурных предпосылках, необходимых для оценки перспективности территорий.

1. Южно-Карский и Северо-Карский осадочные бассейны, которые разделены Северо-Сибирским порогом-барьером, представляющим собой крупный, контрастный эрозионно-тектонический выступ фундамента, имеют различное строение.

2. Палеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения в континентальной части севера Западной Сибири и в южной части Карского моря имеют аналогичное строение (рис. 1).

Осадочные сейсмогеологические мегакомплексы, получившие развитие на севере Западной Сибири, продолжают в южную часть акватории Карского

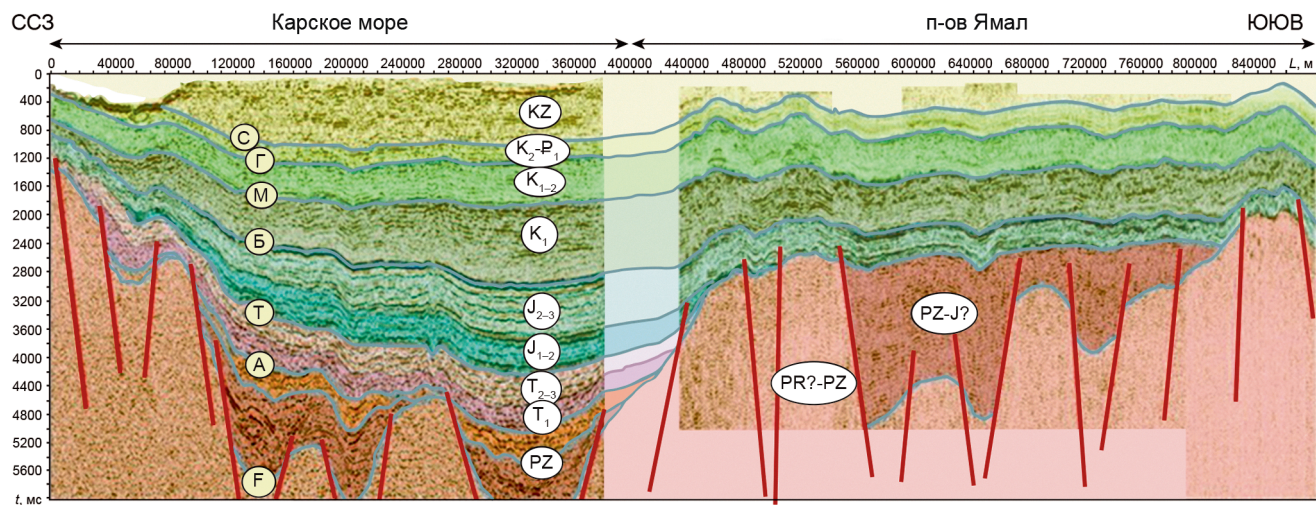


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по композитному профилю Reg_II-II (Карское море — п-ов Ямал) (протяженность 890 км, через Татариновское и Западно-Маточкинское поднятия, расположенные в Карском море, Крузенштернское месторождение, которое находится на границе «море-континент», а также Бованенковское, Среднеямальское и Новопортовское месторождения, расположенные на полуострове Ямал) [Конторович, 2018]

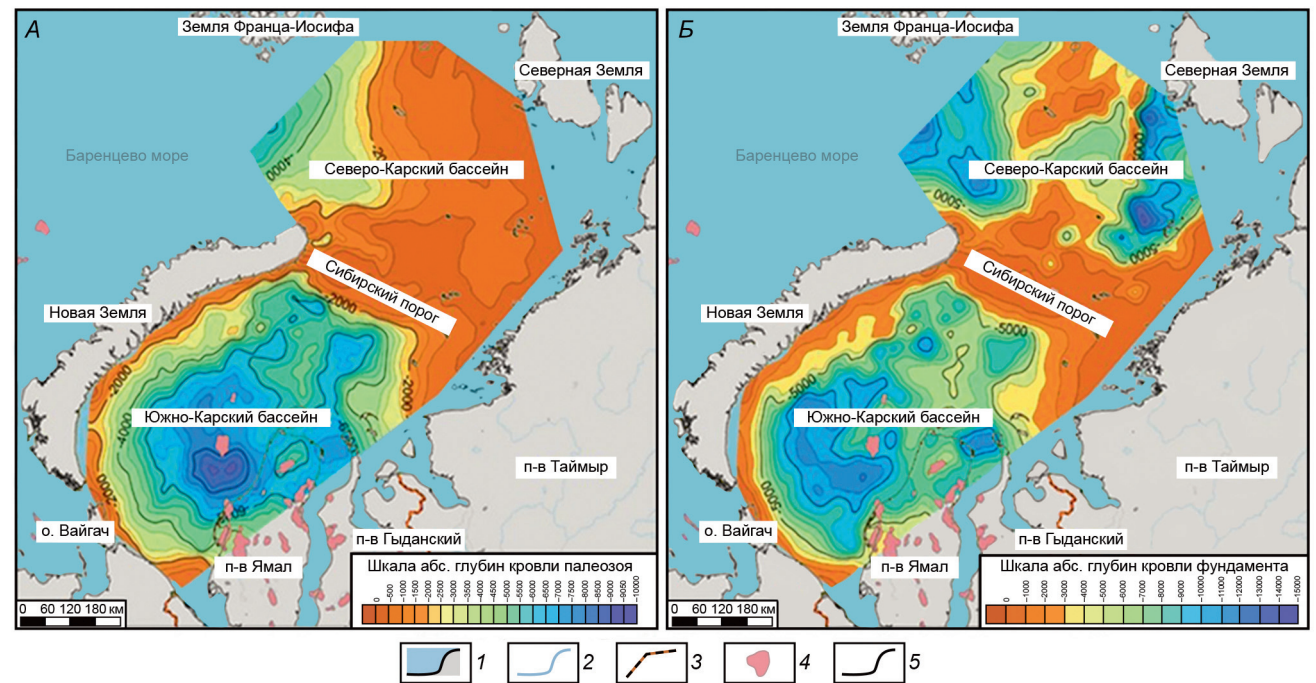


Рис. 2. Структурные карты по кровлям палеозоя (А) и фундамента (Б) [Конторович, 2018]. 1 — береговая линия; 2 — реки; 3 — административные границы; 4 — нефтегазовые месторождения; 5 — изогипсы

моря. На севере Западной Сибири в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений выделяется пять сейсмогеологических мегакомплексов: триас-юрский (Т), неомский (берриас-нижнеаптский) (Б), апт-альб-сеноманский (М), турон-маастрихтский (Г) и кайнозойский (С). Все мезозойско-кайнозойские осадочные мегакомплексы контролируются в кровле регионально развитыми морскими глинистыми пачками — мегарегиональными флюидопорами, которые характеризуются аномально низкими акустическими характеристиками, к которым приурочены выраженные отражающие сейсмические горизонты [Конторович, 2018].

3. Оценка толщин палеозойских и мезозойских отложений в Южно-Карском и Северо-Карском осадочных бассейнах свидетельствует об их различии и особенностях (рис. 2). По данным [Конторович, 2018], в Южно-Карском бассейне поверхности кровли палеозоя и фундамента в значительной мере подобны, тогда как в Северо-Карском кровли палеозоя и фундамента различаются. В западной части Южно-Карского бассейна выделяется крупная депрессионная зона — Южно-Карская мегасинеклиза, на востоке — крупная вытянутая в широтном направлении полузамкнутая положительная структура — Се-

верный мегавыступ, осложненный более мелкими замкнутыми поднятиями. Значительны различия по площади, осадочному выполнению и доли палеозойских платформенных отложений. Соответственно Южно-Карский бассейн — $410\,000\text{ км}^2$, $2\,300\,000\text{ км}^3$, 23 %, а Северо-Карский — $335\,000\text{ км}^2$, $1\,550\,000\text{ км}^3$, 71 %. При больших значениях площади и объема осадочного выполнения доля осадочного палеозойского наполнения Южно-Карского бассейна существенно ниже, относительно Северо-Карского.

Таким образом, отличительной особенностью южной части Западно-Карской НГО является малая мощность осадочной толщи за счет сокращения толщин осадочного чехла в результате выклинивания триасовых и юрских отложений (см. рис. 1 и 2), что в некоторой мере может служить сдерживающим факторам при оценке перспективности региона. Однако благоприятным показателем являются зоны выклинивания юрских отложений, с которыми могут быть связаны литологические залежи. Исходя из карт толщин, в зоне Припайхойско-Новоземельской моноклизы кровля палеозоя залегает на глубине менее 1500 м, а кровля фундамента менее 3000 м.

Перспективы нефтегазоносности. Рассмотрим перспективность нефтегазообразования на изучаемой и близлежащих территориях Западно-Сибирского НГБ. Нефтегазоносные бассейны Арктического шельфа обладают высоким углеводородным потенциалом за счет значительного количества нефтегазоматеринских толщ (НГМТ) в широком стратиграфическом интервале [Скоробогатов, Кабалин, 2019; Брехунцов и др., 2020; Ступакова и др., 2021; Борисова и др., 2024].

Доюрский НГК. Оценка нефте- и газогенерационных возможностей доюрских отложений детально исследована автором и опубликована в ряде работ [Дмитриевский и др., 2014; Шустер, Пуланова, 2016; Пуланова, Шустер, 2012 и др.]. Геохимические работы, проведенные по нижнему структурному этажу на севере Западной Сибири, свидетельствуют о хороших генерационных свойствах палеозойских отложений. Так, в терригенно-карбонатных породах палеозоя, по данным [Кирюхина и др., 2011], содержание $C_{\text{орг}}$ колеблется от 0,1–0,2 до 2,6–3,0 %. Концентрация хлороформенного битумоида составляет 0,3 %. Катагенез органического вещества (ОВ) соответствует градации $МК_2$ – $МК_4$.

Для оценки катагенетической стадийности осадочных отложений Западно-Сибирского НГБ была составлена схематическая карта областей нефтегазогенерации осадочных комплексов, вероятно контактирующих с выступами фундамента [Дмитриевский и др., 2014; Шустер, Пуланова, 2016; Пуланова, Шустер, 2012]. При составлении схемы использовались данные палеотемператур ОВ триасовых отложений [Фомин, 2010]. Были получены следующие выводы. На востоке и северо-востоке уровень зрелости ОВ составляет $МК_1^1$. Аналогичная катагенетическая интенсивность была зафиксирована для ОВ пород

на Шеркалинской (Зауральская мегамоноклиза) и Южно-Мокроусовской (Курганская область) площадях. Уровень зрелости ОВ на Омской площади Краснотенинской мегамоноклизы отвечает середине градации $МК_1$. В северных районах Западно-Сибирского бассейна (юг Большехетской мегасинеклизы, Средне-Пурский мегапрогиб) нижнесреднеюрские отложения достигли более высокой зрелости — $АК_{1-2}$. Таким образом, на значительной территории Западной Сибири, в частности, на ее западных границах, достаточно мощный доюрский пермо-триасовый осадочно-эффузивный комплекс отложений, по мнению многих исследователей, прошедший главную фазу нефтегазообразования и залегающий на глубинах от 1700 до 2700 м, может рассматриваться в качестве источника УВ. Это значительно повышает перспективы нефтегазоносности как терригенно-эффузивных отложений, так и образований фундамента (выступы кристаллического фундамента могут являться хорошими коллекторами).

Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири, включая палеозойские отложения Ямального полуострова с прилегающими территориями и акваторией Карского моря, были автором охарактеризованы на основе многокритериальной оценки [Шустер, Пуланова, 2014; 2021]. Для выбора первоочередных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ в доюрских отложениях нами применялась геолого-математическая программа «Выбор». Используя эту программу, и разработанный и внедренный в программу ряд геолого-геохимических параметров, проведен выбор наиболее перспективных локальных объектов и их ранжирование по степени, так называемой, «благоприятности» (рис. 3). В наиболее перспективную зону вошли месторождения южной акватории Карского моря, Северо-Ямального мегавала, Бованенковско-Нурминского наклонного мегавала и Южно-Ямального мезовала.

Юрские НГК. Изучение перспективности нижнесреднеюрских отложений Южно-Карского бассейна с использованием большого геолого-геофизического и геохимического материала было проведено сотрудниками геологического факультета МГУ методом бассейнового моделирования (рис. 4) [Санникова и др., 2018].

Результаты керновых исследований скважин Ямало-Гыданского региона [Санникова и др., 2018] показали, что нижнеюрские коллекторские горизонты плинсбахского возраста представлены мелкозернистыми песчаниками с глинистым и кварцевым регенерационным цементом. Песчаник аллювиально-континентальных обстановок относится к группе кварцевых граувакков с эффективной пористостью от 9,3 до 20 %. Среднеюрские байосс-батские преимущественно мелководно-морские отложения представлены мелкозернистыми в основном кварцевыми песчаниками и относятся к полевошпат-



Рис. 3. Локализация наиболее перспективных зон и месторождений по результатам модельных расчетов [Шустер, Пуанова, 2021]. Желтые точки — месторождения первой очереди из наиболее перспективного «первого слоя»: Южно-Карская НГО: 1 — Победа; 2 — Ленинградское; 3 — Русановское; Ямальская НГО: 4 — Малыгинское; 11 — Крузенштернское; 12 — Южно-Крузенштернское; 13 — Северо-Бованенковское; 14 — Восточно-Бованенковское; 16 — Бованенковское; 20 — Арктическое; 22 — Новопортовское. Зеленые точки — месторождения второй очереди: Ямальская НГО: 5 — Тасийское; 6 — Северо-Тамбейское; 9 — Южно-Тамбейское; 10 — Харасавэйское; 21 — Мало-Ямальское; Гыданская НГО: 25 — Геофизическое (на основе: «Обзорной карты нефтегазогеологического районирования северных районов Западной Сибири»). Границы: 1 — Западно-Сибирской плиты; 2 — Западно-Сибирского НГБ; 3 — НГО; 4 — НГР; 5 — месторождения углеводородов; 6 — сейсмические профили (а), по которым приведены сейсмогеологические разрезы (б) [Конторович, 2018]

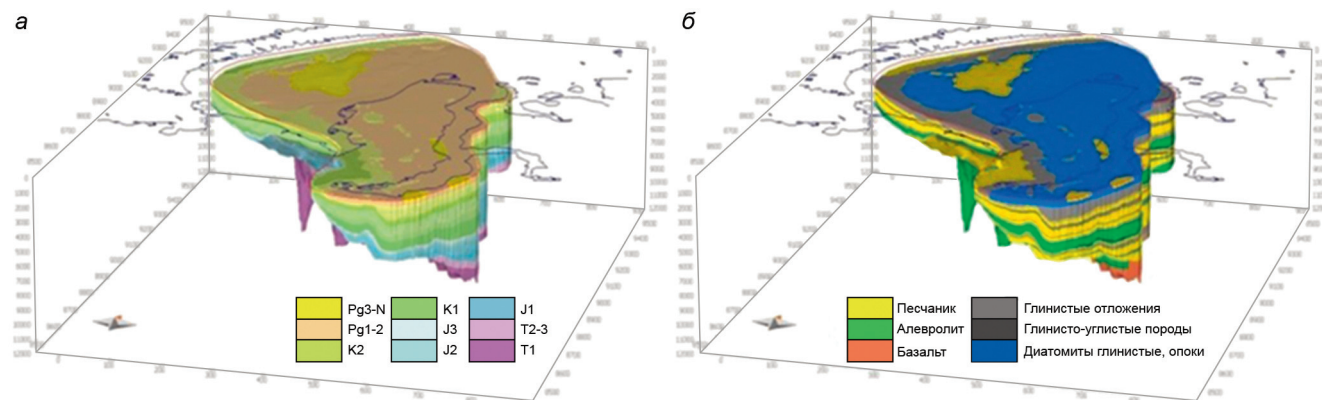


Рис. 4. Стратиграфическая (а) и литофациальная (б) 3D модели Южно-Карского бассейна [Санникова и др., 2018]

кварцевым грауваккам с пористостью 10,4–24%. Результаты проведенного 3D бассейнового моделирования [Санникова и др., 2018] дали возможность прогнозировать новые перспективные скопления нефти и газа в песчаных коллекторах джангодской, вымской и малышевской свитах. Перспективные площади возможны на территории Восточно-Приновоземельского поднятия, в пределах локальных валов Южно-Карского и Восточно-Приуральских прогибов, а также на территории Щучинского и Южно-Ямальского выступов.

Верхнеюрские НГМТ широко распространены в северных регионах и на шельфах Арктических морей. Сюда относятся территории большей части Баренцевоморского и Печорского шельфа, Тимано-Печорского НГБ, западной и юго-восточной частей Северо-Карского и Южно-Карского бассейнов [Ступакова и др., 2021]. В Южно-Карской впадине верхнеюрские отложения (баженовская свита) на

основе исследований керна Харасавэйского и Бованенковского месторождений [Кирюхина и др., 2011] характеризуются следующими параметрами: среднее содержание $C_{орг}$ увеличивается в северном направлении от 0,9% на Бованенковском месторождении до 4,8% на Харасавэйском. В этом же направлении отмечается и рост водородного индекса и, соответственно, генерационного потенциала — до 6,85 мг УВ/г $C_{орг}$ породы, в среднем составляя 2,0–2,9 мг УВ/г $C_{орг}$ породы. Тип ОВ преимущественно сапропелевый. Степень зрелости также увеличивается на север от МК₁ до МК₄ [Кирюхина и др., 2011]. Однако, по данным [Ступакова и др., 2021], степень зрелости верхнеюрской НГМТ (баженовской свиты и ее возрастных аналогов) в Южно-Карской впадине и в северной части Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангском региональном прогибе изменяется в более широких пределах, включая стадию протокатагенеза (ПК) (рис. 5).

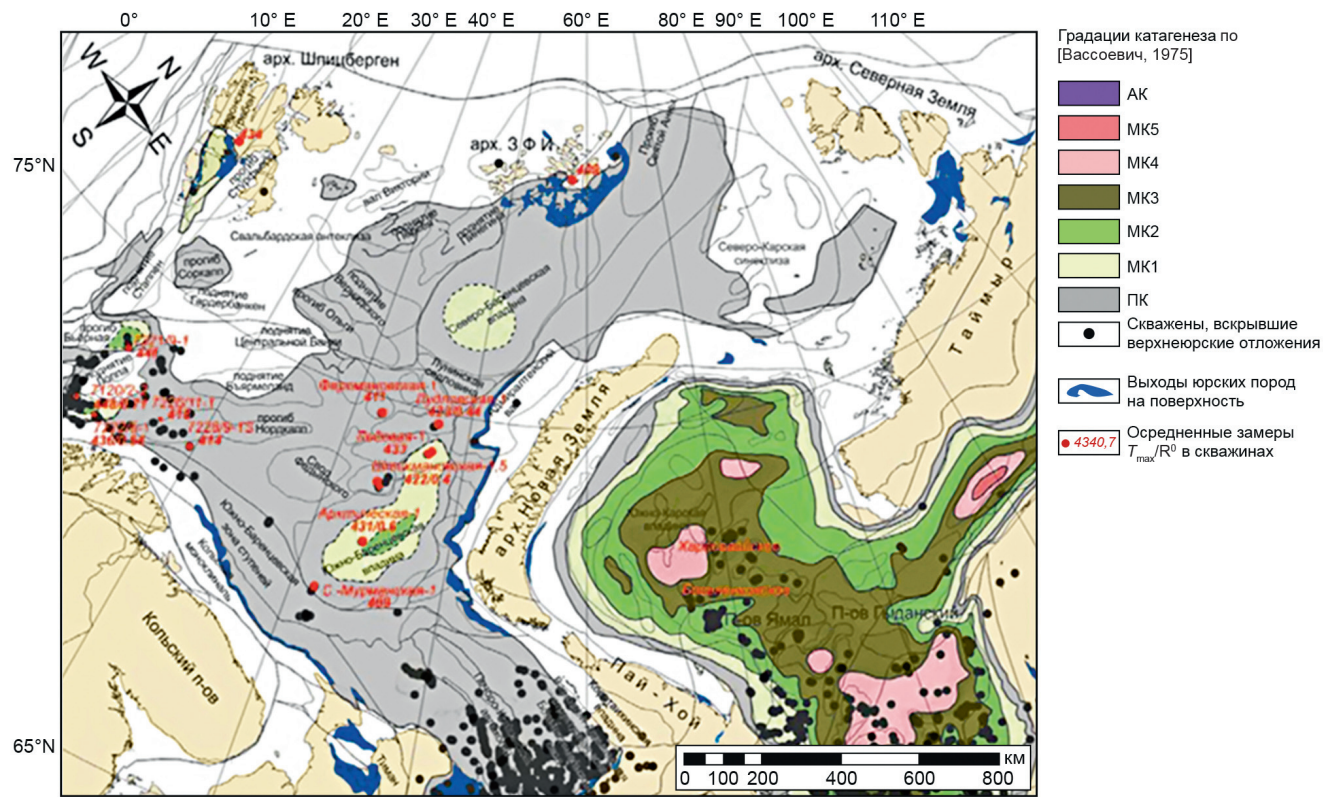


Рис. 5. Карта катагенетической зрелости верхнеюрской НГМТ Баренцева и Карского морей [Ступакова и др., 2021]

Детальное изучение состава керогенов юрского ОВ Западно-Сибирского НГБ дополняет представленные выше данные. Так, в работе [Борисова и др., 2024] отмечено резкое различие генерационных способностей верхнеюрских отложений в зависимости от их территориальной распространенности. Область довольно высокой преобразованности пород верхнеюрских отложений (МК₂) протягивается на север Западно-Сибирского НГБ, однако в направлении более приподнятых частей бассейна (восточного и западного краев, а также на юг) наблюдается снижение степени катагенеза до ПК. Закономерности процессов палеопрогрева юрских отложений на Ямале приводятся в исследовании [Кирюхина и др., 2011]. В основу построения карты катагенетической зональности был положен анализ геотермического режима и тектонического развития бассейна по скважинам Крузенштернского, Харасавэйского, Северо-Тамбейского, Новопортовского, Арктического, Бованенковского, Ямбургского, Харвутинского и других месторождений севера Западной Сибири. В кровле юрских отложений большая часть территории находится в ГЗН, а в подошве юрского комплекса в ГЗГ. На центральной и северной территориях Ямала большая часть нижнесреднеюрских отложений приурочена к зоне газообразования, что приводит к широкому развитию процессов генерации газа. В связи с увеличением доли сапропелевого состава ОВ отмечается «облагораживание» состава ОВ нижнесреднеюрских отложений в сторону акватории Карского моря.

Верхний продуктивный комплекс (апт-альб-сеноман). Верхний продуктивный комплекс в Западно-Сибирском НГБ является преимущественно газоносным. Внутри него обычно выделяется распространенный регионально альб-сеноманский НГК, аптский подкомплекс, развитый на Ямале, Гыдане и северо-западе Надым-Тазовской НГО и продуктивная газ-салинская пачка турон-сенона, установленная в восточной части Пур-Тазовской НГО и в Мессояхском нефтегазоносном районе. Можно считать, что причины высокой продуктивности УВ-скоплений в отложениях верхнего продуктивного НГК севера Западной Сибири к настоящему детально разработаны и сводятся к наличию совокупности геолого-геохимических процессов, которые способствуют накоплению в залежах гигантских и уникальных запасов. По данным ряда авторов, к таким благоприятным факторам можно отнести развитие в разрезе значительной по мощности угленосной толщи верхнего валанжин-сеномана с высоким содержанием ОВ существенно гумусового типа; стадийность катагенеза ОВ, необходимая для активного газообразования; хорошие коллекторские свойства; наличие мощной (500–900 м) турон-олигоценовой покрывки, слабо нарушенной разломами [Скоробогатов, 2003; Брехунцов и др., 2020; Лобусев, 2023; Астафьев и др., 2023]. Большое значение имеют и особенности геодинамических процессов [Карагодин, 2006; Пуланова, 2024]. Установлено, что тектоника северных регионов в неоген-четвертичное время отличалась значительной активностью,

Таблица 2

Катагенетическая зональность нефтегазоматеринских пород

Возраст нефтегазоносных комплексов	Стадийность катагенеза				Зональность нефтегазообразования
	Центральная часть Южно-Карской падины [Кирюхина и др., 2011]	Ямальная область (суша) [Астафьев и др., 2023]			
		Стадии катагенеза	Тип ОВ	R°%	
K ₁ al-cn	ПК	ПК ₂ -ПК ₃	Г; СГ	0,40–0,50	Зона ранней генерации
K ₁₋₂ al-s	МК ₁ -МК ₂	ПК ₃ ¹ -ПК ₃	Г; ЛГ	0,48–0,75	Начало главной зоны нефтеобразования
J ₃	МК ₂ -МК ₃	МК ₂	СГ; ГС	0,80–0,90	Главная зона нефтеобразования
J ₁₋₂	МК ₂ -МК ₄	МК ₂ ¹ -МК ₄	Г; СГ; ЛГ	0,85–1,35	Главная зона нефтегазообразования; главная зона газообразования

Примечания. Г — гумусовое; СГ — сапропелево-гумусовое; ГС — гумусово-сапропелевое; ЛГ — лейптинито-гумусовое. R° — показатель преломления.

в результате которой образовались поднятия с большими амплитудами (более 200 м). Сопоставление величин высот залежей с геологическими запасами свидетельствует об их явной коррелируемости [Пунанова, 2024].

На западе глубина погружения кровли комплекса в пределах северных районов Западной Сибири колеблется от 300–500 м (Ярудейская, Хейгинская площади) до 1 600 м в центральных районах. Толщины отложений изменяются от 450 м на западе до 1 600 м и более в центре и на востоке. Выявлена невысокая нарушенность недр западно-арктических морей разломами, благоприятствовавшая сохранности газа в виде скоплений [Астафьев и др., 2023]. Схема эволюции процессов нефтегазогенерации в Южно-Карском бассейне, с использованием материалов [Кирюхина и др., 2011; Астафьев и др., 2023], показана в табл. 2.

Выявленные зоны катагенеза отложений от верхнеюрских до меловых отложений соответствуют шкале эволюционной зональности. Важно, что ОВ меловых (нижне и верхнемеловых) отложений слабо преобразовано, и попадает в зону от протокатагенеза

за до раннего мезокатагенеза, тогда как отложения средней и верхней юры претерпели более высокую стадию катагенеза в зоне ГЗН. ОВ нижнеюрского комплекса возможно более сильно преобразовано в зоне усиленного мезокатагенеза.

Объемно-генетическим методом определены [Полякова, Данилина, 2013] масштабы нефтегазообразования в Южно-Карском регионе. Показано, что максимальные плотности эмиграции УВ, что составляют суммарно до 11 млн т/км² нефти и 7 млрд м³ газа, связаны с глинистыми отложениями нижнесреднеюрского возраста. В отложениях неокома эти цифры несколько ниже. Подсчеты относятся только к центральной части Южно-Карской впадины, а при приближении к Припайхойско-Новоземельской впадине эти величины будут иными, вероятно ниже, что обусловлено изменением стадийности катагенеза. Поэтому и масштабы нефтегазогенерации предположительно будут также ниже. Меловой продуктивный комплекс (апт-альб-сеноман), ОВ которого характеризуется низкой катагенетической зрелостью (до стадии протокатагенеза ПК₁) и гумусовым углистым типом ОВ в этих зонах, будет генерировать газовые скопления, по аналогии с северной материковой частью Западно-Сибирского НГБ, создавая вероятно мегарезервуары с гигантскими и уникальными запасами газа.

На основе представленного материала и изучения результатов сейсмических работ с картированием в разрезе осадочных отложений локальных структур-ловушек разного уровня и размеров в работе [Шустер и др., 2024] проведен выбор перспективных объектов для проведения поисково-разведочных работ. В исследовании было отмечено, что в южной части Карского моря на территории Припайхойско-Новоземельской моноклизы наиболее перспективными для обнаружения скоплений нефти и газа являются неантиклинальные ловушки большой площади и высоты. К таковым авторами были отнесены структуры № 12г в отложениях J₃-K₁nc (площадь 440 км², высота 55 м) и в отложениях PZ₁₋₂-J₃ № 16б (площадь 350 км², высота 70 м). На рис. 6 показано расположение выбранных структур в поле границ стадийности катагенеза на основе исследований



Рис. 6. Схема расположения локальных ловушек Припайхойско-Приновоземельской моноклизы Карского моря [Долгунов, Мартиросян, 2014] и катагенеза ОВ в кровле юрских отложений Южно-Карского региона [Богоявленский, Полякова, 2012] с дополнениями. Стадии катагенеза: ПК — протокатагенез; МК₁ — слабый мезокатагенез; МК₂ — умеренный мезокатагенез; МК₃ — сильный мезокатагенез

Таблица 3

Характеристика нефтегазоносных комплексов Западно-Сибирского НГБ и прогнозная геохимическая оценка нефтегазоносных комплексов Припайхойско-Приновоземельской моноклизы с указанием фазового состояния залежей

Газонефтеносные комплексы	Тип ОВ и содержание C _{орг} в глинистых разностях, %	Стадии катагенеза, R°, % [Фомин, 2024]	Rock-Eval T _{max} HI мгУВ/гC _{орг}	Производящие толщи; возможные типы залежей	Толщина формации, м	Глубины залегания, м
Верхний продуктивный K _{1a} ³ –K _{2s}	Гумусовый сапропелево-гумусовый C _{орг} =1,2–2,0	1. ПК ₂ –ПК ₃ 0,30–0,40 2. ПК ₃ –МК ₁ 0,40–0,50	T _{max} =410–440	ГНПТ; Г	950–1150	500–2350
	**Гумусовый C _{орг} =0,8–2,8	ПК ₂ –ПК ₃ 0,30–0,40	н/д	ГНПТ; ГКН; Г		300–500
Ачимовский K _{1b-v} ¹	*Сапропелево-гумусовый C _{орг} =0,61–4,0	МК ₁ –МК ₂ 0,50–0,65	T _{max} =450–460	ГНПТ; Г; ГК	100–500	2500–3800
	**гумусово-сапропелевый C _{орг} =0,6–2,9	МК ₁ 0,50	ПК ₁ –МК ₁	ГНПТ; Г		
Верхнеюрский J ₃	*Сапропелевый, гумусово-сапропелевый C _{орг} =0,9–4,8	МК ₁ –МК ₃ 0,50–0,85	T _{max} =440–470 HI=70–400	НГПТ НГК; ГКН; Н	50–400	2500–3950
	**Гумусово-сапропелевый C _{орг} =1,2–2,4	ПК ₁ –МК ₁ 0,25–0,50	T _{max} =410–440	НГПТ НГК; ГКН	50–300	150–1850
Нижнесреднеюрский J ₁₋₂	*Гумусовый, сапропелево-гумусовый C _{орг} =3,0	МК ₃ 0,85–1,15	T _{max} =460–490 HI=50–150	НГПТ НГК; ГКН; Н	500–2000	2900–5500
	**Гумусовый, C _{орг} =0,8–3,4	МК ₁ –МК ₂ 0,50–0,65	T _{max} =440–465	НГПТ ГК; ГКН; Г	400–700	400–2200
Доюрские отложения	*Сапропелево-гумусовый C _{орг} =0,2–3,0	МК ₂ –МК ₄ 0,65–1,15	T _{max} =410–465 (СГ–6) HI=215–275	НГПТ НГК; ГКН; Н	>5000	>5000
	**Гумусово-сапропелевый C _{орг} =0,4–2,8	МК ₂ –МК ₃ 0,65–0,85	T _{max} =435–438	НГПТ ГК; ГКН; Г	1500–3000	1150–4300

Примечания. Подчеркнут преобладающий тип ОВ; 1 — западная часть региона, 2 — восточная; * — показаны параметры для территории Западно-Сибирского НГБ, ** — предполагаемые параметры для изучаемого региона — юго-западная часть Южно-Карского НГБ; ГНПТ — газонефтепроизводящая толща; НГПТ — нефтегазопроизводящая толща. Типы залежей: Г — газовые; Н — нефтяные; НГК — нефтегазоконденсатные; ГКН — газоконденсатнефтяные; ГК — газоконденсатные.

катагенеза ОВ в кровле юрских отложений Южно-Карского региона [Богоявленский, Полякова, 2012].

Рекомендованные структуры в этой части разреза попадают в зону протокатагенеза (ПК) и начального мезокатагенеза (МК₁). Приуроченность структур к определенным зонам катагенеза, показанная на схеме, коррелируется со схемой катагенетической зональности, опубликованной существенно позднее (см. рис. 5). Можно предположить, что ловушки, расположенные ближе к центральной части Южно-Карской впадины, но несколько меньшие по размерам, также могут быть весьма перспективны, так как ОВ, ответственное за генерацию УВ в юрских и доюрских отложениях, связано с более высоким палеопрогревом, и, вероятно, при этом находится в ГЗН. Выбор данных объектов основан на количественных и качественных прогнозных оценках основных геолого-геохимических факторов, контролирующих процессы генерации и аккумуляции углеводородов (табл. 3).

Выводы. Подводя итог исследований по проблемам нефтегазогенерации НГК северных ре-

гионов Западной Сибири, можно констатировать и прогнозировать следующие тенденции процессов онтогенеза УВ в изучаемом регионе. Нефти и конденсаты севера Западно-Сибирского НГБ, связанные с различными НГК, генерированы на разных стадиях катагенеза в различных литофациальных обстановках, характеризуются различной генерационной способностью и вероятно своеобразным УВ составом и разным фазовым состоянием. Общее выклинивание мезокайнозойских, а возможно и палеозойских отложений, и уменьшение толщин осадочного выполнения в Припайхойско-Новоземельской моноклизе, и в связи с этим тенденция к снижению палеотемператур и стадийности катагенеза, привели к иным границам глубин обнаружения различных типов залежей. Практически во всех НГК региона возможно обнаружение газовых скоплений, это действительно газовый бассейн. Доюрские НГК в регионе попадают в заключительную фазу главной зоны нефтегазообразования (МК₂₋₃). Будут преобладать газоконденсатные скопления, газовые. В Предновоземельской НГО в юрских НГК вероятна

также возможность обнаружения и частично газовых, газоконденсатных и газоконденсатнонефтяных скоплений, особенно в нижнесреднеюрских отложениях за счет превалирования гумусового материала. Отложения верхнего продуктивного комплекса, ОВ которого характеризуется низкой катагенетической зрелостью (до стадии протокатагенеза-мезокатагенеза ПК₁-МК₁), гумусовым углистым типом исходного ОВ, и в зонах Припайхойско-Новоземельской моноклизы способно генерировать скопления протокатагенетического газа, аналогично северной части Западно-Сибирского НГБ с уникальными газовыми, газоконденсатными и газонефтяными залежами в этих отложениях.

Предстоит дополнительно увеличить объем разведочного бурения для получения первичных данных для создания модели онтогенетических

закономерностей нефтегазообразования, характеризующей процессы миграции, аккумуляции, катагенеза ОВ и соответственно масштабов генерации, и способной привести к открытию крупных скоплений углеводородного топлива на изучаемой территории. Уже сейчас необходимо рассматривать новые перспективные направления поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений на шельфе российских морей, разрабатывать и рекомендовать научно-методические решения и виды исследований.

Финансирование. FMME-2025-0012 Фундаментальный базис инновационных, цифровых технологий прогноза, поиска, разведки и освоения нефтегазовых ресурсов (фундаментальные, поисковые, прикладные, экономические и междисциплинарные исследования до 2030 года).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Толстиков А.В. А будет ли «большая нефть» в недрах морских осадочных бассейнов Северной Евразии? // Вести газовой науки. 2023. № 1(53). С. 253–261.
- Богоявленский В.И., Полякова И.Д. Перспективы нефтегазоносности больших глубин Южно-Карского региона // Арктика: экология и экономика. 2012. № 3 (7). С. 92–103.
- Борисова Л.С., Фомин А.Н., Ким Н.С., Ярославцева Е.С. Геохимия керогенов юрских отложений севера Западной Сибири // Георесурсы. 2024. № 4(26). С. 20–31.
- Брехунцов А.М., Монастырев Б.В., Нестеров И.И., Скоробогатов В.А. Нефтегазовая геология Западно-Сибирской Арктики. Тюмень: МНП «Геодата», 2020. 462 с.
- Дзюбло А.Д., Маслов В.В., Сидоров В.В., Шнип О.А. Прогноз и оценка углеводородного потенциала меловых и юрских отложений шельфа Карского моря по результатам геологоразведочных работ // SOCAR Proceedings Special SSNE. 2021. № 2. С. 141–148.
- Дмитриевский А.Н., Шустер В.Л., Пунанова С.А. Доюрский комплекс Западной Сибири – новый этаж нефтегазоносности. Проблемы поиска, разведки и освоения месторождений углеводородов. Saarbruchen (Germany). Lambert Academic Publishing, 2012. 135 с.
- Долгунов К.А., Мартиросян В.Н. Комплексные геофизические исследования зоны сочленения Припайхойской моноклинали со структурами Западно-Карской региональной ступени. Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных ОАО «Севморнефтегеофизика». 2014. (Государственный контракт № 04/04/70-34 от 22 июля 2013 г., дополнительные соглашения № 1-4 к контракту).
- Карагодин Ю.Н. Пространственно-временные закономерности концентраций гигантских скоплений нефти и газа Западной Сибири (системный подход) // Георесурсы. 2006. Вып. 18. № 1. С. 28–30.
- Кирихина Т.А., Ульянов Г.В., Дзюбло А.Д. и др. Геохимические аспекты газонефтеносности юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири и прилегающего шельфа // Газовая промышленность. 2011. № 7(662). С. 66–70.
- Конторович В.А. Нефтегазоносность Карского моря // Деловой журнал Neftegaz.ru. 2018. № 11. С. 34–43.
- Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // Доклады РАН. 2019. Т. 489, № 3. С. 272–276.
- Лобусев М.А. Арктическая газоносная провинция Западной Сибири. М.: Издательский центр РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, 2023. 323 с.
- Полякова И.Д., Данилина А.Н. Масштабы эмиграции жидких и газообразных углеводородов в Западно-Арктических акваториях России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Вып. 8(3). С. 1–42.
- Пунанова С.А., Шустер В.Л. Новый взгляд на перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих доюрских отложений Западной Сибири // Георесурсы. 2018. № 2(20). С. 67–80.
- Пунанова С.А. Масштабность скоплений углеводородов в нефтегазоносных отложениях Западной Сибири и причины ее изменчивости // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2024. № 7(391). С. 5–13.
- Пунанова С.А. К вопросу о выборе наиболее эффективных видов исследований при прогнозировании и поиске крупных скоплений углеводородов на севере Западной Сибири // Актуальные проблемы нефти и газа. 2024. Т. 15, № 4. С. 323–337.
- Рыбьяков А.Н., Скоробогатов В.А., Хабибуллин Д.Я. Крупнейшие, гигантские и уникальные месторождения углеводородов Сибири и Дальнего Востока России. Сколько еще не открыто и где? // Вести газовой науки. 2023. № 1(53). С. 278–293.
- Санникова И.А., Большакова М.А., Баранова Д.Б. и др. 3D бассейновое моделирование. Оценка перспектив нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений Южно-Карского региона // Деловой журнал Neftegaz.RU Offshore. 2018. № 11. С. 30–32.
- Скоробогатов В.А. Генетические причины уникальной газо- и нефтеносности Западно-Сибирского осадочного мегабассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2003. № 8. С. 8–14.
- Скоробогатов В.А., Кабалин М.Ю. Западно-Арктический шельф Северной Евразии: запасы, ресурсы и добыча углеводородов до 2040 и 2050 гг. // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2019. № 11(95). С. 36–51.

Ступакова А.В., Большакова М.А., Сулова А.А. и др. Нефтегазоматеринские толщи Баренцево-Карского шельфа: область распространения и свойства // Георесурсы. 2021. Вып. № 2(23). С. 6–25.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности осадочных отложений триаса Западно-Сибирского мегабассейна // Горные ведомости. 2011. № 9(76). С. 6–11.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности протерозойских и фанерозойских отложений Анабаро-Хатангской седловины // Геология и геофизика. Т. 65, № 11. С. 1600–1608.

Шустер В.Л., Дзюбло А.Д. Обоснование перспектив открытия крупных нефтегазовых скоплений в юрских и доюрских отложениях на шельфе Карского моря // Георесурсы. 2023. № 1(25). С. 67–74. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.1.8>

Шустер В.Л., Пуланова С.А. Вопросы освоения запасов углеводородов фундамента Западной Сибири и многокри-

териальная оценка перспектив его нефтегазоносности // Георесурсы. 2014. № 4(59). С. 53–57.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. Вероятностная оценка перспектив нефтегазоносности доюрского комплекса Западной Сибири с помощью геолого-математической программы «Выбор» // Нефтяное хозяйство. 2014. № 1. С. 16–19.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. Обоснование перспектив нефтегазоносности юрско-палеозойских отложений и образований фундамента Западной Сибири // Георесурсы. 2016. № 4(18). Ч. 1. С. 337–341.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири в нетрадиционных ловушках // Георесурсы. 2021. № 1(23). С. 30–41.

Шустер В.Л., Пуланова С.А., Дзюбло А.Д., Агаджанянц И.Г. Пути реализации поисково-разведочных работ на нефть и газ в юго-западной части Карского моря // Арктика: экология и экономика. 2024. Т. 14, № 4. С. 488–499.

Статья поступила в редакцию 20.02.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 624.131; 504

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-94-102

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МАССИВОВ ИЗВЕСТНЯКОВ ГОРНОГО КРЫМА

Марина Анатольевна Харьковина¹✉, Виктор Титович Трофимов²,
Татьяна Васильевна Андреева³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kharkina@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; trofimov@rector.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andreeva.msu@yandex.ru

Аннотация. Эколого-геологические системы — основной объект исследований нового научного направления — экологической геологии, изучающей экологические функции литосферы. Эти функции охарактеризованы для карбонатных биолитов Горного Крыма. Описаны основные характеристики абиотических (литотоп, эдафотоп) и биотических (микробиоценоз, фитоценоз и зооценоз) компонентов эколого-геологических систем, развитых на массивах известняков Горного Крыма. Экспериментально показано, что особенности литотопа связаны с их высокой пористостью и относительно высокой прочностью, позволяющей использовать известняки как строительный камень. Специфика эдафотопа массивов известняков состоит в возможности формирования на склонах короткопрофильных почв со слабо развитым гумусовым горизонтом, а в основании склонов на дресве известняков — карбонатных черноземов. Показано, что особенности литотопа и эдафотопа массивов известняков во многом определяют характерные особенности фито- и зооценозов. Среди флоры доминирует кальцефитная растительность. Зооценозы, распространенные на поверхности массивов известняков, характеризуются относительным многообразием животного мира в отличие от пещерных фаунистических комплексов.

Ключевые слова: эколого-геологическая система, литотоп, эдафотоп, микробиоценоз, фитоценоз, зооценоз, карбонатные грунты, известняки, Горный Крым

Для цитирования: Харьковина М.А., Трофимов В.Т., Андреева Т.В. Эколого-геологические системы массивов известняков Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 94–102.

ECOLOGICAL-GEOLOGICAL SYSTEMS OF LIMESTONE MASSIFS OF MOUNTAINOUS CRIMEA

Marina A. Kharkina¹✉, Viktor T. Trofimov², Tatyana V. Andreeva³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kharkina@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; trofimov@rector.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andreeva.msu@yandex.ru

Abstract. Ecological-geological systems are the main object of research in a new scientific field — ecological geology, which studies ecological functions of the lithosphere. Those functions of carbonate bioliths of the Crimean Mountains are characteristic. The main characteristics of abiotic (lithotope, edaphotope) and biotic (microbiocenosis, phytocenosis and zoocenosis) components of ecological-geological systems developed on limestone massifs of the Crimean Mountains are described. It has been demonstrated that the features of the lithotope are related to their high porosity and relatively high strength, which allows using limestones as a building stone. The specificity of the edaphotope of limestone massifs consists in the possibility of forming short-profile soils with a poorly developed humus horizon on slopes, and carbonate chernozems at the base of slopes on limestone wood. It is shown that the features of the lithotope and edaphotope of limestone massifs determine in whole the characteristics of phyto- and zoocenoses. The flora is dominated by calciphyte vegetation. Zoocenoses on the surface of limestone massifs are characterized by a relative diversity of fauna, in contrast to cave faunal complexes.

Keywords: Ecological-geological system, lithotope, edaphotope, microbiocenosis, phytocenosis, zoocenosis, carbonate rocks, limestone, Crimean Mountains

For citation: Kharkina M.A., Trofimov V.T., Andreeva T.V. Ecological-geological systems of limestone massifs of Mountainous Crimea. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 94–102. (In Russ.).

Введение. Эколого-геологические системы (ЭГС) — основной объект исследований нового научного направления — экологической геологии [Трофимов, 2024], изучающей экологические функции литосферы, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под

влиянием природных и техногенных причин в связи с жизнью и деятельностью биоты и, прежде всего, человека. Понятие «эколого-геологической системы» введено В.Т. Трофимовым [2009], эта система включена как литотоп в структуру биогеоценоза академика В.Н. Сукачева (1880–1967) и представляет

Таблица 1

Состав, возраст и эколого-геологическая характеристика массивов карбонатных грунтов Крыма
([Королев и др., 2019] с сокращениями и изменениями М.А. Харькиной)

Карбонатные биолиты			Экологические функции карбонатных биолитов		
Породы		Геологический индекс	Ресурсная	Геодинамическая	Геохимическая
Известняки	Мшанко-серопулокриноидные	P ₁ d-sl	Сырье для разных сфер химической промышленности, строительный ресурс, субстрат для различных растений, среда обитания микро- и макроорганизмов, являются водовмещающими породами	Образуют различные формы рельефа за счет воздействия процессов выветривания, карстового и др.	Карбонатный геохимический барьер, выполняющий защитные функции при действии различных загрязнителей
	Флюсовые	J ₃			
	Нуммулитовые	P ₂ i ₂ -l			
	Ракушечники	N ₁ s	Формируют богатые жизнью эколого-геологические системы и строительный ресурс	Образование рифовых барьеров, биостромов и биогерм	Природные фильтры
	Рифовые	J ₃ km, K ₁ v-h			

ее часть. Параметрами литотопа являются: состав, строение и рельеф геологического массива, его подземные воды, геохимические и геофизические поля, современные эндо- и экзо- и техногенные процессы.

Эколого-геологические системы состоят из двух частей: абиотической (экотоп) и биотической (биоценоз). В состав первой входят литотоп (литосфера) и эдафотоп (почвы). В состав второй — фитоценоз (растительность), зооценоз (животные), микробиоценоз (бактерии) и человеческое сообщество. На эти две части ЭГС оказывают воздействие и природные, и техногенные факторы. Особенности ЭГС, сформировавшиеся на различных литотопах, изучены недостаточно. Цель настоящей работы — охарактеризовать особенности ЭГС массивов известняков Горного Крыма для дальнейших инженерно-экологических исследований и инженерно-экологических изысканий, как это сделано для ЭГС, формирующихся на массивах песчаных, лёссовых, меловых и скальных и многолетнемерзлых грунтов [Королев и др., 2023а, Королев и др., 2023б; Королев и др., 2022; Харькина, Андреева, 2024; Трофимов, Королев, 2018, Харькина, 2024].

Характеристика абиотических компонентов эколого-геологических систем массивов известняков. Особенности литотопа. Массивы известняков широко распространены в пределах Горного Крыма. Они сложены породами разного состава, строения и возраста. Часто известняки почти полностью сложены из преобразованных остатков животных и растений, а также продуктов их жизнедеятельности. Их подразделение по этим показателям с указанием экологических функций биолитов приведено в табл. 1.

Мшанковые известняки представляют собой колонии водорослей-мшанок, сцементированных известковым цементом с примесью глинистого вещества. В Крыму эти отложения датируются датским веком, они широко представлены в предгорьях Крымских гор и на полуострове Казантип. Отложения датского яруса часто в рельефе образуют отвесный уступ (рис. 1), а в ряде случаев — шаровид-

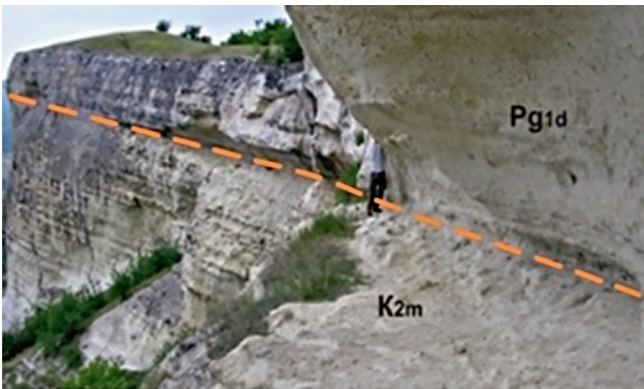


Рис. 1. Обнажение маастрихт-датских отложений в правом борту оврага Такма у южного окончания с.Скалистое (фото Е.А. Лыгиной): Pg_{1d} — мшанковые известняки дания, K_{2m} — маастрихтские карбонатные песчаники



Рис. 2. Мшанковые известняки Азовского побережья Крыма [Клюкин, Корженевский, 2008]

ные тела (рис. 2) с признаками внутреннего концентрического строения, обусловленного нарастанием колоний мшанок [Клюкин, Корженевский, 2008]. Выявлено, что коэффициент пористости мшанковых известняков района села Скалистое колеблется в пределах 15–30 % проницаемость 0,06–13 мД (низко- и непроницаемые) [Лыгина, 2010].



Рис. 3. Многочисленные раковины нуммулитов в нуммулитовом известняке в Крыму. Диаметр самой крупной раковины — около 3 см [Ульяхин, 2019]

Особенностью состава мшанковых известняков — минерализованные биопленки, свидетельствующие о наличии карбонат-отлагающих метанотрофных бактерий, укрепляющих хрупкие мшанковые скелеты. Существование полостей в мшанковых известняках связано также с влиянием придонных локальных газифлюидных высачиваний, о чем свидетельствуют наличие битума, пирита, стронцианита, барита, кутногорита и следов жизнедеятельности карбонат-отлагающих метанотрофных бактерий в составе карбонатных корок, выстилающих полости [Антошкина и др., 2020].

Нуммулитовые известняки эоцена — один из наиболее выдержанных горизонтов палеогеновых отложений в Крыму. Они образуют квестовые поверхности, часто сопровождающиеся истуканами выветривания в виде столбов и башен. Мощность отложений незначительно меняется с юго-запада на восток от 40–45 м у г. Инкерман до 15–30 м в долинах рек Бештерек и Зуя. В Белогорском районе отложения имеют мощность 10 м [Лыгина, 2010].

Эти скальные грунты состоят из раковин простейших организмов эоцена — нуммулитов. Нуммулиты — одноклеточные раковинные организмы, размер раковин которых может достигать 16 см в диаметре. На рис. 3 отображены многочисленные раковины нуммулитов. Диаметр самой крупной раковины — около 3 см. Раковина нуммулитов служила внешним скелетом, необходимым в первую очередь для защиты; она была, как правило, дисковидная, сильно уплощенная и свернутая в плоскостную спираль с большим числом оборотов. Внутри раковина состояла из множества камерок, разделенных между собой особыми перегородками — септами. При жизни организма общее пустотное пространство сообщающихся между собой камерок занимала цитоплазма, которая секретировала саму раковину, состоящую из карбоната кальция.

В настоящее время нуммулитовые известняки используются как минеральные ресурсы, необ-

Таблица 2

Физико-механические свойства мшанковых и нуммулитовых датских известняков из Инкерманского карьера, предгорья Крымских гор

Показатели	Мшанковые известняки	Нуммулитовые известняки
Плотность, г/см ³	1,76	1,81–2,47
Плотность твердой компоненты, г/см ³	2,75	2,72–2,74
Пористость, %	43	11–44
Прочность на одноосное сжатие, МПа		
воздушно-сухое состояние	7,6	9,8–40,1
водонасыщенное состояние	5,1	7,0–34,0
Прочность на сдвиг в воздушно-сухом состоянии		
φ, град.	33	31–44
С, МПа	2,2	2,4–11,8

ходимые для жизнедеятельности человека. Это строительный камень, обладающий относительно высокой прочностью (табл. 2) и хорошей теплоизоляцией за счет высокой пористости. Добыча нуммулитовых известняков Крыма сосредоточена в районе Белогорска и Симферополя. Нуммулитовые известняки являются сырьем для стеновых блоков, имеют наивысшую, среди кристаллических горных пород, биологическую совместимость с человеком и являются наиболее экологически чистым строительным материалом.

Флюсовые известняки позднеюрского возраста занимают значительные площади, прослеживаясь в виде крупных выходов в пределах Главной гряды Крымских гор. Большая часть верхнеюрских известняков обладает незначительной пористостью и низким коэффициентом размягчения. Они содержат не менее 50 % окиси кальция, а нерастворимого остатка не более 4 % а также небольшого (3–4 %) количества окиси магния. С эколого-ресурсных позиций флюсовые известняки используются в черной металлургии как флюсующая добавка при выплавке рудного материала, а также применяются для мартеновского, электросталеплавильного, ферросплавного производства. В Крыму флюсовые известняки разрабатывают в районе г. Балаклава (Балаклавское рудоуправление). Месторождение разрабатывается двумя карьерами и представлено карбонатными отложениями верхнеюрских слоев мощностью до 1200 м (рис. 4). Общие запасы известняка около 650 млн. т (кондиционные известняки — 85,1 %, в том числе по флюсу — 68,1 %).

Ракушечные известняки (или так называемые известняки-ракушечники) — пористая порода, состоящая в отличие от нуммулитовых известняков из раковин моллюсков разных видов (преимущественно остатков раковин двустворчатых и меньше брюхоногих моллюсков) или их обломков различной крупности, соединенных известковым или



Рис. 4. Разработка Псилерахского месторождения флюсовых известняков Балаклавского рудоуправления (фото М.А. Харькиной)

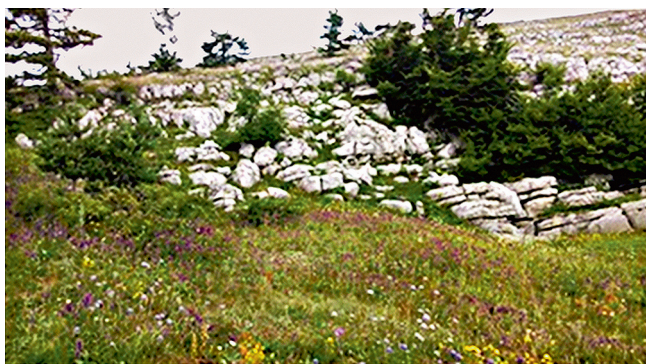


Рис. 5. Рифовые известняки Ай-Петри (фото М.А. Харькиной)

известково-глинистым цементом. Порода сложена из кальцита от скрыто- до крупнокристаллической структуры с содержанием посторонних минералов (кварца, плагиоклаза и др. от 1 до 10 %).

Традиционная область использования ракушечников — производство стеновых материалов. В соответствии с ГОСТ 9479-2011 предел прочности в сухом состоянии не менее 10 МПа, снижение прочности этого параметра водонасыщенной породы не более 35 %. По опыту производителей потеря прочности после 25 циклов замораживания / оттаивания составляет до 20 %. [Камень ..., 2019].

Рифовые известняки — это механогенные карбонатные грунты, возникающие при расчленении и перемывании известковых осадков и пород как биогенного, так и хемогенного генезиса с последующей их цементацией различными типами цемента. Чаще всего это плотные грунты с низкой пористостью (1,5–1,2 %) [Грунтоведение, 2005]. В Горном Крыму они сложены постройками кораллов и мшанок, к которым примешивается небольшое количество раковин пелеципод, гастропод, остатки морских ежей и др. Часто они слагают массивы с крутыми склонами. Гора Ай-Петри представляет собой ископаемый риф юрского возраста (рис. 5). Мощность отложений составляет 600 м. На обнаженных масси-



Рис. 6. Линейно ориентированные формы рельефа в верхнеюрских органогенно-обломочных известняках, Крым (фото М.А. Харькиной)



Рис. 7. Уступ квесты г. Ак-Кая, Белогорский район, бронирующая поверхность — нуммулитовые известняки (фото А.М. Никишина)

вах рифовых известняков широко развиты линейно ориентированные формы рельефа (рис. 6).

Рассматривая *рельеф* как составную часть литотопа следует упомянуть, что массивы известняков в ряде случаев являются рельефообразующим фактором. Нуммулитовые и мшанковые известняки за счет относительно высокой прочности (см. табл. 2) часто являются бронирующими поверхностями и образуют квестовые формы рельефа с крутизной склонов 8–32° (рис. 7), на которых развита плоскостная и линейная эрозия. Активность эрозионных процессов оценивается с помощью биотического индикатора, представляющего собой соотношение фактической и потенциальной плотности проективного покрытия растений. Так, в Горном Крыму при расчлененности оврагами свыше 2,4 км/км² фактическая плотность проективного покрытия наименьшая и составляет менее 50 % [Березкин, 2007].

Особенности гидротона. Массивы карбонатных отложений, как правило, являются хорошо проницаемыми, в которых циркулируют трещинные и трещинно-карстовые воды. Следует упомянуть, что известняки хорошо проницаемы по трещинам, и корни растений питаются в основном дождевой водой при ее инфильтрации вниз по разрезу.



Рис. 8. Неполноразвитые черноземовидные почвы с выходами рифовых известняков на вершине Ай-Петри, Крым (фото М.А. Харьковской)

К трещиноватым известнякам, расположенным в глубине массива зачастую приурочены водоносные горизонты. Рассматривая гидрогеологические условия Горного Крыма следует сказать, что они сформировались в период альпийской складчатости и по типу гидрогеологического массива относятся к адартезанскому бассейну [Кирихин и др., 1987]. Роль подземных вод для водообеспечения ЭГС в целом и человека в частности огромна, так как они непрерывно питают водоносные горизонты артезианских бассейнов Равнинного Крыма. В Горном Крыму ведется водоотбор подземных вод, которые в силу активного водообмена имеют хорошие питьевые качества.

А.Б. Климчуком составлена схема гидродинамической зональности карстовых вод Горного Крыма. Питание трещинно-карстовых вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков (600–1200 мм). Однако эти осадки не полностью идут на питание подземных вод: 46 % тратится на испарение и транспирацию, 3,8–7 % в теплый период года тратится на конденсацию, а модуль конденсационного стока в среднем составляет $1,7 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ (2,46 — на Ай-Петринском массиве). Для водообеспечения фитоценозов карбонатных массивов наибольшее значение имеют верхние эпикарстовая гидродинамическая зона и зона аэрации, так как эти зоны располагаются в корнеобитаемом слое. Именно здесь происходит свободное движение воды по трещинам и каналам и корни растения способны всасывать эту воду.

Особенности геологических процессов. Изучая геологические процессы массивов известняков как составную часть литотопа ЭГС, следует упомянуть выветривание, карст и эрозию, оползни. Выветривание имеет существенное значение для почвообразования, так как за счет этого процесса идет подготовка грунтов для формирования почв. В процессе выветривания известняки приобретают ряд свойств, нехарактерных для исходных

невыветрелых: они становятся из относительно плотных рыхлыми несвязными; приобретают воздухоемкость, большую воздухо- и влагопроницаемость; в их составе наряду с первичными породообразующими минералами появляются вторичные глинистые минералы, обладающие высокой поглощательной способностью.

В массивах карбонатных грунтов широко развит карст, как его открытые, так и закрытые формы. Достаточно сказать, что в Горном Крыму выделено 124 карстовых полости, имеющих значимость для спелеотуризма и являющихся средой обитания некоторых млекопитающих, например, летучих мышей. Наибольшее количество редких и уникальных пещер сосредоточено в Горном Крыму на Айпетринском (41), Карабийском (26), Долгоруковском (14) и Чатырдагском (14) массивах [Амеличев и др., 2018].

На территории Горного Крыма известно проявление катастрофических оползней, которые с эколого-геологических позиций осложняют транспортное сообщение между населенными пунктами. О.В. Парубец [2014] доказала, что активизация катастрофических оползней хорошо коррелирует с максимальными суммами атмосферных осадков по пунктам Ай-Петри, Ялта и Феодосия. Оползни активизируются либо в год с максимальными значениями осадков, либо спустя год или два.

Особенности эдафотона. В.В. Докучаев [1948] считал, что одним из основных факторов почвообразования являются материнские горные породы. Почвообразующая порода обеспечивает минеральную часть почвы, на долю которой приходится более 90 % всей почвенной массы. Почва наследует минеральный и химический состав, а также физические и химические свойства, которые постепенно изменяются под влиянием выветривания и почвообразовательного процесса. Биоклиматические факторы определяют зональность почв, которая существенно осложняется геолого-геоморфологическими особенностями территорий.

На массивах известняков эдафотопы либо отсутствуют совсем, либо слабо и спорадически (фрагментарно) развиты в виде литозёмов (рис. 8). При наличии в генетическом горизонте почвы более 40 % обломков крупнее 1 мм к названию таких горизонтов добавляют определение «фрагментарные» [Добровольский, 1989].

В Крыму на массивах *карбонатных грунтов* и продуктах их выветривания формируются *черноземы карбонатные*. В местах близкого залегания к поверхности плотных пород мощность почв зависит от геоморфологического фактора. На участках самых высоких элементов мезорельефа формируются короткопрофильные и маломощные виды черноземов. Своеобразие материнских пород придает развивающимся на них почвам специфические черты, прежде всего скелетность, гравелистость, щебнистость, каменистость и т. д. [Драган, 2004]. Так, по данным В.Ю. Березкина [2007], в Горном Крыму содержание

Таблица 3

Особенности поверхностных фитоценозов ЭГС массивов известняков

Растения фитоценоза	Распространение	Условия произрастания и приспособленность к жизни	Примеры растений
Хазмофиты	Коллювий массивов известняков, крупные трещины	Жесткий водно-температурный режим, недостаток влаги	Можжевельник, «скальные» формы сосны, дуба
Псаммопелитофиты	Элювий массивов известняков	Корневые системы относительно мощные, заглубленные, с хорошо развитыми механическими тканями	Полынь белоземельная (<i>Artemisia terrae-albae</i>), биюргун (<i>Anabasis salsa</i>)
Петрофиты	Пологие обнажения выветрелых известняков	Приспособленные к жизни в условиях быстрого просачивания воды по трещинам и малого количества мелкозема, содержащего минеральные вещества в доступной форме	Камнеломка орошенная (<i>Saxifraga irrigua</i> M. Bieb.)
Лишайники-эпилиты	Крутые склоны обнажений известняков	Развивают слоевище на неровной поверхности субстрата	Ризокарпон (<i>Rhizocarpon geographicum</i> L.), ксантория постенная (<i>Xanthoria parietina</i>)

гумуса в почвах на территории бассейна р. Бодрак не превышает 4–6 %, а наибольшее количество гумуса отмечено для черноземов и дерново-карбонатных почв (8–10 %), приуроченных к северным склонам квест, наименьшее содержание гумуса установлено в литоземах (1 % и менее) на крутых южных склонах квест.

Плодородие почв во многом определяется ферментативной активностью почв. Работами А.Р. Никифорова и И.В. Костенко с соавторами [Никифоров, Костенко, 2019] определена ферментативная активность горно-луговых почв Главной гряды Горного Крыма, образующихся на закарстованных массивах известняков. Установлено, что повышенная активность ферментов характерна для верхних горизонтов исследуемых горно-луговых почв, а в минеральных горизонтах ниже по профилю активность ферментов снижается. Ферментативная активность почв зависит не только от содержания органического углерода и гидролитической кислотности, но и от абиотических параметров: сильное влияние на активность ферментов оказывает реакция среды (рН) и сумма поглощенных оснований.

Характеристика биотических компонентов эколого-геологических систем массивов известняков. К биотическим компонентам природных ЭГС относятся микробоценозы, фитоценозы и зооценозы. Для *поверхностных микробоценозов* скальных массивов характерно наличие микроорганизмов-петрофилов и эпилитов, которые, как правило, являются аэробными и селятся либо непосредственно на поверхности скал, либо в их трещинах и открытых порах. Основная роль микроорганизмов в массивах скальных грунтов состоит в их биологическом выветривании. Но наряду с разрушением, микроорганизмы способны и создавать биогенные скальные грунты карбонатного состава, выступая как агент формирования биолитов.

Для *подземных* сообществ живых организмов, включая микробоценозы, характерны особые ус-

ловия существования. Пещеры, как среда обитания живых организмов, характеризуется постоянной температурой, высокой относительной влажностью и недостатком или полным отсутствием естественного освещения. Поэтому пещеры признаны экстремальными средами обитания живого. В карстовых пещерах существуют сообщества микроорганизмов, хорошо приспособленные к этим специфическим условиям. Они зачастую выполняют роль первичных продуцентов при отсутствии растений. В новостных изданиях были опубликованы статьи о том, что микробные сообщества обнаружены в пещере Таврида (Белогорский район), открытой в 2018 г. при строительстве одноименной автомобильной трассы [Ученые..., 2019].

Основными особенностями *поверхностных фитоценозов* ЭГС массивов скальных сцементированных карбонатных грунтов являются: 1) меньшее видовое разнообразие растений по сравнению с фитоценозами массивов дисперсных грунтов; 2) приспособленность к жесткому водно-температурному режиму в условиях быстрой фильтрации воды по трещинам; 3) меньшая биомасса растений; 4) приуроченность облигатных растений (кальцефитов) к обнажениям карбонатов. Основные особенности массивов известняков представлены в табл. 3.

При выходе известняков на поверхность высокое содержание карбоната кальция обуславливает развитие на них кальцефитной растительности. На территории второй гряды Крымских гор выделено десять видов кальцефитов [Абдыкадырова, Королев, 2019], три относятся к *облигатным* (обязательным) формам, семь — к *факультативным* (необязательным). Большинство облигатных кальцефитов приурочено к органогенно-обломочным отложениям — известнякам, а большинство факультативных форм кальцефитов связано с осадочными отложениями глинисто-карбонатного состава (мергелям). Все они обильно встречаются на территории Крыма и охарактеризованы в отношении к водному и световому

режимам, а также к засолению. К облигатным видам относятся полынь кавказская (*Artemisia alpina* Pall. ex Willd.) — стелющийся полукустарничек, ламира ежеголовая (*Lamyra echinocephala* Willd.) — полукустарничек, очиток испанский (*Sedum hispanicum* L.) — многолетнее травянистое растение.

К факультативным видам, произрастающим на карбонатных массивах, относятся венечник ветвистый (*Anthericum ramosum* L.) — поликарпическая трава, молочай хрящеватый (*Euphorbia glareosa* Pall. ex M. Bieb.) — поликарпическая трава, герань рассеченная (*Geranium dissectum* L.) — однолетник, лен австрийский (*Linum austriacum* L.) — поликарпическая трава, люцерна серповидная (*Medicago falcata* L.) — поликарпическая трава, подорожник ланцетовидный (*Plantago lanceolata*) — поликарпическая трава, дубровник обыкновенный (*Teucrium chamaedrys* L.) — полукустарничек.

Рассматривая в целом растительный мир Ай-Петри, сложенного рифовыми известняками, отметим, что лесами занято только 12,6 % поверхности массива (бук, сосна, ясень, клен, изредка встречается тис ягодный). Остальная часть яйлинского ландшафта занята горно-лугово-степной растительностью.

Карстовый процесс оказывает существенное влияние на поверхностную растительность Ай-Петри. В днищах крупных карстовых воронок, диаметр которых достигает 200–300 и более метров, растительность по составу и структуре контрастирует с окружающим фитоценозами [Никифоров, Костенко, 2019], что показано на примере карстовой воронки на западном отроге плато Ай-Петри, расположенной на высоте 580–590 м н.у.м. на границе поясов лиственного леса и петрофитной степи. Склоны воронки покрыты лесом из типичных для пояса листопадных древесных пород южного макросклона Горного Крыма, однако в днище воронки древесная растительность практически не проникает. Здесь преобладает травянистая луговая растительность. Основной причиной безлесья днища воронки является близкий уровень грунтовых вод, что создает неблагоприятные условия для роста деревьев, формирующих глубокую корневую систему, и способствует развитию луговой растительности, корневищные элементы которой более конкурентноспособны, по сравнению с таковыми древесно-кустарниковых видов растений.

Особенности **подземных фитоценозов** ЭГС массивов известняков. В пещерах распространены водоросли хорошо адаптированные к подземной среде карстовых пещер. В освещенной зоне входной части пещер или вокруг источников искусственного освещения в экскурсионных пещерах развиваются сообщества обрастаний, в основном, состоящие из водорослей, цианобактерий, мхов, папоротников и иногда покрытосемянных. Фотосинтез водорослей возможен при интенсивности 0,04–0,1 % от уровня солнечного освещения. Среди

водорослей преобладают на плотных известняках в пещерах Ch-жизненной формы — колониальные зеленые и желто-зеленые водоросли, легко переносящие экстремальные условия, а также водоросли C-формы — одноклеточные, колониальные или нитчатые водоросли, образующие обильную слизь, они требовательны к воде и теневыносливы. Все водоросли в пещерах отличаются мелкими размерами, что особенно заметно при оценке размеров клеток в популяциях [Мазина, Попкова, 2017].

Общими особенностями **зооценозов** ЭГС массивов карбонатных грунтов является: 1) относительно небольшое разнообразие животных по сравнению с массивами дисперсных грунтов; 2) отсутствие крупных подземных фаунистических комплексов, в том числе отсутствие подземных роющих животных; 3) меньшая биомасса животных; 4) неспособность влиять на развитие экзогенных геологических процессов. Зооценозы массивов известняков подчиняются широтной и высотной зональности.

Однако отдельные карбонатные массивы отличаются относительным многообразием животного мира. Так, карбонатный массив Ай-Петри — уникальный по биоразнообразию район. Важным аспектом биоразнообразия Ай-Петри является наличие различных видов птиц. В горных лесах и на карбонатных массивах можно встретить сокола, горного орла, сапсана и многих других видов. Соколы — это хищные птицы, которые приспособились к скальным массивам. Они используют возвышенности для охоты на других животных. Небольшие размеры позволяют им маневрировать среди скал и ловить добычу.

Среди млекопитающих, встречающихся на Ай-Петри, можно увидеть зайцев, лисиц, косуль. Среди копытных имеются животные, отлично приспособленные к массивам известняков. Муфлон Крымский способен передвигаться по крутым склонам без особых проблем, так как обладает прочными копытами и сильными ногами, что позволяет легко передвигаться по скальным осыпям и крутым склонам.

На горе Ай-Петри обнаружены горные козы. Они имеют специальные копыта с прорезями, которые помогают им лучше держаться на скальном массиве. Кроме того, горные козы обладают отличным равновесием и гибкостью, что позволяет им передвигаться по опасным участкам без особых проблем.

Территория Ай-Петри также славится насекомыми и другими беспозвоночными животными. Здесь обитает множество видов пауков, скорпионов, жуков и прочих насекомых, которые приспособились к скальной среде. Пауки способны ползать по каменным россыпям и обнажениям известняков, используя свои липкие нити, чтобы удерживаться на вертикальных поверхностях. Это позволяет им защищать свои территории.

Некоторые виды беспозвоночных используют **карстовые полости** для переживания неблагоприятных

ятных периодов. К ним относятся чешуекрылые — *Triphosa dubitata* L., *Operophtera brumata* L., либо пережидające дневную жару, как представители двукрылых *Limonia nubeculosa* Meig., *Trichocera maculipennis* Meig. Все эти виды используют карстовые полости пассивно. Есть группы беспозвоночных, активных в пещерах. Из крымских видов это жуке-лица *Laemostenus tauricus* (Dej.), пауки *Meta bourneti* Sim., *M. merianae* (Scop.), *Tegenaria taurica* Char. и др. К этой же группе, вероятно, относятся сверчки *Discoptila fragosoi* (Bol.) и *Gryllomorpha dalmatina* Ocsk., появляющиеся в пещерах преимущественно в зимнее время и ведущие там активный образ жизни [Прокопов, Турбанов, 2017].

В пещерах карбонатных массивов на дневную «ночевку» собираются рукокрылые — летучие мыши. Летучие мыши — млекопитающие, насчитывающие 300 видов. В конце прошлого века в пещерах Крыма обитало 16 видов (четыре вида ночниц, длиннокрыл, ушан, широкоушка европейская, три вида вечерниц, шесть видов вожанов и нетопырей [Дублянский, 1977].

Летучие мыши — это гетеротермные животные, хорошо приспособленные к дневному пребыванию в пещерах. В период активности температура их тела относительно высокая и не зависит от температуры внешней среды. В состоянии покоя она достигает температуры окружающего воздуха, а число сердцебиений сокращается с 420 до 16. Рукокрылые в Крыму используют для ночевки не только природные пещеры, но и каменоломни по добыче пильного известняка [Иваницкий и др., 2019]. Например, в Ак-Монайских каменоломнях, расположенных на Ак-Монайском перешейке в Восточном Крыму, где добыча известняка осуществлялась на протяжении 150 лет во времена Екатерины II (1762–1796 гг.), зарегистрировано 11 видов: *Rhinolophus hipposideros*, *R. ferrumequinum*, *Myotis davidii* (*M. mystacinus*), *M. blythii*, *Nyctalus noctula*, *Pipistrellus pipistrellus*, *P. kuhlii*, *Eptesicus serotinus*, *Barbastella barbastellus*, *Plecotus austriacus* и *Miniopterus schreibersii*. Наиболее массовым видом Ак-Моная является *M. blythii*, образующий здесь зимовочные и материнские колонии численностью 1000–3000 и более особей.

Оценивая в целом зооценозы крымских карстовых пещер следует сказать, что пещеры не слишком благоприятны для формирования крупных фаунистических комплексов, т.к. в большинстве случаев органических веществ в пещерах мало. В основном трофические цепи здесь базируются на аллохтонной органике¹, по крайней мере, для них пока не описывалось процессов автохтонного образования органического вещества. На рис. 9 показана мокрица



Рис. 9. Пещерная мокрица *Taurologidium stygium*. Крым, западный склон Ай-Петри (Байдарская долина), пещера Скульская [Прокопов, Турбанов, 2017]

Taurologidium stygium Bor., кишечник которой заполнен глиной со стен пещеры. Эта глина — хорошая среда для развития микроорганизмов, которые и являются пищевым ресурсом не только для пещерных мокриц, но и других детритофагов, находящихся у основания пищевой цепи.

Выводы. Многие важнейшие особенности ЭГС массивов известняков обусловлены их литогенной основой. Эколого-ресурсные особенности мшанковых, нуммулитовых, флюсовых и рифтовых известняков влияют не только на условия функционирования природной биоты, но и позволяют использовать их в качестве минерального сырья в хозяйственной деятельности человека. Состав и свойства литотопа во многом определяют свойства эдафотопы и видовой состав фитоценозов.

Характерной особенностью эдафотопы ЭГС массивов известняков является наследование минерального и химического состава материнской породы, непосредственно на массивах известняков формируются фрагментарные, короткопрофильные почвы со слабо развитым гумусовым горизонтом, а на коре выветривания этих массивов — развиты почвы с большим количеством гумуса.

Фитоценозы ЭГС массивов известняков характеризуются специфическими сообществами с преобладанием кальцефитной растительности. Существенное влияние на поверхностные и подземные фитоценозы оказывает карстовый процесс в местах близкого к поверхности расположения уровня грунтовых вод и невозможностью развития глубокой корневой системы у древесной растительности, а также затруднения процессов фотосинтеза за счет низкой освещенности в пещерах. Литотоп оказывает меньшее влияние на зооценозы по сравнению с фитоценозами.

¹ Аллохтонная органика — это природные органические вещества, которые поступают в наш случай в пещеры вследствие вымывания из почв и лесных подстилок водосбора атмосферными осадками. Автохтонное образование органического вещества — это процесс образования органических веществ внутри пещеры вследствие продуктов биохимического распада остатков организмов, ее населяющих.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдыкадырова С.Б., Королёв В.А. Кальцефиты в эколого-геологических системах Горного Крыма // V Межд. научно-практич. конф. «Актуальные вопросы наук о Земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств». Гомель, 28–29 ноября 2019 г. (Беларусь). Т. 2. Гомель: Гомельский гос. ун-т, 2019. С. 7–9.
- Амеличев Г.Н., Токарев С.В. Спелеоресурсный потенциал карстовых полостей Крыма и перспективы его использования в природоохранной и рекреационной деятельности // Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий. Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «II Крымские карстологические чтения». Симферополь, 25–28 сентября 2018 г. Симферополь, 2018. С. 119–123.
- Антошкина А.И., Леонова Л.В., Симакова Ю.С. Новый взгляд на формирование миоценовых биогермных известняков мыса Казантип, Крым // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 10–14.
- Березкин В.Ю. Эколого-геологическая оценка качества ресурса геологического пространства территории бассейна реки Бодрак: Автореф. дисс. ... канд. г.-м. наук. М., 2007. 24 с.
- Грунтоведение / Трофимов В.Т., Королёв В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зигангиров Р.С. / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
- Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. М.: Высшая школа, 1989. 320 с.
- Докучаев В.В. Учение о зонах природы. М.: ОГИЗ Географгиз, 1948. 63 с.
- Драган Н.А. Почвенные ресурсы Крыма. Симферополь: Доля, 2004. 208 с.
- Дублянский В.Н. Пещеры Крыма. Симферополь: Таврия, 1977. 128 с.
- Иваницкий А.Н., Розенберг О.Г., Шоренко К.И. Ак-Монайские каменоломни — ключевое убежище рукокрылых Восточного Крыма // Экосистемы. № 20. 2019. С. 140–148.
- Камень известняк-ракушечник и его свойства <https://izvestnyak.ru/info/izvestnyak-rakushechnik.html?ysclid=m3h0o437fv163002030> (дата обращения: 14.11.2024).
- Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.
- Клюкин А.А., Корженевский В.В. Крымское Приазовье. Симферополь: Бизнес-информ, 2008. 162 с.
- Королёв В.А., Балыкова С.Д. Эколого-геологические системы тукуланов // Инженерная геология. 2023а. № 3. С. 22–35.
- Королёв В.С., Григорьева И.Ю., Королёв В.А. Эколого-геологическая систематика биолитов Крыма // V Международная научно-практ. конф. «Актуальные вопросы наук о Земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств». Гомель, 28–29 ноября 2019 г. (Беларусь). Т. 2. Гомель: Гомельский гос. ун-т, 2019. С. 83–88.
- Королёв В.А., Григорьева И.Ю. Эколого-геологические системы массивов лессовых грунтов // Инженерная геология. Т. XVII, № 2. 2022. С. 42–64.
- Королёв В.А., Трофимов В.Т., Харькина М.А. Особенности эколого-геологических систем массивов скальных грунтов // Геоинфо. 2023б. № 2. С. 6–17.
- Лыгина Е.А. Датская и эоценовая платформы Крыма: строение и условия формирования: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2010. 24 с.
- Мазина С.Е., Попкова А.В. Адаптации водорослей и цианобактерий к среде карстовых известняковых пещер // Биоспелеологические исследования в России и сопредельных государствах: Мат-лы II Всероссийской молодежной конференции. Ярославль: Филигрань, 2017. С. 74–80.
- Никифоров А.Р., Костенко И.В. Почва и растительность карстовой воронки западного отрога плато Ай-Петри в Горном Крыму // Экосистемы. 2019. Вып. 49. С. 54–60.
- Парубец О.В. Природно-антропогенные факторы трансформации физико-географических процессов в Крыму в XX-нач. XXI вв.: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Симферополь, 2014. 21 с.
- Прокопов Г.А., Турбанов И.С. К вопросу о формировании спелеофауны Крымского полуострова пещер / Биоспелеологические исследования в России и сопредельных государствах. Мат-лы II Всероссийской молодежной конференции. Ярославль: Филигрань, 2017. С. 99–106.
- Трофимов В.Т. Эколого-геологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 48–52.
- Трофимов В.Т. Экологическая геология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2024. 415 с.
- Трофимов В.Т., Королёв В.А. Массивы песчаных грунтов как объекты эколого-геологических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 59–65.
- Ульяхин А.В. Нуммулиты, гигантские одноклеточные. https://elementy.ru/kartinka_dnya/808/Nummulity_gigantskie_odnokletochnye?from=bxblock. Опубликовано 22.01.2019 (дата обращения: 14.11.2024)
- Ученые обнаружили неизвестные микроорганизмы в крымской пещере <https://www.pravda.ru/news/science/1429443-micro/?ysclid=lnvpszzab148392338> (дата обращения: 05.10.2023)
- Харькина М.А. Характеристика эколого-геологических систем континентальных массивов грунтов криолитозоны // Энергия, экономика, техника, экология. 2024. № 6. С. 58–70.
- Харькина М.А., Андреева Т.В. Эколого-геологические системы массивов меловых грунтов Центральные районы Русской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. Т. 63, № 3. С. 65–72.

Статья поступила в редакцию 28.11.2024,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.834

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-103-106

ТЕХНОЛОГИИ РАЗДЕЛЕНИЯ СИГНАЛОВ ПРИ ПЕРЕКРЫВАЮЩЕМСЯ ОТСТРЕЛЕ ПЛОЩАДИ МОРСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геннадий Алексеевич Казанин^{1✉}, Валерий Гарифьянович Гайнанов²

¹ АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kazanin@mage.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gainan@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8851-8781>

Аннотация. В статье рассмотрены преимущества выполнения морской сейсмической съемки с использованием нескольких источников, сигнал от которых регистрируется на одной сейсмической записи, и описаны основные методы подавления возникающей при этом интерференции. По итогам анализа современных методов подавления такой интерференции сделан вывод о том, что использование разреженной инверсии позволяет наилучшим образом справиться с этой задачей.

Ключевые слова: сейсморазведка, перекрывающиеся источники, разреженная инверсия, шельф, деблендинг, мультиисточник, разделение сигналов

Для цитирования: Казанин Г.А., Гайнанов В.Г. Технологии разделения сигналов при перекрывающемся отстреле площади морских сейсмических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 103–106.

DEBLENDING OF MARINE SEISMIC DATA TECHNOLOGIES ACQUIRED BY SIMULTANEOUS SHOOTING

Gennady A. Kazanin^{1✉}, Valeriy G. Gainanov²

¹ Marine Arctic Geological Expedition JSC; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kazanin@mage.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gainan@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8851-8781>

Abstract. Offshore seismic data acquisition using simultaneous shooting has significant advantages over a classic single source seismic survey. However, it is necessary to eliminate the interference of multiple sources — to perform deblending. The paper discusses current state of deblending techniques and suggests that application of sparse inversion is the best option to suppress the blending noise.

Keywords: seismic, simultaneous source, sparse inversion, offshore, deblending, multisource, signal separation

For citation: Kazanin G.A., Gainanov V.G. Deblending of marine seismic data technologies acquired by simultaneous shooting. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 103–106. (In Russ.).

Введение. Классическая методика выполнения сейсморазведочных работ на шельфе подразумевает под собой возбуждение сигнала последовательно с задержкой, таким образом, чтобы сигнал от последующих взрывов не интерферировал с предыдущим, что накладывает два существенных ограничения: первое — по минимальному расстоянию между пунктами взрыва (ПВ), так как судно не может идти медленней определенной скорости, при которой забортное оборудование будет сохранять плавучесть; второе — по максимальной скорости движения судна, так как время на прохождения расстояния между двумя ПВ должно быть больше, чем длительность записи, другими словами, судно вынуждено идти медленнее чем может, что приводит к увеличению продолжительности полевых работ и, следовательно, стоимости. Для снятия вышеописанных ограничений существует методика выполнения сейсмических работ с перекрывающимися источниками [Beasley, et al., 1998; Berkhout, 2008], при которой допускается возникновение интерференции от нескольких источников на сейсмической записи.

Преимущества выполнения сейсмической съемки с перекрывающимися источниками. Методика выполнения работ с перекрывающимися источниками подразумевает под собой использование одного судна-источника с тремя буксируемыми линиями источников (так называемый flip-flop-flap), которые возбуждаются с меньшим интервалом времени, либо двух и более судов-источников с двумя или тремя линиями источников, которые одновременно выполняют отстрел по профилям в разных частях исследуемой площади. Основными преимуществами такой методики являются возможность увеличения плотности пунктов возбуждения, получение сигнала с различных азимутов, уменьшение длительности выполнения полевых работ ввиду меньшего времени между выстрелами и/или одновременным выполнением нескольких профилей [Reinicke, 2015]. Более того, данная методика предоставляет возможность гибкого проектирования сейсмической съемки, при котором можно делать выбор, как в пользу уменьшения длительности и стоимости съемки, так и в пользу увеличения коли-

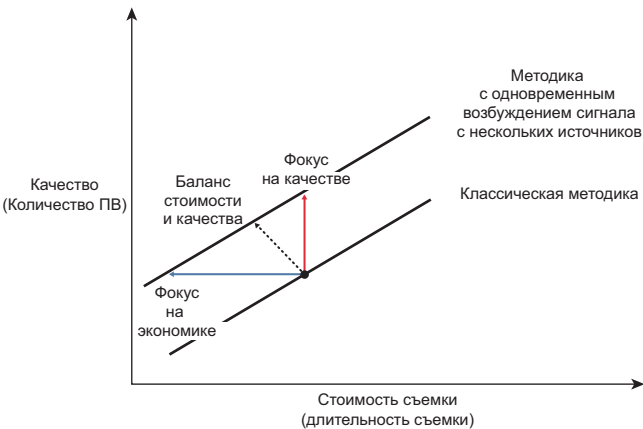


Рис. 1. Схематическое сравнение стоимости и качества работ выполняемых по классической методике сейсморазведочных работ и по методике с перекрывающимся возбуждением сигнала [Mahdad, 2012]

чества ПВ и качества съемки (рис. 1). Таким образом, технология проведения работ с перекрывающимися источниками имеет множество преимуществ, но ее использование ведет к возникновению интерференции на сейсмических записях (рис. 2).

Методы разделения сигналов от нескольких источников. Методы подавления интерференции от вторичных источников основаны на том, что сигнал от второго и дальнейших источников является некогерентным (случайным) на сейсмограммах общего пункта приема (рис. 2), это дает возможность применять различные методики шумоподавления. На сегодняшний день существуют две основные группы

методов для подавления интерференции. Первая группа методов рассматривает интерференцию от другого источника как шум и для его подавления использует такие методики как фильтрация с помощью различных вариаций медианного фильтра [Chen, et al., 2014, 2020; Chen, 2015; Gan, et al., 2016; Ошкин и др., 2019] и поверхностно согласованную фильтрацию [Chen, et al., 2016]. Методы подавления шума, основанные на фильтрации достаточно простые и эффективные, но не всегда приводят к желаемому результату и часто ослабляют основной сигнал от отражений. Кроме того, параметризация процесса фильтрации ведет к высоким временным и вычислительным затратам на тестирование в процессе обработки данных.

Вторая группа методов рассматривает интерференцию как сигнал от другого источника и использует инверсию для разделения данных. Данные методы используют матричное представление сейсмических данных и формулируют проблему деблендинга как обратную задачу, которая восстанавливает неизвестные данные без шума от вторичных источников с помощью инверсии. В общем виде данная задача формулируется следующим образом:

$$d = \Gamma m,$$

где d — полученные данные с перекрывающимися источниками, Γ — матрица источников, которая отражает то, как смешаны источники, m — данные без шума от других источников, для которых требуется решить уравнение.

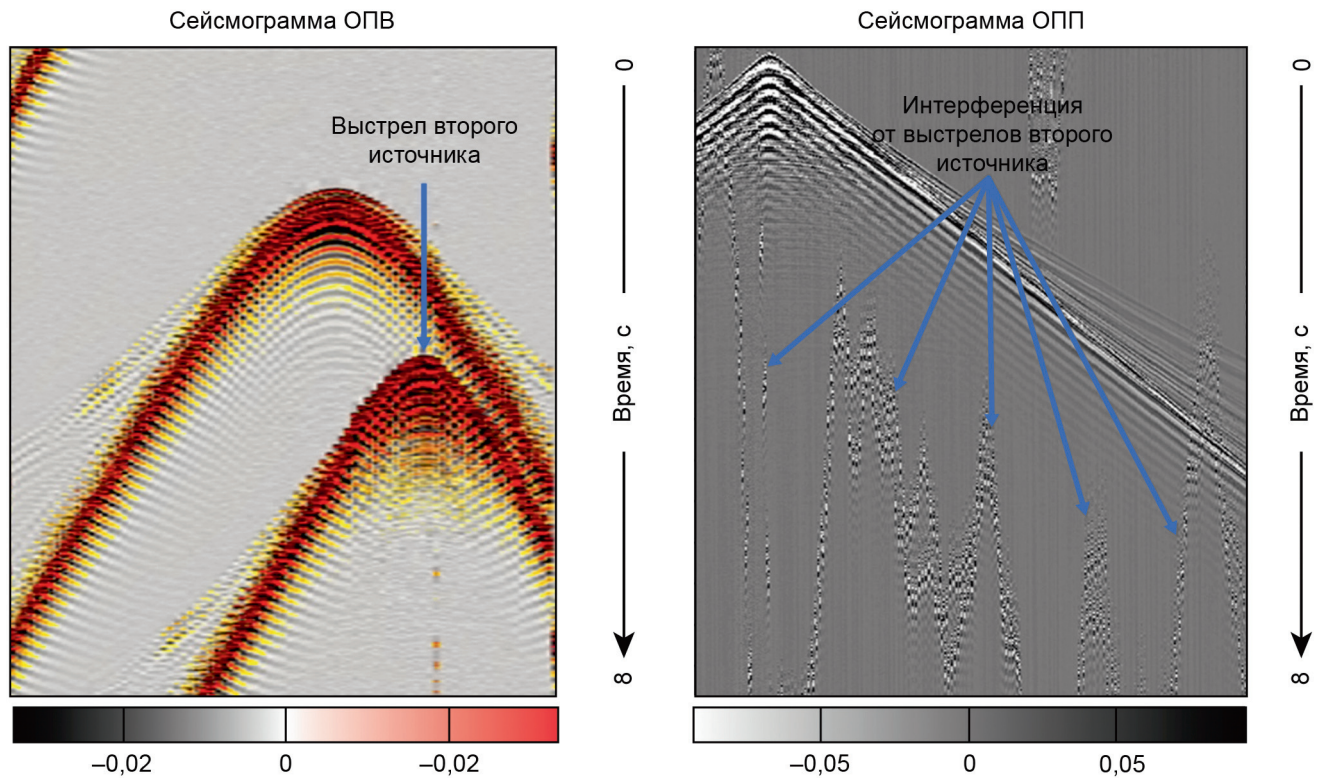


Рис. 2. Пример сейсмограммы общего пункта взрыва (слева) и общего пункта приема (справа) полученных по результатам сейсмической съемки с перекрывающимися источниками. Источник — архив АО «МАГЭ»

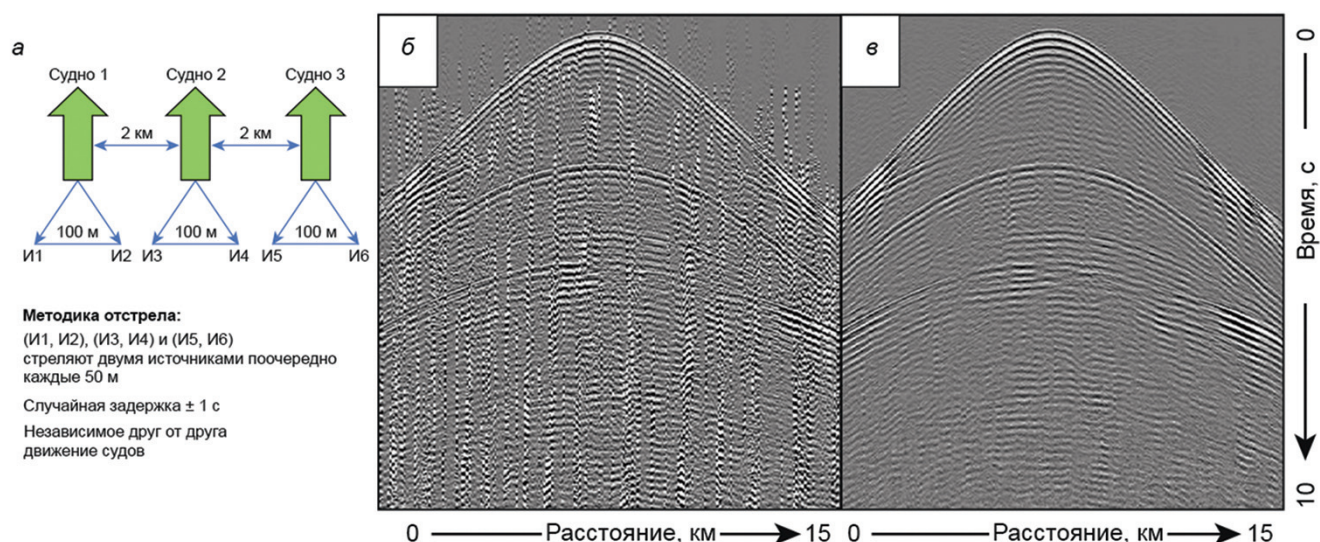


Рис. 3. Результат применения метода разреженной инверсии для разделения сигналов от нескольких источников [Kumar, et al., 2021]: а — методика отстрела площади; б — исходная сейсмограмма ОПП, полученная по результатам полевых работ; в — результат подавления сигналов от вторичных источников с помощью применения разреженной инверсии

Строк в матрице d меньше, чем в матрице t так как общее количество единичных физических экспериментов (излучений сейсмического сигнала) при выполнении работ с перекрывающимися источниками меньше, чем при классической методике. Таким образом, задача решения уравнения является некорректной и требует регуляризации.

Стандартным подходом для решения такого уравнения является инверсия наименьших квадратов [Mahdad, 2012; Mahmodian, et al., 2023]. Однако данный вид инверсии редко используется при разделении сигналов от перекрывающихся источников, так как не всегда удастся полностью подавить шум [Abma, Foster, 2020]. На сегодняшний день наилучшим образом задачу по разделению сигнала решают различные методики разреженной (редкой) инверсии с применением разреженных преобразований таких как: F-K преобразование, преобразование Радона, сейслет и курвлет преобразования [Abma, Foster, 2020].

Пример использования разреженной инверсии для разделения сигнала от перекрывающихся источников показан на рис. 3 [Kumar, et al., 2021]. Данные сейсмические работы 3D выполнялись с применением донного оборудования. При этом суда шли по профилям независимо друг от друга (как встречным, так и параллельным курсом). Использовалось три

судна, каждое из которых буксировало по два источника (рис. 3, а). Сейсмограмма ОПП, полученная по итогам полевых работ показана на рис. 3, б, на котором шум от вторичных источников выражен как случайный шум, распределенный по всей сейсмограмме. После чего была применена разреженная инверсия (рис. 3, в), которая позволила полностью избавиться от шума без каких-либо существенных потерь основного сигнала.

Выводы. Методика выполнения сейсмических работ с перекрывающимися источниками, несомненно, имеет множество преимуществ и позволяет выполнять морские полевые сейсморазведочные работы за меньший период времени, и, следовательно с меньшими затратами, что в условиях коротких (120–150 дней) полевых сезонов на шельфе Российской Федерации является критически важной задачей. Основной сложностью при выполнении работ с перекрывающимися источниками является необходимость разделять данные от разных источников сигнала. Авторами были проанализированы актуальные на момент написания статьи методы подавления шума от вторичных источников сигнала и сделан вывод о том, что применение разреженной инверсии для этих целей позволяет наилучшим образом выполнить данную задачу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ошкин А.Н., Коньков А.И., Тарасов А.В. и др. Методы минимизации и подавления корреляционных шумов одновременно работающих источников в вибросейсморазведке // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 98–106.

Abma R., Foster M.S. Simultaneous source seismic acquisition. Society of Exploration Geophysicists, 2020. 205 с.

Beasley C.J., Chambers R.E., Jiang Z. A new look at simultaneous sources. Seg technical program expanded abstracts 1998 // Society of Exploration Geophysicists. 1998. С. 133–135.

Berkhout A.J. Changing the mindset in seismic data acquisition // The Leading Edge. 2008. Т. 27, № 7. С. 924–938.

Chen Y. Deblending using a space-varying median filter // Exploration Geophysics. 2015. Т. 46, № 4. С. 332–341.

Chen Y., Sun Y. Deblending using normal moveout and median filtering in common midpoint gathers // *Journal of Geophysics and Engineering*. 2014. Т. 11, № 4. С. 045012.

Chen Y., Zhang D., Jin Z., et al. Simultaneous denoising and reconstruction of 5-D seismic data via damped rank-reduction method // *Geophysical Journal International*. 2016. Т. 206, № 3. С. 1695–1717.

Chen Y., Zu S., Wang Y., et al. Deblending of simultaneous source data using a structure-oriented space-varying median filter // *Geophysical Journal International*. 2020. Т. 222, № 3. С. 1805–1823.

Gan S., Wang S., Chen Y., et al. Separation of simultaneous sources using a structural-oriented median filter in the flattened dimension // *Computers & Geosciences*. 2016. Т. 86. С. 46–54.

Kumar R., Kamil Amin Y.I., Mahdad A., et al. Inherent Challenges of Randomized Shooting Strategies on Deblending and a Robust Multistage Prior Based Solution // 82nd EAGE Annual Conference & Exhibition. European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. Т. 2021, № 1. С. 1–5.

Mahdad A. Deblending of seismic data: PhD thesis, Delft University of Technology, 2012. <https://resolver.tudelft.nl/uuid:68883d84-3cf3-4b5c-a8ee-9c0a92604fce>

Mahmoudian F., Curtis J., Meersman K., et al. Deblending of simultaneous source data. // Geoconvention conference and exhibition, extended abstracts. 2023. С. 1–8.

Urruticoechea C.R Seismic blending and deblending of crossline sources // Master's thesis, Delft University of Technology, 2015. <https://resolver.tudelft.nl/uuid:d73234ae-d7e0-4348-ac69-92078820438c>

Статья поступила в редакцию 28.11.2024,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.837

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-107-113

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПО ПЛОЩАДНЫМ ДАННЫМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ

Владимир Сергеевич Степченков¹✉, Дмитрий Константинович Большаков²,
Игорь Николаевич Модин³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v-stepchenkov@list.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dkbolshakov@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; imodin@yandex.ru

Аннотация. В статье представлены результаты исследования пространственного распределения талых и мерзлых грунтов в зоне многолетней мерзлоты с использованием трехмерной электротомографии. Цель работы заключалась в определении границ между мерзлыми и талыми породами, а также в установлении уровня грунтовых вод. В исследовании использованы данные электротомографии, бурения и скважинной термометрии. На основе полученных данных построена объемная геоэлектрическая модель, которая хорошо согласуется с имеющейся геологической информацией. Выявлено, что аномальные зоны с повышенной температурой соответствуют областям пониженного удельного сопротивления, что указывает на наличие таликов. Построены карты уровня грунтовых вод и кровли многолетнемерзлых пород, отражающие особенности геологического строения изучаемого участка. Результаты подтверждают эффективность трехмерной модели для интерпретации данных в условиях сложного геологического строения и могут быть применены для решения аналогичных задач.

Ключевые слова: электротомография, многолетняя мерзлота, талики, 3D-инверсия, уровень грунтовых вод, термометрия

Для цитирования: Степченков В.С., Большаков Д.К., Модин И.Н. Пространственное положение талых и мерзлых грунтов по площадным данным электротомографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 107–113.

SPATIAL DISTRIBUTION OF THAWED AND FROZEN GROUND BASED ON AREAL ELECTRICAL TOMOGRAPHY DATA

Vladimir S. Stepchenov¹✉, Dmitriy K. Bolshakov²,
Igor N. Modin³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; v-stepchenkov@list.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dkbolshakov@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; imodin@yandex.ru

Abstract: The article presents the results of a study on the spatial distribution of thawed and frozen grounds in the permafrost zone using three-dimensional electrical resistivity tomography. The aim of the research was to determine the boundaries between frozen and thawed rocks, as well as to identify the groundwater level. The study utilized data from electrical resistivity tomography, drilling, and borehole thermometry. Based on the obtained data, a three-dimensional geoelectrical model was constructed, which aligns well with the available geological information. It was found that anomalous zones with elevated temperatures correlate with areas of reduced electrical resistivity, indicating the presence of taliks. Maps of the groundwater level and the top of permafrost were created, reflecting the geological features of the studied area. The results confirm the effectiveness of the three-dimensional model for data interpretation in complex geological conditions and can be applied to solve similar problems.

Keywords: electrical resistivity, permafrost, taliks, 3D inversion, groundwater level, thermometry

For citation: Stepchenov V.S., Bolshakov D.K., Modin I.N. Spatial distribution of thawed and frozen ground based on areal electrical tomography data. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 107–113. (In Russ.).

Введение. Исследование приповерхностной части геологической среды в районах распространения многолетнемерзлых пород (ММП) с применением электротомографии (ЭТ) является одной из наиболее сложных задач инженерной геологии. Основные трудности связаны с высоким удельным электрическим сопротивлением (УЭС) мерзлых грунтов, что осложняет проведение полевых работ. В частности,

возникают проблемы с размещением многоэлектродных установок и обеспечением удовлетворительных переходных сопротивлений заземлений при подаче низкочастотного тока.

Интерпретация данных ЭТ также сопряжена с неоднозначностью из-за множества факторов, влияющих на геоэлектрическую модель. Значения УЭС и границы неоднородностей в районах распро-

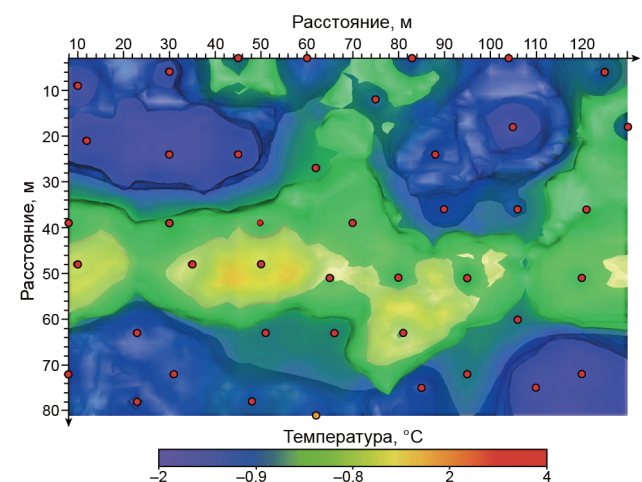


Рис. 1. Карта значений температуры грунтов на глубине 10 м (точки — положения скважин)

странения ММП определяются литологией грунтов, степенью их увлажнения, температурным режимом и условиями залегания. Ключевая особенность — комплексное воздействие этих факторов, которое варьируется в зависимости от сезонных изменений, рельефа, глубины промерзания или оттаивания, количества осадков и мощности снежного покрова.

Дополнительные сложности обусловлены изменчивостью свойств дневной поверхности и приповерхностных грунтов, вызванной как естественными процессами, так и антропогенной деятельностью [Брушков и др., 2024]. Эти изменения формируют многочисленные приповерхностные неоднородности УЭС, что затрудняет сбор данных, их обработку и построение достоверной геоэлектрической модели [Павлова, Шевнин, 2013]. Таким образом, мерзлые породы, изучаемые методом ЭТ, представляют собой геологическую среду со сложной и динамичной структурой, параметры которой могут существенно меняться даже в пределах небольших участков.

В подобных условиях метод ЭТ традиционно применяется для изучения геологии, картирования уровня грунтовых вод, границ талых и мерзлых пород. В литературе описаны успешные примеры использования профильной технологии с получением двумерных (2D) данных и их последующей инверсией [Бобачев и др., 2006].

Настоящее исследование направлено на построение 3D-моделей по площадным (псевдотрехмерным) данным ЭТ с целью выявления пространственных границ между талыми и мерзлыми породами и сравнения результатов с результатами двумерной инверсии.

Особенности участка исследований. Исследуемый участок расположен в г. Якутске на правом берегу р. Лена и представляет собой строительную площадку размером 90 × 140 м. Ключевая особенность территории — наличие 43 скважин (глубиной 25 м), в которых проведены температурные измерения с шагом 1 м. Работы методом ЭТ, при данной плотности скважин, были призваны детализировать

уже известное к началу работ геологическое строение, выявить и обозначить уровень грунтовых вод (УГВ) и границу кровли многолетней мерзлоты.

Геологическое строение и термодинамические условия. Участок характеризуется высокой плотностью скважин (рис. 1), в которых были сделаны температурные измерения. Данные температуры были объединены в трехмерных куб, для выявления аномальных зон. Анализ получившегося температурного куба выявил в центральной части участка линейную аномалию субширотного простирания шириной 20–25 м, где температура достигает +1,5 °C на фоне средних значений около –1 °C (рис. 1). Эта аномалия прослеживается от поверхности до глубины 17 м. Сопоставление с космоснимками показало, что ее границы частично совпадают с контурами ранее существовавших сооружений.

По данным бурения, разрез сложен преимущественно песчаными отложениями, переходящими с глубиной из талого состояния в мерзлое. Пески залегают в трех фазах: **талые ненасыщенные** (0–3–5 м) — выше уровня грунтовых вод, **талые насыщенные** (3–5–10–15 м) — ниже уровня грунтовых вод, **мерзлые** (глубже 10–15 м).

Согласно классификации [Романовский и др., 2001], мерзлые грунты разделяются на: «вялую мерзлоту» (температура близка к 0 °C), пластично-мерзлые (высокотемпературные) и твердомерзлые (температура ниже –1...–1,5 °C). «Вялая мерзлота» по физико-механическим свойствам (например, по скоростям сейсмических волн) близка к талым породам [Романовский и др., 2003]. Для мерзлых грунтов установлена корреляция между УЭС и скоростями упругих волн, что отражает связь электрических и механических свойств. Переход песков из талого в мерзлое состояние происходит при температурах на 0,3–0,5 °C ниже нуля (с запаздыванием фазового перехода). В нашем разрезе преобладают температуры –0,5...–1 °C, что затрудняет идентификацию границ по температурным данным. Корреляция УЭС и температуры на глубине 7,5 м позволила выделить три диапазона: ниже 300 Ом·м — талые грунты, 300–3000 Ом·м — переходная зона (0...–1 °C), 1000–7000 Ом·м — мерзлые грунты (–1...–2 °C).

Особенности электротомографических исследований. При планировании сети ЭТ данные по скважинам не были доступны, что привело к неоптимальному выбору направления профилей (субширотному, вдоль длинной стороны участка). Это направление совпало с простиранием выявленной тепловой аномалии, снизив чувствительность метода к ее детектированию. Дополнительные сложности вызваны наличием строительного мусора, металлоконструкций и бетонных плит (особенно в южной части), что ограничивало размещение электродов, а также необходимостью отклонения от прямолинейной схемы установки в некоторых точках.

Обработка и результаты инверсии данных электротомографии. Основной объем двумерных

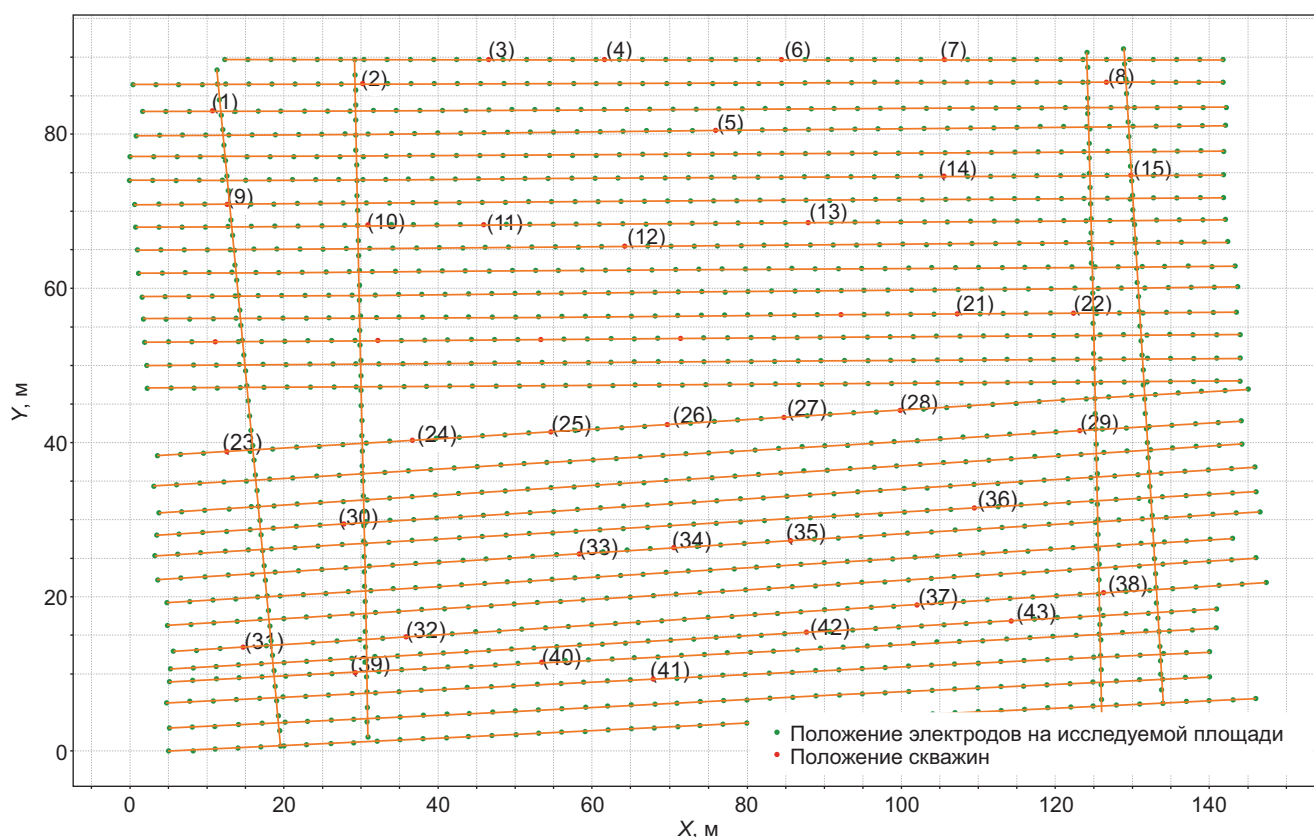


Рис. 2. Схема расположения профилей (цифры в скобках — номера скважин)

данных электротомографии получен на участке исследований вдоль 29 профилей запад-восточного направления с межпрофильным расстоянием около 3 м (рис. 2). Дополнительные измерения выполнены на четырех профилях север-южного направления. Работы проводились с использованием электро-разведочной станции «Омега-48». В работе применялась с трехэлектродная установка (Pole-Dipole) с шагом между электродами 3 м. Первичная обработка данных выполнена с применением программы *x2ipr* и собственных алгоритмов, реализованных на языке Python. Двумерная инверсия данных проведена в программе *Res2Dinv* для каждого профиля отдельно.

Наименьшие значения невязки (менее 4,5 %) характерны для профилей № 9–14. Профили № 1–8 и № 20–26 демонстрируют приемлемые значения невязки (5–8 %). Наибольшие расхождения (более 10 %) отмечены для профилей центральной (№ 16–18) и южной (№ 27–29) частей участка, с максимумом 19 % на профиле № 17, пересекающем зону растепления грунтов (рис. 3).

Трехмерная инверсия выполнена в программе *ZondRes3D* по совокупности всех двумерных данных. Невязка для объемной модели составила 2,4 %, что значительно ниже аналогичных показателей для двумерных моделей (рис. 3). Наиболее существенные различия между 2D и 3D моделями наблюдаются в значениях удельного электрического сопротивления высокоомных зон, достигающие 20-кратного рас-

хождения для глубинных интервалов, что наглядно продемонстрировано на разрезах УЭС сделанных вдоль (рис. 4) и поперек (рис. 5) исследуемого участка.

Сравнение результатов двумерной и трехмерной инверсий выявило наличие в 3D-модели низкоомной аномалии (100–200 Ом·м) в центральной части участка на глубинах 5–25 м, отсутствующей в двумерных решениях (рис. 6). Эти различия обусловлены влиянием объемных неоднородностей геологической среды, эффекты от которых не учитываются при двумерной инверсии.

Полученная объемная геоэлектрическая модель демонстрирует удовлетворительную корреляцию с данными скважинной термометрии. Установлены следующие зависимости между температурой грунтов и их удельным сопротивлением на глубине 7,5 м: менее 300 Ом·м — положительные температуры, 300–3000 Ом·м — температуры от 0 до -1°C , 1000–7000 Ом·м — температуры от -1 до -2°C .

По результатам интерпретации выделены три зоны участка: северная зона с глубиной залегания кровли мерзлых пород 1–5 м; центральная зона с максимальной мощностью таликов (6,5–12 м); южная зона с положением кровли мерзлых отложений 4,0–6,5 м.

Построена карта уровня грунтовых вод (рис. 7), показывающая общий наклон водоносного горизонта к реке Лена с перенаправлением основного потока в юго-западном направлении из-за наличия мерзлого блока в юго-восточной части участка.

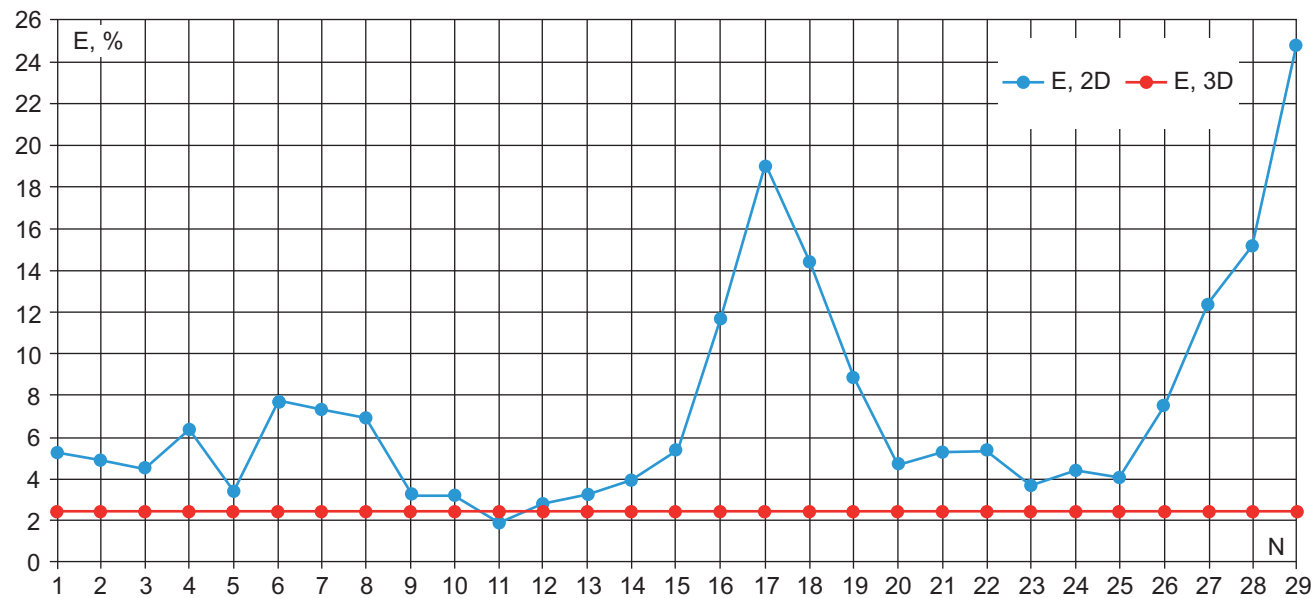


Рис. 3. Графики значений невязки (E , %) для результатов 2D (синий цвет) и 3D (красный цвет) инверсии двумерных данных электро- томографии (N — номера профилей)

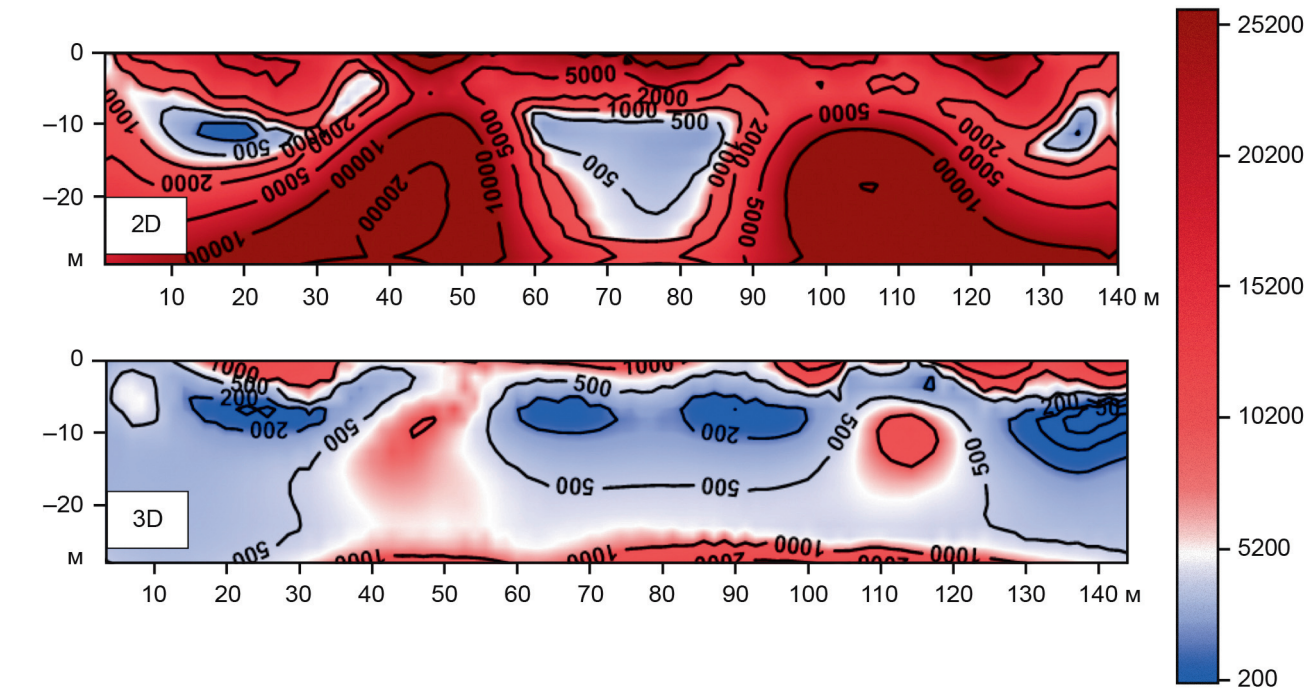


Рис. 4. Распределение УЭС вдоль профиля № 17 по результатам двумерной (вверху) и трехмерной (внизу) инверсии двумерных данных метода электротомографии

Выводы. Для изучения геологического строения участка и выявления пространственного расположения талых и мерзлых пород использован метод электротомографии, данные бурения и скважинной термометрии. По результатам профильных измерений на площади участка получены двумерные данные, по которым выполнена двумерная инверсия. Также выполнена трехмерная инверсия всей совокупности двумерных данных метода электротомографии и построена объемная геоэлектрическая модель (трехмерный куб удельных электрических сопротивлений) участка исследований. Полученная трех-

мерная модель существенно отличается по своему строению от геоэлектрических моделей по результатам двумерной инверсии. Результаты представлены в виде нескольких карт УЭС по глубинам (слайсов) и в виде разрезов УЭС, которые были выбраны по направлениям проектных профилей наблюдения методом ЭТ. Построенные дополнительно с использованием электростратиграфии [Модин и др., 2024] карты положения уровня грунтовых вод и кровли мерзлых грунтов (рис. 8) удовлетворительно совпадают с результатами бурения и хорошо согласуются с температурными измерениями в скважинах.

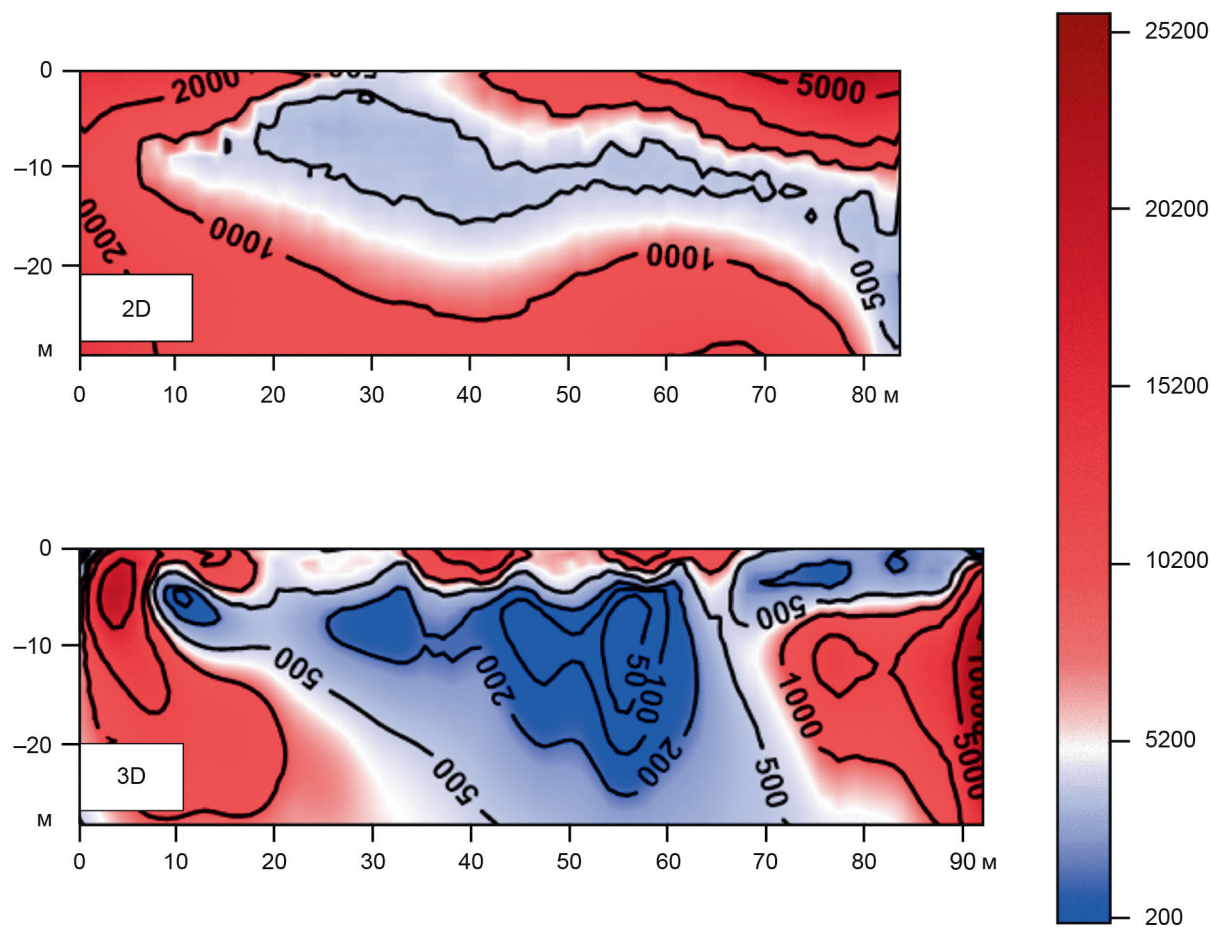


Рис. 5. Распределение УЭС вдоль поперечного сечения участка (ПК 70 м) по результатам двумерной (вверху) и трехмерной (внизу) инверсии двумерных данных ЭТ

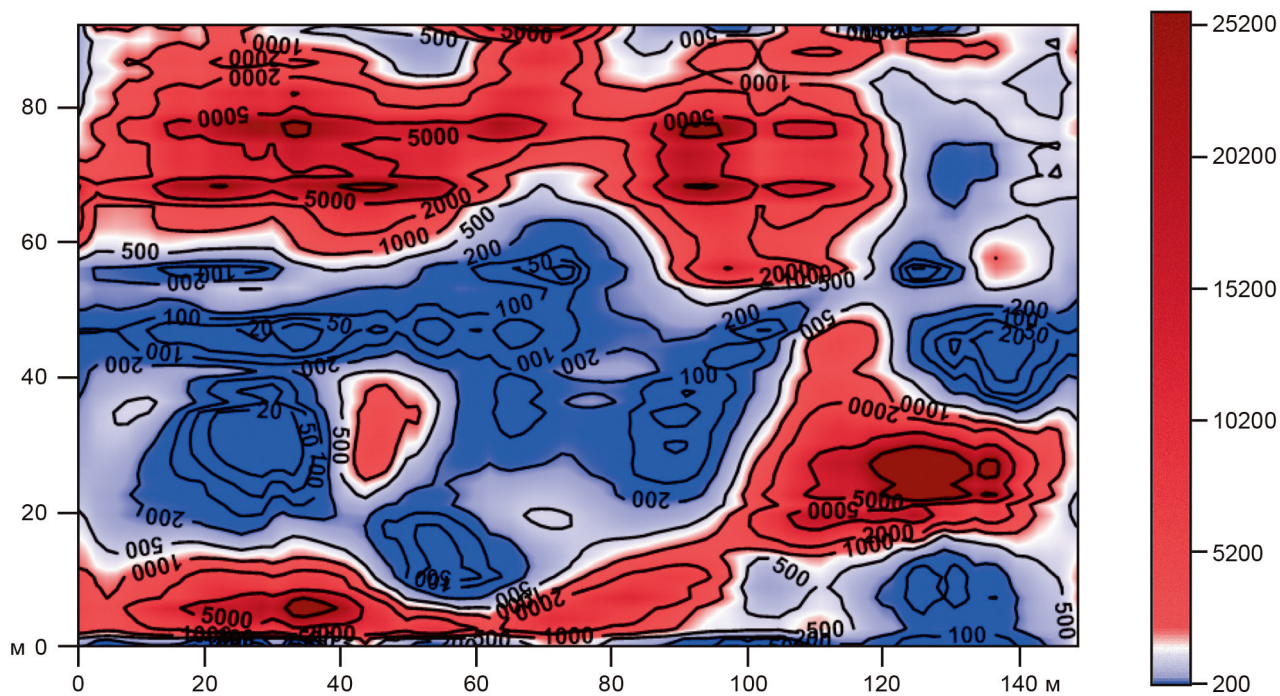


Рис. 6. Карта значений удельного электрического сопротивления на глубине 10 м

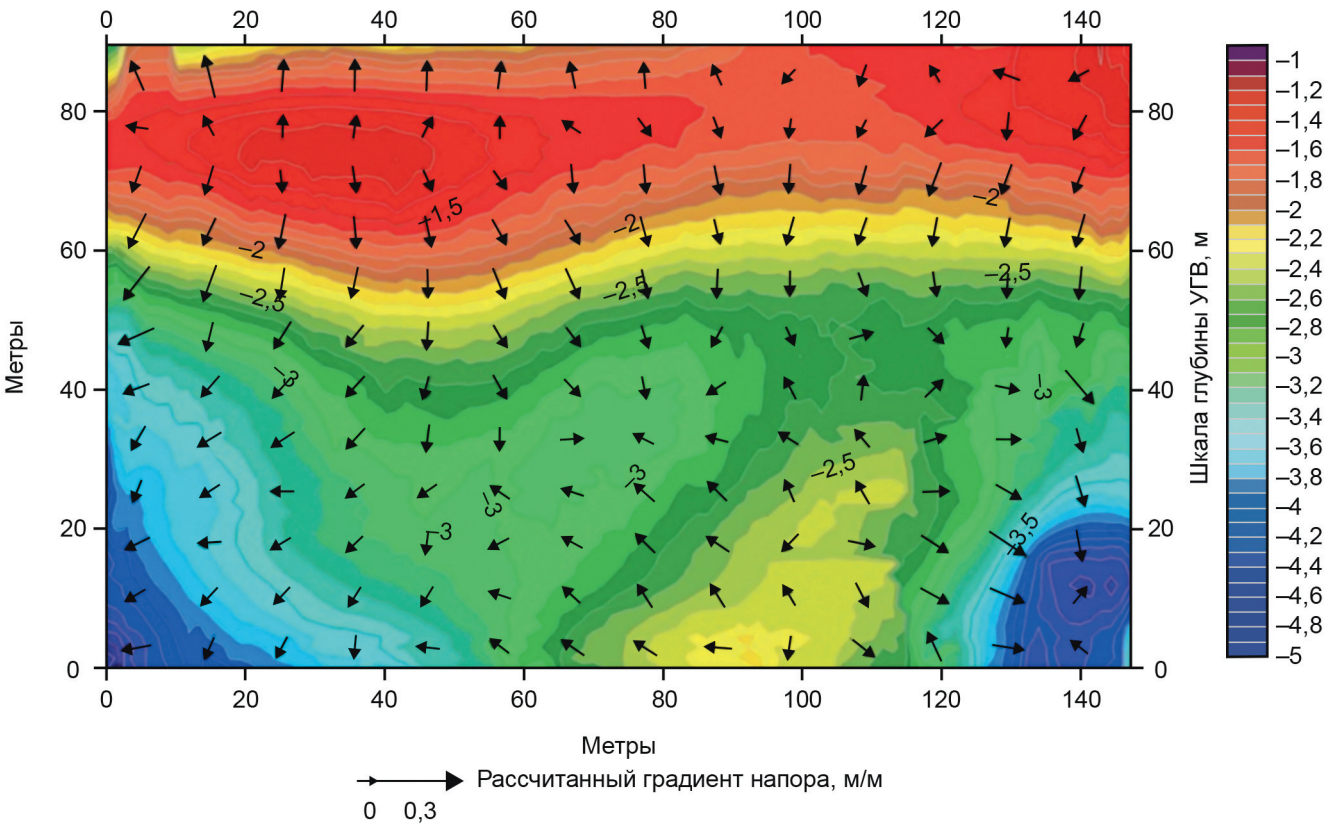


Рис. 7. Карта кровли многолетнемерзлых грунтов по результатам трехмерной инверсии двумерных данных метода электротомографии

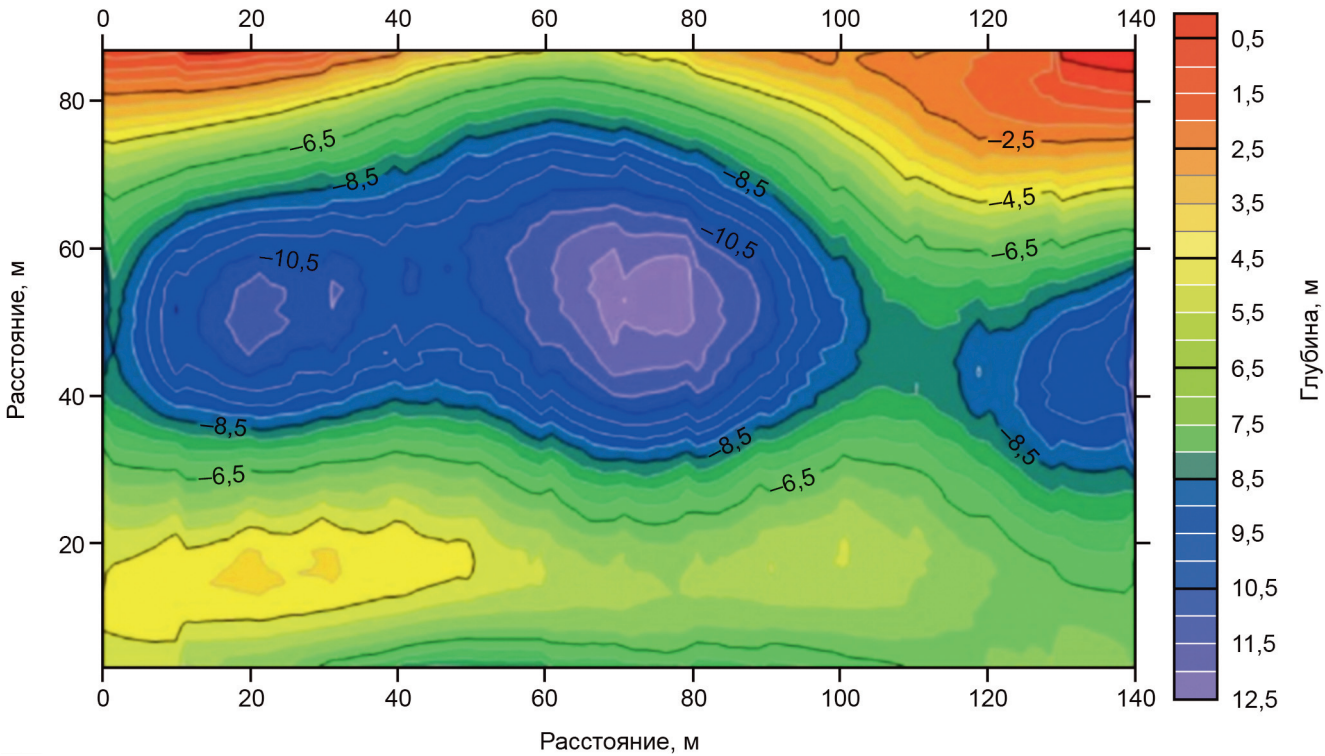


Рис. 8. Карта положения уровня грунтовых вод. Стрелками показаны направления водных потоков в верхней части талого слоя

Заключение. Проведенные площадные исследования методом трехмерной электротомографии позволили выделить четырехслойную структуру геоэлектрического и геологического разрезов. Верхняя часть разреза представлена маловлажным слоем мощностью до 5 м, включающим насыпные грунты (3–3,5 м) и сухие высокоомные пески с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) от 300–500 до 2000–3000 Ом·м. Ниже залегает талый обводненный слой песков и супесей мощностью от 1–2 до 13 м с УЭС менее 300–500 Ом·м. Третий слой образован мерзлыми песками, супесями и песчаниками с УЭС от 500 до 7000 Ом·м, где выделяются линзы высокотемпературной мерзлоты (500–2000 Ом·м) и более холодные мерзлые грунты (2000–7000 Ом·м). На глубинах 17,5–19 м начинается четвертый слой мерзлых алевритов с УЭС 500–1000 Ом·м.

Анализ объемной геоэлектрической модели свидетельствует о наличии пойменной палеодолины (рис. 8), ориентированной параллельно современному берегу реки в центральной части участка. Карта градиента поверхности уровня грунтовых вод демонстрирует преимущественное направление потоков подземных вод к базису эрозии (уровню

реки), с основной зоной разгрузки в юго-западном направлении, что связано с желобом палеодолины (рис. 7). Установлено, что на формирование границ талых и мерзлых грунтов существенное влияние оказала историческая застройка участка, вытянутая вдоль речного берега.

Несмотря на субширотную ориентацию профилей, которая изначально считалась неоптимальной из-за совпадения с направлением тепловой аномалии, трехмерная инверсия данных электротомографии позволила получить детальную и достоверную геоэлектрическую модель. Это свидетельствует о высокой устойчивости 3D-подхода к вариациям в планировании измерений. Результаты показывают, что даже при неидеальной схеме расположения профилей (например, при ограничениях, связанных с инфраструктурой или рельефом) метод 3D-электротомографии сохраняет свою эффективность. Таким образом, в условиях сложной геологической среды или антропогенных помех трехмерная инверсия может компенсировать недостатки первичной сети измерений, что расширяет ее практическую применимость для изучения многолетней мерзлоты и других динамических геологических систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. 2006. № 2. С. 14–17.

Большаков Д.К., Модин И.Н., Ефремов К.Д. Много-сегментная технология измерений методом электротомографии // Тезисы докладов Научной конференции «Ломоносовские чтения — 2019». Секция «Геология». Москва: МГУ, 2019. 15–25 апреля. 7 с. URL: <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/> (дата обращения: 16.04.2019).

Брушков А.В., Васина А.И., Кияшко Н.В. и др. Глобальное потепление и состояние вечной мерзлоты в России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. Т. 63, № 6. С. 4–11.

Григорьев Д.В., Ведерников А.С. Результаты применения 3D-электротомографии для поисков карстовых пустот в условиях соленотвала // Проблемы недропользования. 2019. № 4(23). С. 137–143.

Модин И.Н., Лубнина Н.В., Скобелев А.Д., Крылов О.В. Электростратиграфия западной части Херсонеса Таврического // Геофизика. 2024. № 1. С. 40–50.

Модин И.Н., Скобелев А.Д., Валиулина А.М., Степаченков В.С. Электротомографические исследования в кальдере Узон на гейзере Шаман (полуостров Камчатка) // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2023. Т. 60, № 4. С. 22–34.

Павлова А.М., Шевнин В.А. 3D-электротомография при исследованиях ледниковых отложений // Геофизика. 2013. № 6. С. 32–37.

Павлова А.М. Применение малоглубинной электро-разведки для изучения трехмерно неоднородных сред: Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. М., 2014. 27 с.

Романовский Н.Н., Хуббертен Г.В., Холодов А.Л., Тиненко Г.С. Состояние толщ многолетнемерзлых пород на шельфе морей восточного сектора российской Арктики // Криосфера Земли. 2001. Т. V, № 2. С. 3–10.

Романовский Н.Н., Хуббертен Г.В., Гаврилов А.А. и др. Эволюция мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в среднем плейстоцене-голоцене на шельфе восточной части евразийской Арктики // Криосфера Земли. 2003. Т. VII, № 4. С. 51–64.

Bermejo L., Ortega A.I., Guérin R., et al. 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) // Quaternary International. 2017. Vol. 433. P. 393–401.

Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 2018. Part 8. P. 137–138. URL: www.geotomosoft.com

Pasierb B. The application of the 2D/3D electrical resistivity tomography (ERT) method in investigating the carbonate karst of the Zakrzówek Horst // Geology, Geophysics and Environment. 2022. Vol. 48, № 3. P. 319–327.

Pasierb B., Nawrocki W. Integrated Geophysical Search for 19th-Century Underground Tanks in Krakow (Poland): Analysis of 2D, 2.5D and 3D ERT Surveys // Archaeological Prospection. 2025. DOI: <https://doi.org/10.1002/arp.1974>

Yang X., Lagmanson M. Comparison of 2D and 3D electrical resistivity imaging methods // SAGEEP. 2006. P. 585–594.

Статья поступила в редакцию 07.03.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-114-123

КОНТРАСТЫ ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОМ РАЗРЕЗЕ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ НА РАДАРОГРАММЕ

Мария Александровна Тарасова¹✉, Светлана Сергеевна Бричева²,
Михаил Львович Владов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tarasovama@my.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт Географии РАН, Москва, Россия; svebrich@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladov_ml@mail.ru

Аннотация. В песчано-глинистом разрезе были обнаружены расхождения по глубине литологических границ с контрастами электромагнитных свойств отложений. Как следствие, на георадарных данных оси синфазности отраженных волн не привязываются по глубине с литологическими границами, что осложняет геологическую интерпретацию. Была решена прямая задача на основе модели, построенной по измеренным электромагнитным свойствам. Результаты моделирования позволили обоснованно соотнести отражения на георадарных данных с литологическими границами и объяснить их расхождения по глубине. Таким образом, было произведено уточнение геологической интерпретации георадарных данных.

Ключевые слова: георадар, песчано-глинистый разрез, рефлектометрия, электромагнитные свойства, полно-волновое, лучевое моделирование

Для цитирования: Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Контрасты электрофизических свойств в песчано-глинистом разрезе и их отражение на радарограмме // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 114–123.

THE ELECTROPHYSICAL PROPERTIES CONTRASTS IN SAND-CLAY GROUND AND GPR REFLECTIONS

Mariya A. Tarasova¹✉, Svetlana S. Bricheva², Mikhail L. Vladov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tarasovama@my.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia; svebrich@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vladov_ml@mail.ru

Abstract. In sand-clay ground, the depth variations were established between lithological boundaries and the contrast of electromagnetic properties of the soil. As a result, GPR reflections diverge in depth from the lithological boundaries, complicating geological interpretation. The forward problem is solved using a model constructed from measured electromagnetic parameters. The modeling results made it possible to reasonably relate lithological boundaries to GPR reflections and to determine the cause of their depth variations. Consequently, the geological interpretation of GPR data is enhanced.

Keywords: GPR, sand-clay ground, time-domain reflectometry, electrophysical property, full-waveform, raypath modeling

For citation: Tarasova M.A., Bricheva S.S., Vladov M.L. The electrophysical properties contrasts in sand-clay ground and GPR reflections. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 114–123. (In Russ.).

Введение. Метод георадиолокации имеет широкую сферу применения уже не одно десятилетие. Помимо инженерных приложений, в которых георадар хорошо себя зарекомендовал, в его задачи входит и изучение объектов природного происхождения. Объектами исследования могут быть палеодолины, поймы рек, которые используются при изучении динамики движения ледника [Finlay, 2008]; фундаменты древних зданий — для решения геoarхеологических задач [Снопков, 2019], поля — для целей изучения миграции влаги в почве [Калинкевич и др., 2018].

Результатом геофизических исследований, в частности, георадарных, должен быть глубинный разрез,

на котором проведены границы по осям синфазности, соотнесенные с границами, выделенными специалистами в разрезе, исходя из поставленной перед геофизикой задач.

Трудности могут начаться с перевода данных в глубинный масштаб. Как известно, для этого необходима информация о скоростях распространения волны в исследуемой среде. Для получения этой информации используется один из трех приемов: по гиперболам дифракции, по годографу отраженной волны, полученному при работе на переменной базе георадара, или путем соотнесения с данными бурения [Владов, Судакова, 2017]. В случае, если первые два способа невозможно применить, то из данных

бурения берется информация о глубине залегания выделенных границ, а из радарограммы — времена прихода отраженных волн, после чего производится их привязка друг к другу и вычисление соответствующих коэффициентов перевода (скоростей) для каждого слоя. Ошибки при этом подходе возникают, когда в изучаемой геологической среде существующие границы изменения электромагнитных свойств не соотносятся с границами, которые могут по-разному выделяться специалистами в зависимости от задачи. Как правило, такие ситуации возникают при интерпретации георадарных данных, полученных при работах в предположительно однородных толщах: лед, вода или песчаные дюны. В этом случае на глубинном георадарном разрезе не ожидается большого количества осей синфазностей, тем не менее они были зафиксированы на термических границах в вечной мерзлоте [Bobrov, et al., 2019; Bradford, et al., 2007], границах с разной минерализацией в воде [Krylov, et al., 2014], с вариацией размеров частиц в песчаных дюнах [Botha, et al., 2003] или на ожелезненных прослоях песка [Van Dam, et al., 2002]. Эти границы без дополнительной информации об отложениях (гранулометрического и минерального состава, влажности и т.д.) могут быть пропущены при полевом описании среды. Тем не менее на этих границах происходит изменение электромагнитных свойств (диэлектрической проницаемости и проводимости), приводящее к отражению георадарного сигнала. Знание контрастов этих свойств на участке георадарного профиля позволяет избежать ошибочной интерпретации и вопрос соотношенности границ изменения электромагнитных параметров с выделяемыми границами будет решен.

В настоящей работе авторы на примере песчано-глинистого разреза со слабо изменяющейся литологией, описанного специалистами-почвоведом, покажут неоднозначность интерпретации георадарных данных и методы, направленные на повышение точности.

Для решения поставленной задачи в качестве объекта исследования был выбран разрез в стенке выкопанного шурфа. Предметом исследования являются контрасты электромагнитных свойств отложений в разрезе.

В качестве инструментов исследования были выбраны следующие: анализ геологического разреза, параметрические измерения электромагнитных свойств (методом рефлектометрии), моделирование (полноволновое и лучевое).

Анализ геологического разреза. В качестве участка исследования было выбрано место высокой поймы р. Гусь в районе учебно-научной станции Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Лесуново в Рязанской области. На выбранном участке был выкопан шурф размерами 2,2 м по ширине и 1,8 м по глубине. Специалистами-почвоведом было проведено полевое описание стенки шурфа по следующим признакам: цвет, структура (рыхлый,

уплотненный), текстура (слоистость, однородность), степень влажности (сухой, увлажненный, мокрый), наличие включений (уголь, фрагменты растительности, оксиды железа). Литологическое описание в первую очередь необходимо для визуального (структурно-цветового) разделения разреза. Согласно этому описанию, изучаемый разрез сложен в основном песком, супесью и суглинком. Всего в разрезе почвоведом было выделено 9 литологических слоев и 8 границ (рис. 1).

Стенка была размечена по горизонтали с шагом 20 см (пикеты) и по вертикали с шагом 5 см с началом координат в правом верхнем углу. Полученная сетка необходима для привязки по глубине и пикетам выделенных литологических горизонтов, образцов, отобранных для анализа гранулометрического состава, точек измерений электромагнитных параметров. Выбор сетки с такими параметрами обусловлен толщиной видимых литологических горизонтов и их латеральной изменчивостью. Толщина минимального прослоя (почвенно-растительный) составила 5 см.

В работе также проводился гранулометрический анализ отложений для более точного определения типа изучаемого разреза по сравнению с полевым описанием. Из стенки шурфа были отобраны образцы отложений, в которых было определено процентное содержание частиц с размерностями больше 10 мкм (физический песок) и меньше 10 мкм (физическая глина). В соответствии с классификацией Н.А. Качинского в стенке шурфа были выделены следующие типы пород: песок рыхлый, связанный, супесь, суглинок легкий [Качинский, 1958]. Таким образом, разрез в стенке шурфа можно уверенно идентифицировать как песчано-супесчаный. Литологическая колонка по ПК 20 см была уточнена границами, выделенными по гранулометрическому анализу (рис. 2).

Методы исследования. Георадарное профилирование. В рамках исследования было проведено георадарное профилирование вдоль стенки шурфа до его раскопки. Использовался георадар ОКО-3 (Геотех, г. Москва) с частотой излучающей антенны 400 МГц. В работе применялось две методики: непрерывная и в режиме старт-стоп, первая необходима для съемки по профилю длиной 100 м, вторая — для последующей обработки по методу общей глубинной точки (ОГТ) и оценки эффективного значения диэлектрической проницаемости (ДП). Запись и обработка данных производилась с помощью программного обеспечения Cartscan (Геотех, г. Москва). К основным процедурам обработки относились полосовая фильтрация и коррекция амплитуд. Для заключительного этапа обработки — перевода в глубинный масштаб — было выбрано значение скорости 9 см/нс, что соответствует эффективному значению диэлектрической проницаемости 11. В данной статье приводится только фрагмент обработанной радарограммы, пройденный вдоль стенки шурфа. Вертикальная разрешающая способ-

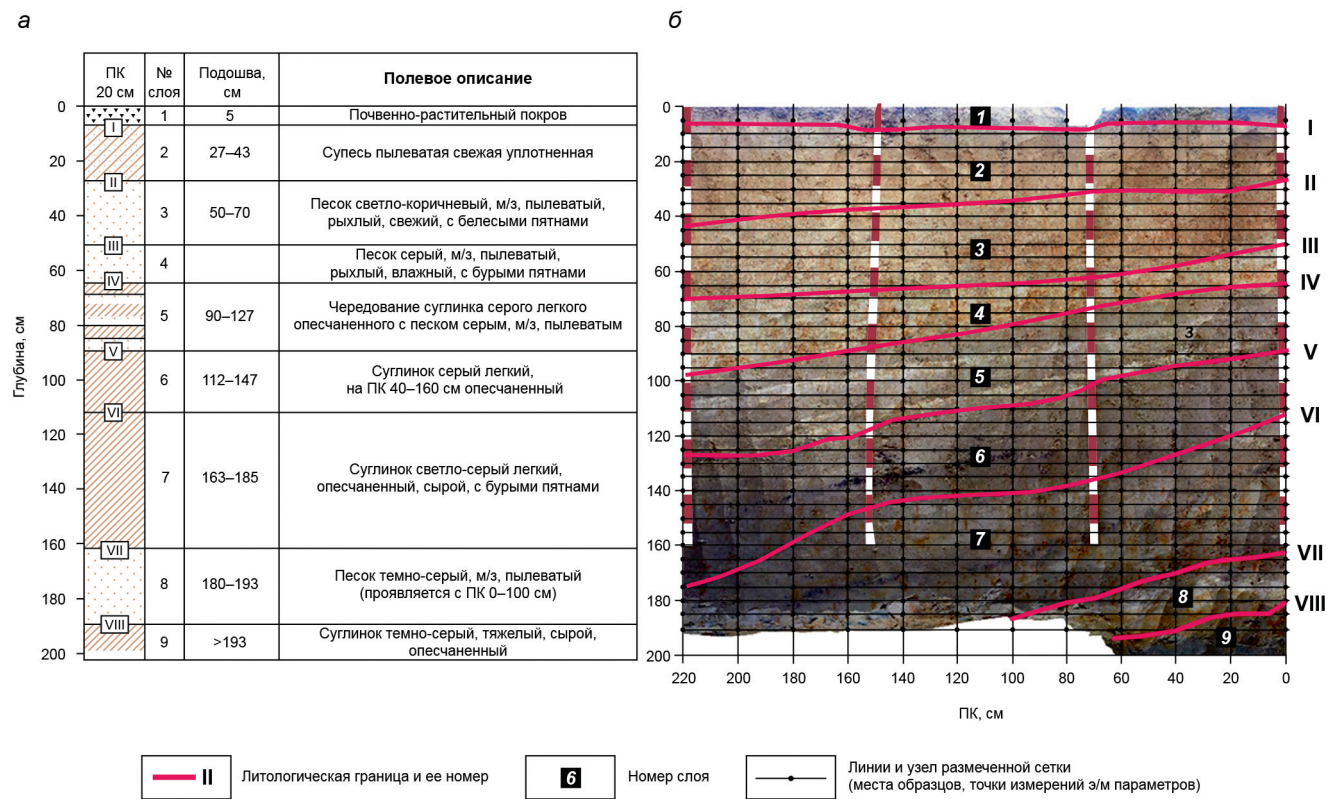


Рис. 1. Геологическая информация о разрезе в стенке шурфа: *а* — литологическая колонка по полевому описанию на ПК 20 см, *б* — фото стенки шурфа с наложенными литологическими границами и сеткой

ность используемого георадара для данной частоты и ДП=11 оценивается в 5–6 см.

Динамические характеристики радарограммы (амплитуды) определяются отражательной способностью границ, в общем виде коэффициент отражения $K_{отр}$ равен [Владов, Судакова, 2017]:

$$K_{отр} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\varepsilon_0 \omega}} - \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\varepsilon_0 \omega}}}{\sqrt{\varepsilon_1 + i \frac{\sigma_1}{\varepsilon_0 \omega}} + \sqrt{\varepsilon_2 + i \frac{\sigma_2}{\varepsilon_0 \omega}}}, \tag{1}$$

где σ_1, σ_2 — проводимости в верхней и нижней средах, ε_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума, ω — круговая частота, $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ — действительные части диэлектрической проницаемости в верхней и нижней средах

Измерения электромагнитных параметров методом рефлектометрии в стенке шурфа. Электромагнитные параметры отложений измерялись в узлах размеченной сетки шурфа (рис. 1, б). Всего было произведено 432 измерения. Для измерений использовался прибор TDR200 (Campbell Scientific, USA), включающий блок TDR200, коаксиальный кабель, трехстержневой зонд длиной 0,3 м и программное обеспечение PC-TDR. В методе действие прибора основано на независимом измерении времени пробега отраженной волны по коаксиальному кабелю, на основе которого затем рассчитываются значения ДП и проводимости по методу Giese and

Tiemann [Topp, 1980; Robinson, 2003]. Стоит отметить, что реальные среды обладают ненулевой проводимостью, электромагнитные волны в них распространяются с потерями и с меньшей скоростью, чем в непроводящей среде.

Методически работы выполнялись следующим образом: зонд погружали в грунт стенки шурфа в узлах размеченной сетки, затем на него подавался ступенчатый электромагнитный импульс с полосой пропускания от 20 кГц до 1,5 ГГц, после чего регистрировались параметры отраженного сигнала (время), и рассчитывались значения диэлектрической проницаемости и электропроводности.

Численное моделирование. Авторы применяют два вида моделирования: полноволновое для учета кратных отражений и поглощения и лучевое моделирование для расчета поля однократных отражений без поглощения. В их основе лежит электрофизическая модель (ЭФМ), основанная на параметрических измерениях электромагнитных свойств (ЭМС) отложений в стенке шурфа. Моделирование в работе необходимо для того, чтобы, приняв во внимание только границы изменения ЭМС и локальных диэлектрических неоднородностей внутри них, проанализировать георадарный отклик от изучаемого разреза. Рассмотрим особенности каждого вида моделирования.

В данной работе для полноволнового моделирования применялась программа gprMax, в основе которой лежит полноволновое решение уравнений

Таблица

Статистические параметры моделей электромагнитных свойств

Для модели диэлектрической проницаемости						
№ слоя	X	$\epsilon_{\min}$	$\epsilon_{\max}$	$\bar{\epsilon}$	$D[X]$	CV, %
1	41	4,9	7,6	6,1	0,7	11
2	85	7,0	9,6	8,1	0,7	8
3	37	8,3	10,8	9,4	0,6	7
4	63	11,1	18,6	15,0	2,0	13
5	83	20,6	29,7	24,2	1,7	7
6	34	18,5	23,8	21,5	1,3	6
7	45	12,5	22,2	18,8	2,2	12
Для модели электропроводности						
№ слоя	X	$\sigma_{\min}$	$\sigma_{\max}$	$\bar{\sigma}$, мСм	$D[X]$	CV, %
1	230	0,3	0,9	0,7	0,1	19
2	91	1,0	1,6	1,2	0,2	12
3	29	1,4	2,0	1,7	0,2	10
4	22	2,2	5,5	3,6	0,9	25

Максвелла методом конечных разностей во временной области (FDTD) [Warren, et al., 2016].

Основными параметрами данного моделирования являются размеры единичной ячейки, частота зондирующего импульса, временное окно, положение источника и приемника. Заданное значение частоты было выбрано в соответствии с центральной частотой используемого в полевых условиях георадара 400 МГц. Размеры расчетной области совпадают с размерами стенки шурфа (2,2 м и 1,8 м), размеры ячейки (0,02 м) выбраны исходя из условий стабильности. Расстояние между источником и приемником 0,1 м.

Итоговая электрофизическая модель разреза для подачи на вход вычислений программы gprMax представляет собой его геометрическое изображение в формате .png, в котором объекты (слои) с различными ЭМС отличаются по цвету. Опишем технику построения ЭФМ модели поэтапно.

1 этап. Результаты измерений каждого параметра были представлены в отдельных числовых таблицах в координатах x, z. Было выбрано именно такое представление во избежание ошибок интерполяции и цветовой (визуальной) неоднозначности.

2 этап. В двух числовых таблицах, отдельно по ДП и по проводимости, цветом выделялись слои на основе статистического анализа. В тот или иной слой входили значения, формирующие некоторую выборку X, для которой коэффициент вариации CV был менее 30 % (рис. 3). В качестве основного параметра для выделения слоев был выбран коэффициент вариации, так как он используется для определения однородности исследуемой выборки. Выборки, у которых CV больше 30–35 % считаются количественно неоднородными [Сизова, 2013]. При этом выделенные слои должны были сохранить

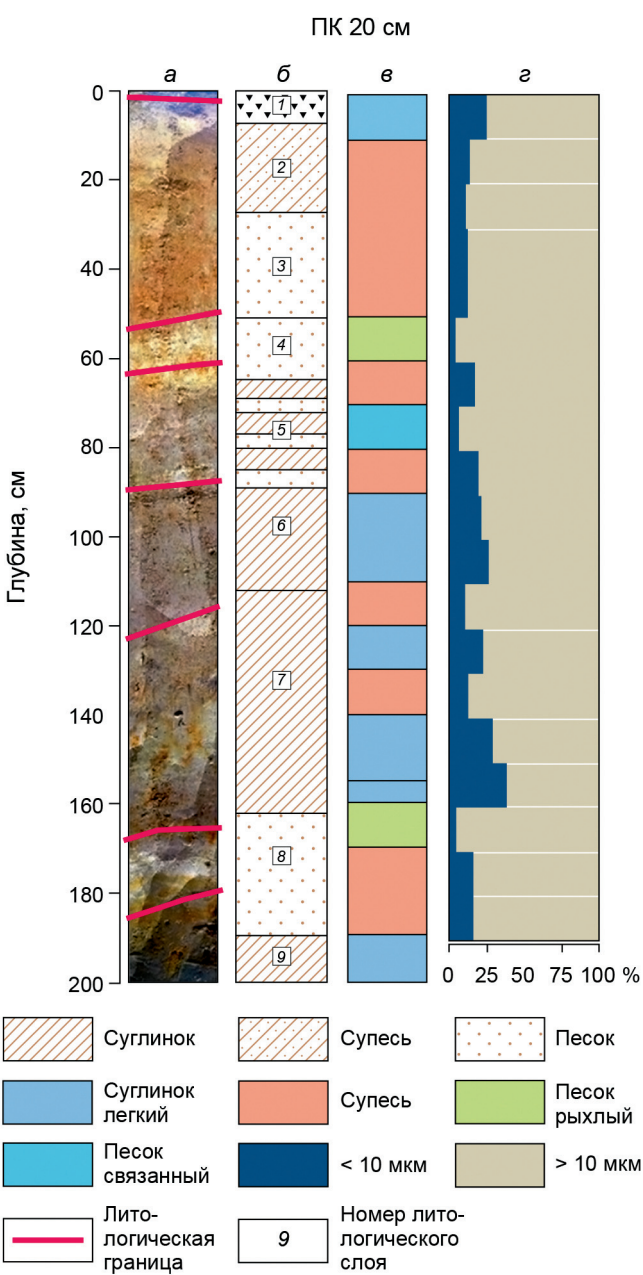


Рис. 2. Различные колонки по ПК 20 см стенки шурфа: а — фрагмент фото отложений, б — литологическая колонка, в — колонка типов пород по классификации Н.А. Качинского, з — диаграмма гранулометрического состава

визуальное подобие наблюдаемому геологическому разрезу в стенке шурфа (рис. 1). Для каждой выборки, отвечающей слою, были по формулам рассчитаны основные статистические параметры: среднее арифметическое по ДП $\bar{\epsilon}$ и проводимости $\bar{\sigma}$, дисперсия $D[X]$, которые затем будут использоваться как основные электромагнитные характеристики слоя [Пузаченко, 2004].

В результате числовые таблицы преобразовались в цветные модели по ДП, в которой было выделено 7 слоев, и по проводимости с 4-мя слоями. Свойства каждого слоя определялись средним значением ДП $\bar{\epsilon}$ и проводимости $\bar{\sigma}$ в нем. В таблице представлены

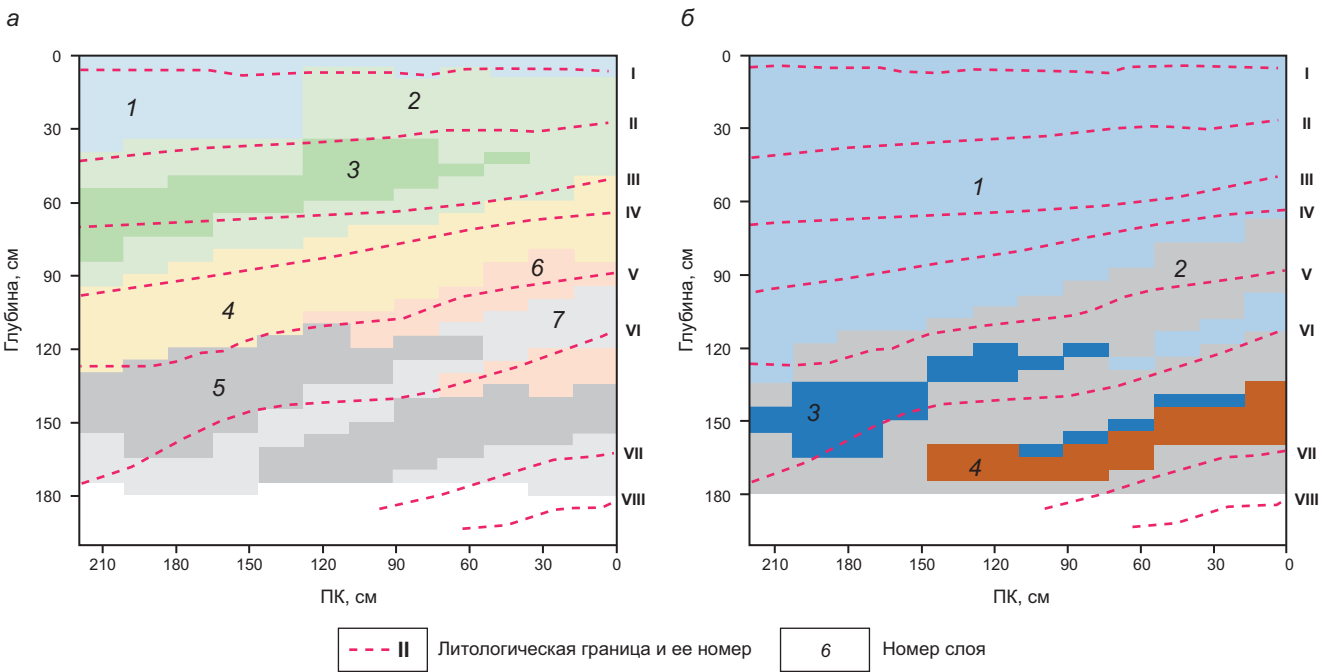


Рис. 3. Ячеистые модели по диэлектрической проницаемости (а) и проводимости (б) с наложенными литологическими границами

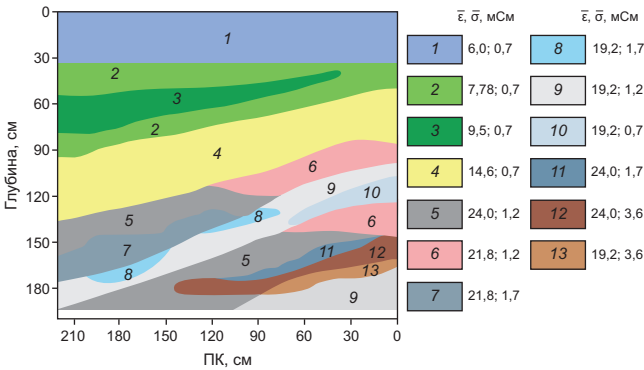


Рис. 4. Итоговая ЭФМ с указанием электромагнитных свойств слоев (1–13)

статистические параметры выборок для каждого слоя по моделям.

3 этап. Полученные цветовые модели на этапе 2 объединялись — 4 слоя, различных по проводимости были наложены на модель ДП. Слои по ДП, которые попали в пределы одного слоя по проводимости, сохранялись. Те слои, в пределах которых проводимость изменялась, разбивались на дополнительные зоны. Например, на слой 5 по ДП накладываются слои 2 и 3 по проводимости, поэтому на итоговой модели слой 5 будет поделен на два.

4 этап. Далее, исходя из особенностей загрузки входной модели в программу gprMax, была составлена итоговая цветная электрофизическая модель в формате .png на основе объединенных моделей на этапе 3 (рис. 4). Всего в итоговой ЭФМ было выделено 13 слоев, различных по ЭМС, идентификатором которых является цвет.

Лучевое моделирование. Лучевое моделирование используется для построения одиночных трасс однократных отражений по отдельным участкам

определенной выше ЭФМ, а именно на пикетах 200, 120, 80 и 20 см. Выбор данных пикетов обусловлен изменением свойств по латерали в стенке шурфа.

Для выполнения дальнейших математических операций лучевое моделирование предполагает выполнение следующих условий: среда является однородной горизонтально слоистой и на поверхность падает плоская волна.

Для построения модельной трассы однократных отражений используется сверточная модель трассы. Радарные данные $T(t)$ представляют собой совокупность полезного сигнала $S(t)$ и помех $n(t)$:

$$T(t) = S(t) + n(t). \tag{2}$$

В соответствии с теорией сигналов, полезный сигнал в приемнике георадара представляет собой результат операции свертки исходного зондирующего импульса с импульсной характеристикой среды в области времени [Владов, Судакова, 2017]:

$$T(t) = S_0(t) k(t), \tag{3}$$

где $S_0(t)$ — зондирующий импульс, $k(t)$ — импульсная характеристика среды.

Импульсная характеристика среды (ИХС) в случае пренебрежения сферическим расхождением и затуханием рассчитывалась по формуле коэффициента отражения с учетом проводимости, так как в разрезе присутствует ненулевая проводимость [Владов, Судакова, 2017]:

$$|K_{\text{отр}}| = \frac{\sqrt{(r_1 \cos a_1 - r_2 \cos a_2)^2 + (r_1 \sin a_1 - r_2 \sin a_2)^2}}{\sqrt{(r_1 \cos a_1 + r_2 \cos a_2)^2 + (r_1 \sin a_1 + r_2 \sin a_2)^2}}, \tag{4}$$

$$r_1 = \sqrt[4]{\epsilon_1^2 + \frac{\sigma_1^2}{\omega}}, \tag{5}$$

$$a_1 = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\sigma_1}{\varepsilon_1 \omega}, \quad (6)$$

где $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ — действительные части диэлектрические проницаемости в верхней и нижней среде, σ_1, σ_2 — проводимости в верхней и нижней среде, ω — круговая частота (400 МГц).

Двойные времена пробега вычислялись исходя из заданных мощностей Н и ЭМС ($\bar{\varepsilon}, \bar{\sigma}$) в заданной выше ЭФМ. В качестве зондирующего импульса $S_0(t)$ был принят импульс Риккера с центральной частотой $f = 400$ МГц, рассчитанный по формуле [Giannopoulos, 1997]:

$$S_0(t) = - \left(2\pi^2 f^2 \left(t - \frac{\sqrt{2}}{f} \right)^2 - 1 \right) e^{-\pi f \left(t - \frac{\sqrt{2}}{f} \right)^2}. \quad (8)$$

При построении ЭФМ с каждого пикета были сняты значения ДП, проводимости и мощностей слоев для составления моделей.

Используя операцию свертки ИХС и зондирующего импульса, была решена прямая задача для моделей на заданных пикетах. Полученные трассы были сопоставлены с отдельными трассами, полученными в ходе полноволнового моделирования в *gprMax*. Между трассами была рассчитана разность для определения поля кратных волн, а также к анализу добавлена полевая трасса.

Результаты и их обсуждение. Качественное сопоставление фрагмента полевой радарограммы с геологическими данными. В задачи исследования входит повышение информативности интерпретации георадарных данных, поэтому на примере сопоставления выделенных литологических границ в стенке шурфа и осей синфазности на фрагменте радарограммы, отвечающему размерам стенки шурфа, продемонстрируем их несоответствие между собой по трем признакам: количеству, глубине и форме. Для этого на полевую радарограмму были нанесены 8 литологических границ, выделенных в стенке шурфа и границы, проведенные по осям синфазности (ОС), номера слоев, а на ПК 20 см отдельно вынесены границы, снятые с колонки по гран. составу (рис. 5, а, б, в, г). Границы по осям синфазности проводились через каждые три видимые фазы, исходя из трехфазового зондирующего импульса, который был снят с отдельной полевой трассы (рис. 5, д).

Граница I находится в ближней зоне георадара (перекрывается прямой волной). Границы II и III имеют максимальное расхождение по глубине 8–12 см с ОС 2 и 3, также отличаются от них по форме и наклону, поэтому не могут быть соотнесены между собой. Литологические границы IV, V и VI имеют расхождения по глубине с соответствующими ОС 5, 7 и 8 в пределах вертикальной разрешающей способности 5–6 см и подобны им по наклону и форме, поэтому на данном этапе их можно считать «привязанными». Границам VII и VIII не отвечают никакие ОС в силу затухания сигнала. Стоит также отметить

наличие ОС внутри слоев, которым не отвечают выделенные литологические границы: ОС 4 в слое 4 и ОС 6 в слое 5. Также ни одна ОС не совпала с промежуточными границами по гранулометрии (белые засечки на ПК 20 см).

Качественное сопоставление геологических данных с электромагнитными измерениями в стенке шурфа. В данном разделе важно показать, как литологические границы и границы, проведенные по осям синфазности на радарограмме соотносятся с границами изменения электромагнитных свойств. Для этого полученные значения для каждой точки измерения диэлектрической проницаемости (ε) и проводимости (σ) в стенке шурфа были сохранены и оформлены в виде карт в программе *Surfer*, в координатах x, z (x — пикет, z — глубина) (рис. 6). Стоит обратить внимание на цветовые шкалы у карт, один цвет отвечает диапазону значений для цветовой однородности и возможности соотнесения границ изменения свойств с литологическими границами. Условно было выделено 6 диапазонов по значению ДП: 5–7 (очень низкие), 7–9 (низкие), 10–14 (средние), 15–20 (повышенные), 21–24 (высокие), более 25 — очень высокие. Также на карту ДП нанесены контуры зон, отличающихся по свойствам от окружающего их «диэлектрического слоя» с одним цветом. По проводимости выделили два диапазона: от 0,8 мСм до 1,3 мСм низкий, более 1,3 мСм — высокий.

Проведем качественный сравнительный анализ границ также по трем признакам: глубина, форма и наклон.

Литологические границы I, II, III и ОС 1, 2 находятся в области, где не наблюдается видимого (по цвету) изменения ЭМС. Границы IV, V и VI, привязанные к ним соответственно ОС 5, 7 и 8 соотносятся с границами изменения как диэлектрических, так и проводящих свойств по глубине, форме и наклону. ОС 3, 4 и 6, находящиеся внутри литологических слоев, проходят по контурам зон локального изменения ДП. Границы VII и VIII отчетливо оконтуривают слой по ДП с повышенными значениями и низкими по электропроводности, однако на этих глубинах, как было показано выше, ОС не наблюдается.

Стоит отметить, что при таком качественном сопоставлении, несмотря на знание о распределении свойств, могут быть неточности, связанные с выбором цветовой шкалы. Поэтому, для того чтобы количественно оценить влияние контрастов ЭМС в изучаемом разрезе на формирование волнового поля и конечное отражение на полевой радарограмме была решена прямая задача по построенной ЭФМ.

Сопоставление модельной и полевой радарограмм. На рис. 7 приведены результаты сопоставления отражений на модельной и полевой радарограммах с границами на ЭФМ, которым для удобства сравнения были присвоены различные цвета и номера. Всего было определено и приведено в соответствие между этими данными 6 границ. Модельная и полевая радарограмма приведены к од-

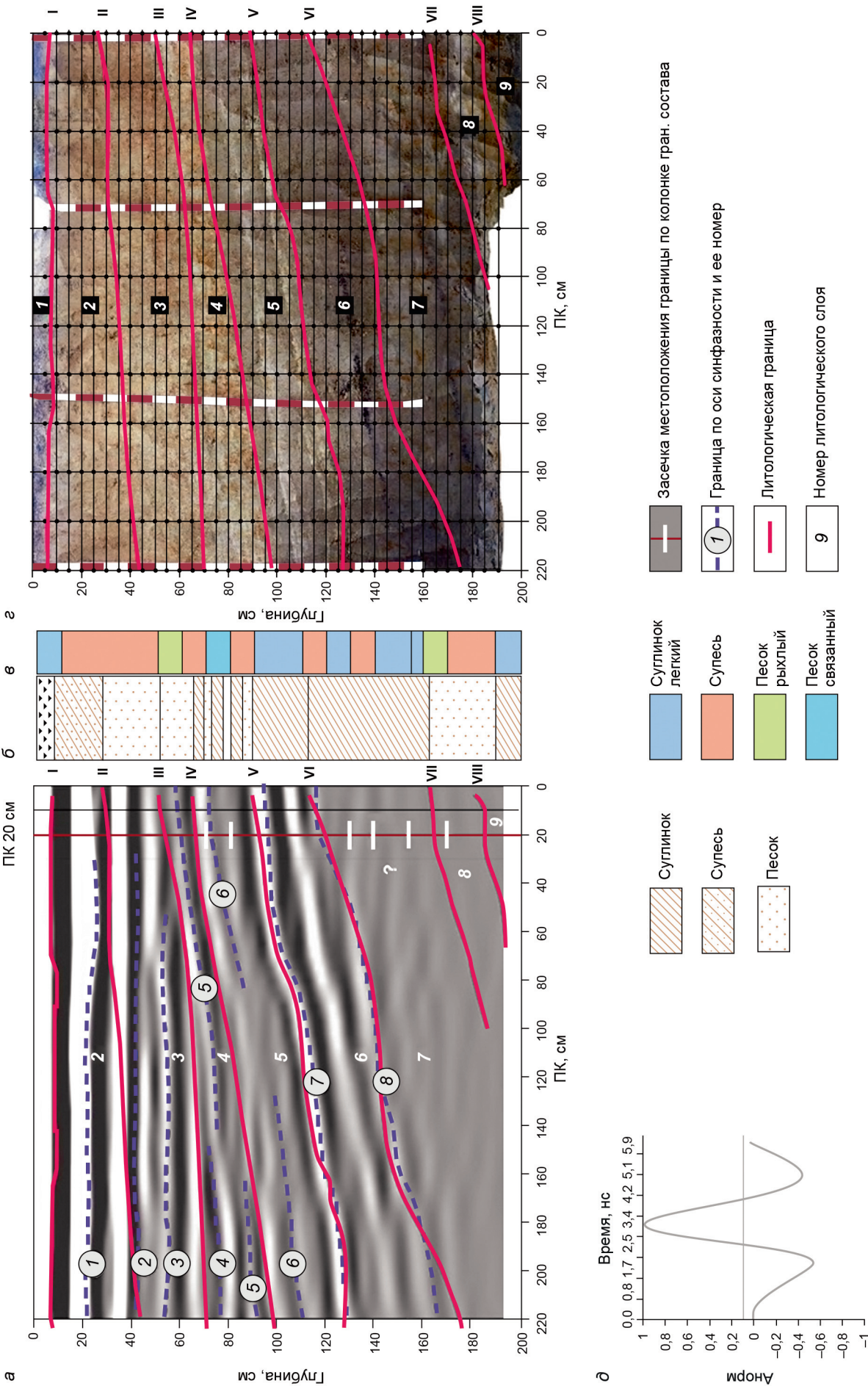


Рис. 5. Общий вид фрагмента радарограммы и стенки шурфа с геологической информацией: а — фрагмент полевой радарограммы по границам шурфа с наложенными литологическими границами, б — литологическая колонка, в — колонка типов пород по гранулометрии на ПК 20 см; д — фото стенки шурфа; д — трехфазовый импульс антенны ОКО

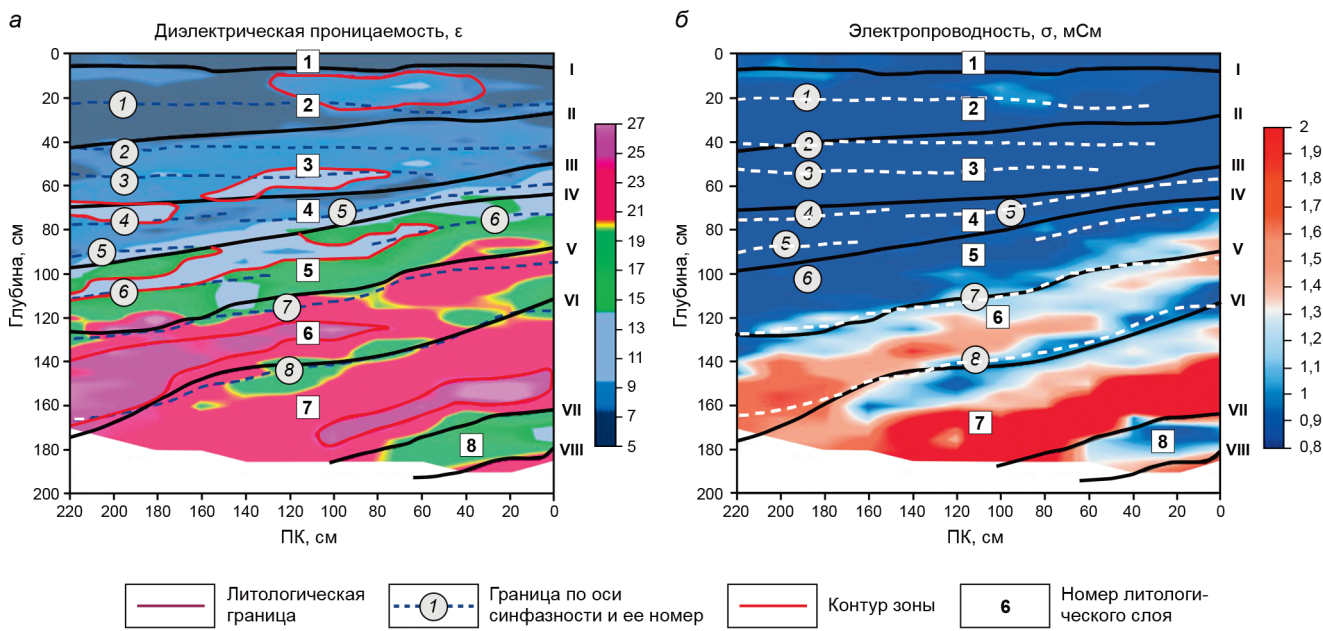


Рис. 6. Карты измеренных электромагнитных параметров: а — диэлектрической проницаемости, б — электропроводности

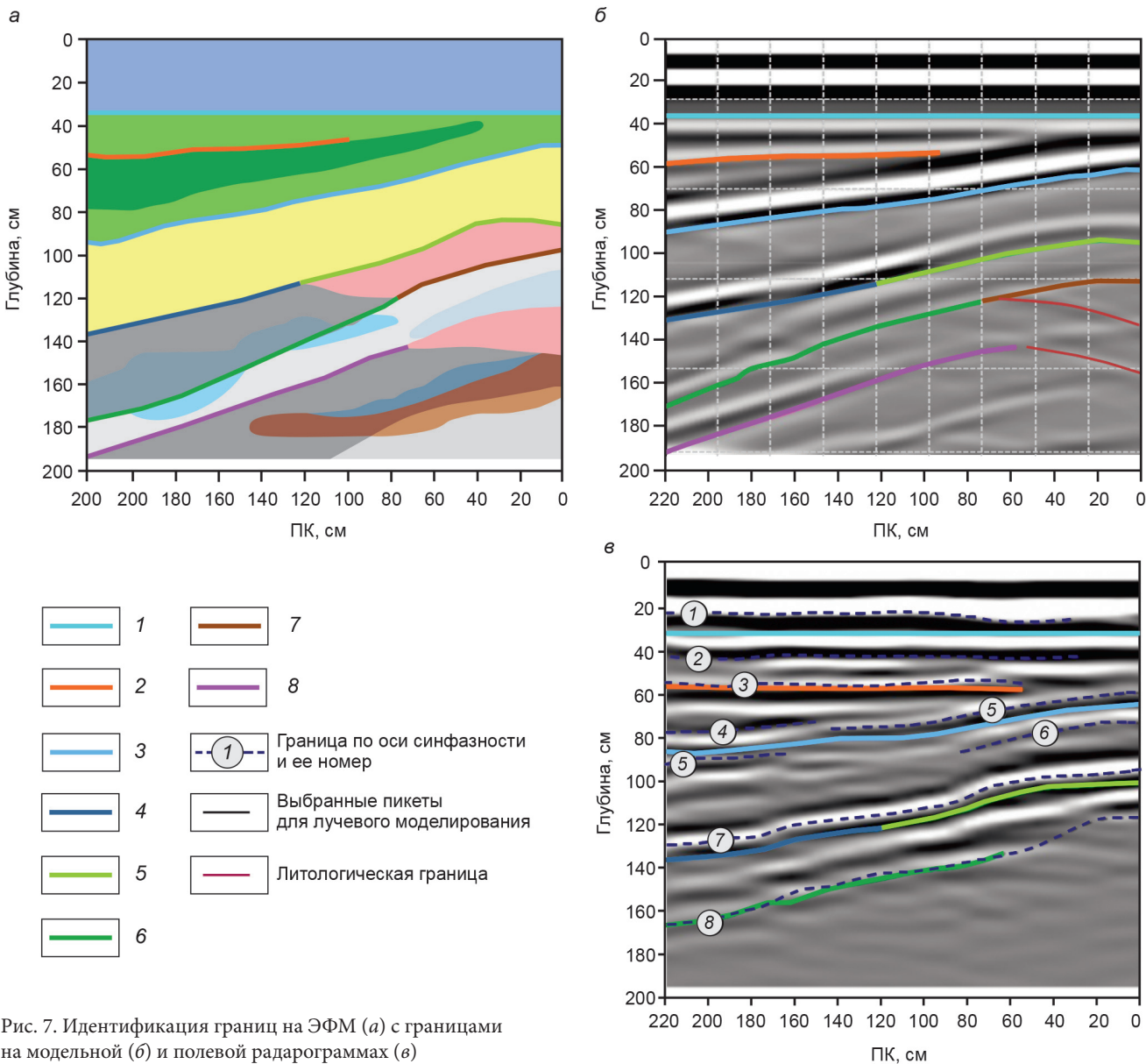


Рис. 7. Идентификация границ на ЭФМ (а) с границами на модельной (б) и полевой радарограммах (в)

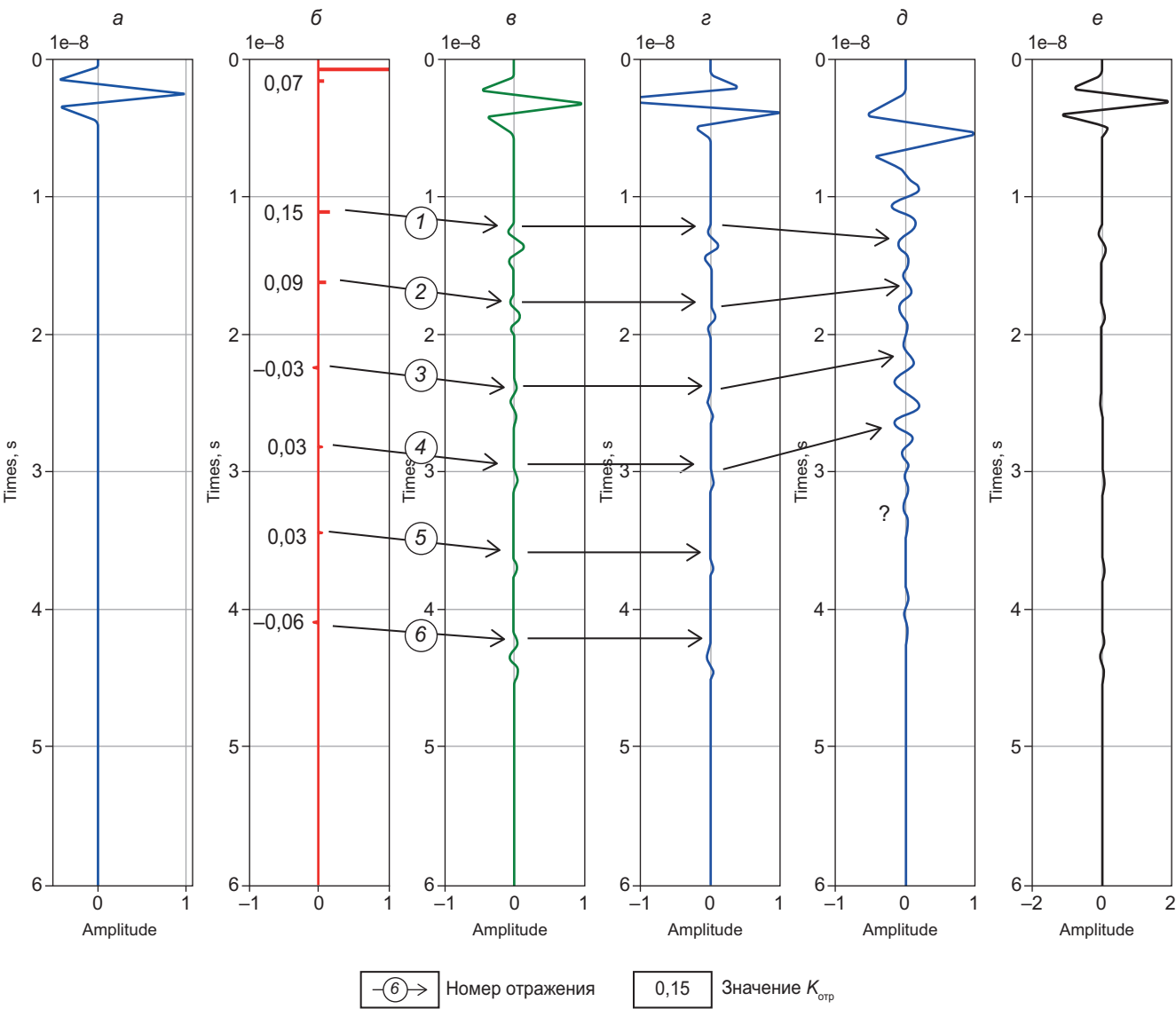


Рис. 8. Идентификация границ на ЭФМ (*a*) с границами на модельной (*б*) и полевой радарограммах (*в*)

ному глубинному масштабу, при переводе в глубину использовалась ДП=11.

Отмеченные границы на радарограммах проводились через каждые три фазы, все они соответствуют глубинам границ на ЭФМ, это говорит о том, что выбранное изначально для перевода эффективное значение ДП=11 при данных условиях является достаточным для привязки. Важно отметить, что ОС 5, 7 и 8 соотносятся с границами по ЭФМ, которые, как было показано выше, привязаны к литологическим границам IV, V и VI. ОС 3 соответствует границе 2 на ЭФМ, то есть находится в месте изменения ЭМС, но не литологии. ОС 4 и 6 не отвечают никакие границы на ЭФМ, что может быть связано с несовершенством выбранной модели и/или погрешностями измерений.

Далее рассмотрим результаты сравнения трасс по лучевому и полноволновому моделированию для количественной оценки контрастов ЭМС в отложениях стенки шурфа и анализа волнового поля на примере ПК 20 см (рис. 8).

Было установлено, что контрасты ЭМС отложений в стенке шурфа принимают значения от минимального $|K_{отр\ min}| = 0,03$ до максимального $|K_{отр\ max}| = 0,15$. Границы с такой отражательной способностью проявляются на модельных и полевых данных в виде осей синфазности отраженных волн. Остатки амплитуд волнового поля, определяемые по разности, составляют от $-0,03$ до $0,05$, что доказывает отсутствие поля кратных волн в данном разрезе. Изменения проводимости оказывают пренебрежимо малое влияние на значение $K_{отр}$. Полноволновое моделирование с затуханием подтверждает значительное уменьшение амплитуд за счет увеличения проводимости на глубинах больших 120 см, что объясняет отсутствие осей синфазности на полевых данных, несмотря на наличие там контрастов.

При сравнении с полевой трассой первое отражение трудно обнаружить, так как до 15 нс на трассе наблюдаются амплитуды, которых нет на модельных трассах. На этих же временах не происходит изменения ЭМС. Второе отражение на полевой трассе

похоже по форме импульса на модельные данные. Отражения 3 и 4 в диапазоне 20–30 нс также подобны по форме модельным, однако имеют намного большую амплитуду. Остальные отражения ниже 30 нс на полевой трассе не прослеживаются.

Заключение. В изучаемом песчано-глинистом разрезе диэлектрическая проницаемость изменяется от 5 до 27, а проводимость от 0,7 до 3,6 мСм. Степень изменения этих свойств на границах определяет их отражательную способность, численно равную коэффициенту отражения, который изменяется по модулю от 0,03 до 0,15. Это означает, что разрез в электрофизическом смысле является слабоконтрастным, и в волновом поле кратных электромагнитных волн не образуется. Путем решения прямой задачи было показано, что построенная на основе контрастов электромагнитных свойств ЭФМ отвечает наблюдаемому волновому полю — полевой радарограмме. Согласованность границ на ЭФМ, модельной и полевой радарограммах также означает, что эффективное значение ДП, определенное по методу ОГТ достаточно для глубинной привязки в пределах разрешающей способности георадара. Поэтому в условиях данного слабоконтрастного разреза расхождение по глубине наблюдаемых осей синфазностей на полевой радарограмме с литологическими границами связано не столько с неточным выбором ДП при пересчете в глубины, сколько с изначальным смещением контрастов электрофизических свойств относительно границ. А различия по

количеству литологических границ и осей синфазностей объясняются наличием внутри литологических слоев диэлектрических неоднородностей, на границах которых может происходить отражение электромагнитных волн. Другая причина различий в количестве — наличие ненулевой проводимости в разрезе, которая приводит к затуханию сигнала и, как было показано при сопоставлении трасс, отсутствию осей синфазностей ниже 120 см при величине контрастов свойств 0,06.

Информативность интерпретации была повышена за счет сведений об электромагнитных свойствах отложений изучаемого разреза и использования инструмента моделирования. Это можно показать на примере: литологические границы IV, V и VI можно уверенно приводить в соответствие с осями синфазности на радарограмме, так как они приурочены к границам изменения электромагнитных свойств; остальные же оси синфазности будет некорректно привязывать к другим литологическим границам, так как они приурочены к контрастам свойств, не связанных с изменением литологии.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Рязанцеву П.А., Шилову П.М., Матасову В.М., Шашериной Л.В., Лобачевой Д.М., Юрченко А.П., МIRONENKO И.В., Федину А.В. за помощь в создании материалов статьи.

Финансирование. Работы произведены за счет гранта Российского научного фонда № 22 77-00049, <https://rscf.ru/project/22-77-00049/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений: Учебное пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.

Калинкевич А.А., Кутуза Б.Г., Марчук В.Н. и др. Много-частотная радиолокация «Эффективной» влажности почвы // Радиолокация. 2018. С. 193–208.

Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. Акад. наук СССР. Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1958. 192 с.

Пузаченко Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях. М.: Академия, 2004. 416 с.

Сизова Т.М. Статистика: учебное пособие. СПб.: СПб НИУ ИТМО, 2013. 176 с.

Снопков С.В., Давыденко Ю.А. Использование геофизических методов при поиске и изучении памятников древней металлургии железа в Приольхонье (Западный берег Байкала) // Геоархеология и археологическая минералогия. 2019. С. 35–39.

Bobrov N., Titov A., Krekhov A. GPR studies of the thermocline on fresh-water lakes // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019. 2019. P. 829–838.

Botha G., Bristow C., Porat N., et al. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa // Geological Society, London, Special Publications. Vol. 211. 2003. P. 29–46.

Bradford J., Johnson C., Brosten T., et al. Imaging thermal stratigraphy in freshwater lakes using georadar // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34.

Finlay P.I., Parry N.S., Proskin S.A., Mickle R.J. An Overview of Ice Profiling Using Ground Penetrating Radar (GPR) // Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. 2008.

Giannopoulos A. The Investigation of Transmission-Line Matrix and Finite-Difference Time-Domain Methods for the Forward Problem of Ground Probing Radar. 1997. PhD thesis, University of York.

Krylov S., Bobrov N., Pryakhina G., et al. Peculiarities of distribution and transformation of water in the Keret' River tidal estuary // Russian Meteorology and Hydrology. Vol. 39. 2014. 677–684.

Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Friedman S.P. A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry // Vadose Zone Journal. 2003. P. 444–475.

Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines // Water Resources Research. 1980. Vol. 16, No. 3. P. 574–582.

Van Dam R.L., Schlager W., Dekkers M.J., Huisman J.A. Iron oxides as a cause of GPR reflections // Geophysics. 2002. Vol. P. 536–45.

Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I. GprMax: Open-source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar // Computer Physics Communications. 2016. Vol. 209. P. 160–173.

Статья поступила в редакцию 10.03.2025, одобрена после рецензирования 12.03.2025, принята к публикации 28.08.2025

УДК 550.837.211

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-124-132

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТЬЮ КОМПОНЕНТ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ РАБОТ В РАЙОНЕ ИЛЬМЕНСКОЙ КОРОВОЙ АНОМАЛИИ

Виктор Александрович Куликов¹, Дмитрий Викторович Епишкин²,
Анна Павловна Ионичева³, Наталья Максимовна Шагарова^{4✉},
Михаил Игоревич Ширяев⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vic@nw-geophysics.ru

² Центр геоэлектromагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Россия; dmitri_epishkin@mail.ru

³ Центр геоэлектromагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Россия; yaroslavtseva.anna@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nataliashagarova@yandex.ru ✉

⁵ Центр геоэлектromагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Россия; shiriaev_misha@mail.ru

Аннотация. В статье приводятся результаты сопоставления спектральной плотности компонент магнитотеллурического поля в широком частотном диапазоне и солнечной активности. В расчетах использовались данные магнитотеллурического зондирования, полученные группой сотрудников кафедры геофизики Геологического факультета Московского государственного университета и Центра геоэлектromагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук в центральной части Восточно-Европейской платформы в период с 2020 по 2024 гг. Измерения проводились как в летний, так и в зимний периоды с однотипной аппаратурой. Обработка всех магнитотеллурических данных была выполнена в программе EPI-KIT. Полученные корреляционные зависимости важны для учета прогноза солнечной погоды при планировании полевых работ.

Ключевые слова: магнитотеллурическое поле, солнечная активность, магнитотеллурические зондирования

Для цитирования: Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., Шагарова Н.М., Ширяев М.И. Корреляция между спектральной плотностью компонент магнитотеллурического поля и солнечной активностью на примере работ в районе Ильменской коровой аномалии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 124–132.

CORRELATION BETWEEN THE SPECTRAL DENSITY OF THE MT FIELD COMPONENTS AND SOLAR ACTIVITY ON THE EXAMPLE OF WORKS NEAR THE ILMEN CRUSTAL ANOMALY

Viktor A. Kulikov¹, Dmitriy V. Epishkin², Anna P. Ionicheva³,
Natalya M. Shagarova^{4✉}, Mihail I. Shiryayev⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vic@nw-geophysics.ru

² Geoelectromagnetic Research Center Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Troitsk, Russia; dmitri_epishkin@mail.ru

³ Geoelectromagnetic Research Center Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Troitsk, Russia; yaroslavtseva.anna@gmail.com

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nataliashagarova@yandex.ru ✉

⁵ Geoelectromagnetic Research Center Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Troitsk, Russia; shiriaev_misha@mail.ru

Abstract. The article presents the results of comparing the spectral density of the MT field components in a wide frequency range and solar activity. The calculations used the MTS data obtained by a group of employees of the Department of Geophysics of the Faculty of Geology of Moscow State University and GEMRC IPE RAS in the central part of the East European Platform in the period from 2020 to 2024. Measurements were carried out both in summer and in winter with the same type of equipment. The processing of all MT data was performed in the EPI-KIT program. The obtained correlations are important for taking into account the forecast of sun weather when planning field work.

Keywords: MT field, solar activity, magnetotelluric sounding

For citation: Kulikov V.A., Epishkin D.V., Ionicheva A.P., Shagarova N.M., Shiryayev M.I. Correlation between the spectral density of the MT field components and solar activity on the example of works near the Ilmen crustal anomaly. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 124–132. (In Russ.).

Введение. Магнитотеллурические (МТ) методы основаны на изучении естественного переменного электромагнитного (ЭМ) поля Земли различной частоты. МТ поле порождается электрическими токами в ионосфере и магнитосфере Земли, грозowymi разрядами и другими источниками, находящимися на достаточном удалении от точки наблюдения. Природа низкочастотного (ниже 1 Гц) МТ поля основана на взаимодействии солнечного ветра (исходящего от Солнца и изменяющегося во времени потока заряженных частиц) с магнитосферой и ионосферой Земли. Будучи в целом электрически нейтральным, при достижении магнитосферы Земли поток частиц солнечного ветра разделяется на потоки по-

ложительно и отрицательно заряженных частиц, закручивающиеся вдоль силовых линий магнитного поля и затекающие в ионосферу в полярных областях [Электроразведка..., 2018].

Авторами была поставлена задача проверить связь между спектральной плотностью компонент МТ поля и солнечной активностью на большой выборке реальных полевых измерений. Все данные, использованные в расчетах, были получены на относительно небольшом участке в центре Восточно-Европейской платформы (рис. 1) в течение первой фазы 25-го 11-летнего цикла солнечной активности (закон Швабе-Вольфа), когда происходил ее быстрый и заметный рост (с 2020 по 2024 гг.).

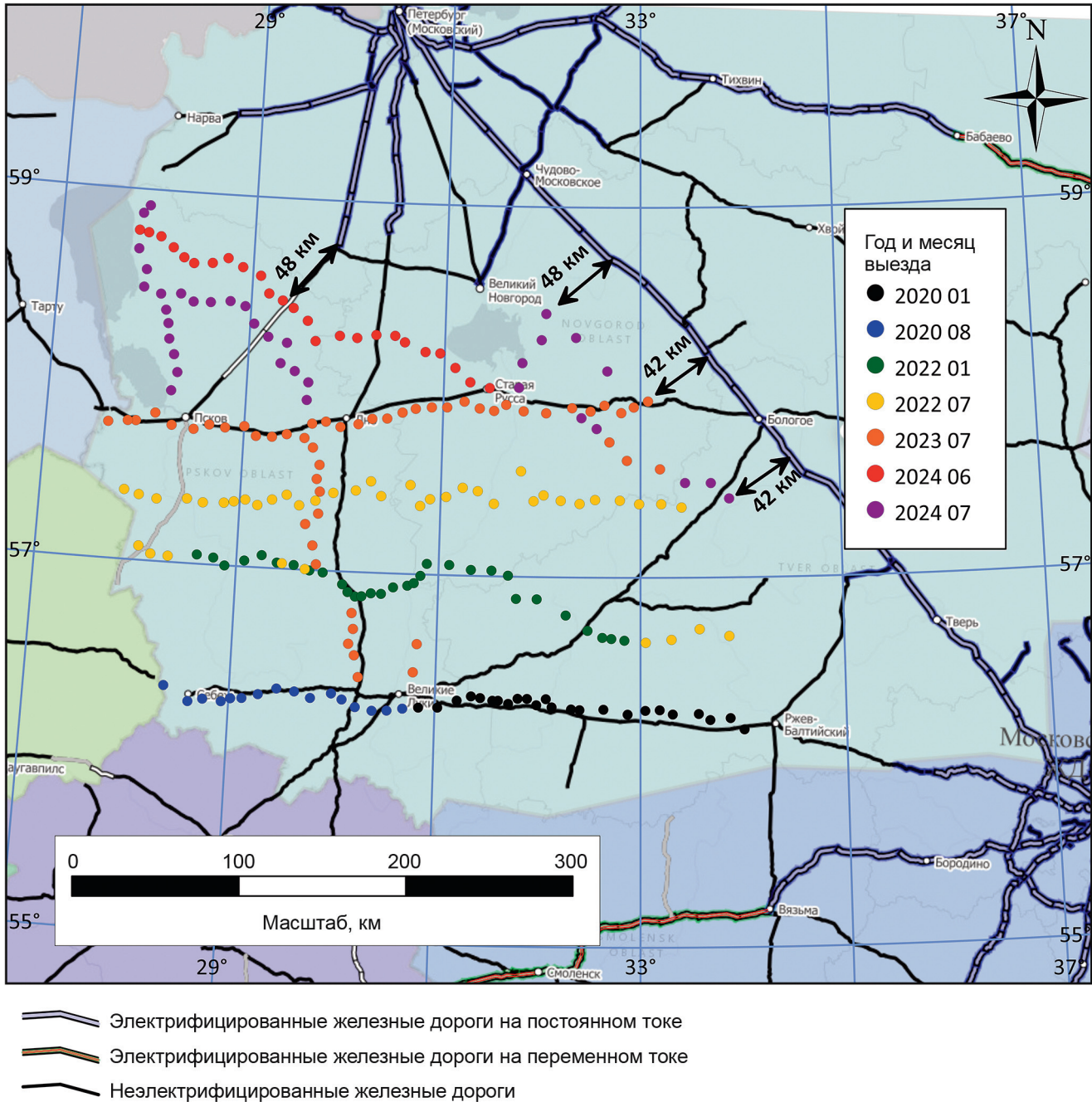


Рис. 1. Положение точек измерений методом МТЗ на фоне карты железных дорог

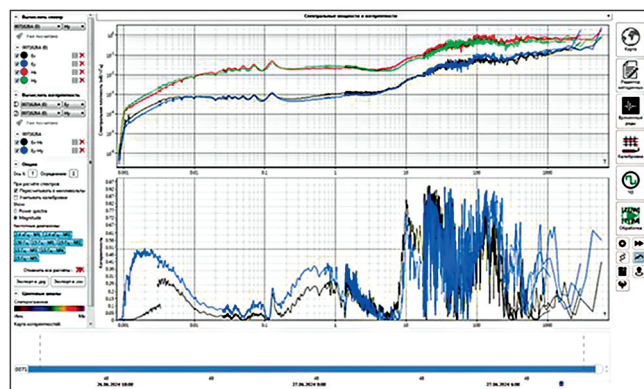


Рис. 2. Рабочее окно программы EPI-KIT. Модуль «Анализ данных». Вверху — спектральные мощности четырех компонент МТ поля, внизу — оценка когерентности между ортогональными компонентами E_x , H_x и E_y , H_y

Измерения проводились с однотипной МТ аппаратурой, а обработка данных выполнялась с помощью одного комплекса программ EPI-KIT и MT-Corrector (ООО «Северо-Запад»). Важной особенностью данных измерений является удаленность (~40 км) от точек зондирования электрифицированных железных дорог, которые на более близких расстояниях существенно влияют на ЭМ поле и могут приводить к завышению спектральной плотности [Епишкин, 2018]. Отметим также, что для достоверности результата измерения проводились как в летний, так и в зимний период.

Полученные корреляционные зависимости важны для учета прогноза солнечной погоды при планировании полевых работ.

Фактический материал. Измерения методом МТЗ в западной части Восточно-Европейской платформы проводились группой сотрудников кафедры геофизики Геологического факультета МГУ и Центра геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) с участием студентов и аспирантов. С января 2020 г. по август 2024 г. было организовано семь экспедиций — две зимних и пять летних, результаты которых публиковались авторами ранее [Куликов и др., 2021, 2023, 2024]. Общий объем измерений составил примерно 230 ф.н. МТЗ. На карте фактического материала (рис. 1) представлено распределение точек наблюдений по отдельным экспедициям.

Параллельно с измерениями на рядовых точках проводились измерения с теми же параметрами записи и с той же аппаратурой на базовой точке, расположенной на учебно-научном полигоне Геологического факультета МГУ в д. Александровка Калужской области.

Регистрация компонент МТ поля осуществлялась с помощью электроразведочных станций МЭРИ-ПРО, разработанных в компании ООО «Северо-Запад», с использованием индукционных датчиков IMS-010 и IMS-015 производства ООО «Вега».

На рис. 1 видно, что ближайшими электрифицированными железными дорогами (ЭЖД) являются Октябрьская, Минская и дороги, соединяющие г. Санкт-Петербург с городами Луга и Новгород. Минимальное расстояние до Октябрьской ЭЖД составляет 42 км.

Программное обеспечение. Для обработки временных рядов МТ поля и получения спектров отдельных компонент использовалась программа EPI-KIT, разработанная в компании ООО «Северо-Запад» (автор Епишкин Д.В.).

Вычисление спектров (рис. 2) в данной программе происходит следующим образом: выбирается окно фиксированной длины; задается шаг его движения по временному ряду; для каждого положения убирается линейный тренд, затем выполняется преобразование Фурье с использованием одной из оконных функций (возможно — прямоугольная, Хемминга, Блэкмана-Наталла, Гаусса, плосковершинная). Использование оконных функций уменьшает эффект рассеивания спектральной энергии на соседние частоты.

Для более точной оценки импеданса используется расчет спектров в окнах разной длины. Для нахождения передаточных функций на малых периодах используются окна малой длины, для больших периодов используются, соответственно, большие окна. Самые высокие и самые низкие частоты для каждого окна отбрасываются по причине их сильной искаженности [Епишкин, 2018].

Также в работе использовалась программа QC-QA, предназначенная для оперативного контроля и оценки качества результатов обработки магнитотеллурических данных, разработанная в ООО «Северо-Запад». Критерии, которые используются для оценки качества в программе, выработаны на основе опыта, полученного сотрудниками кафедры геофизики Геологического факультета МГУ и компании ООО «Северо-Запад» за несколько десятилетий МТ наблюдений.

Параметры солнечной активности. *Солнечные вспышки.* Один из главных показателей солнечной магнитной активности — количество солнечных пятен. Солнечные пятна являются областями выхода в фотосферу сильных магнитных полей. Потемнение фотосферы в пятнах обусловлено подавлением магнитным полем конвективных движений вещества и, как следствие, снижением потока переноса тепловой энергии в этих областях. Когда пятен много, существует высокая вероятность того, что произойдет солнечная вспышка. Всплеск излучения, достигая Земли, вызывает сильные возмущения ее магнитного поля. Вспышки также порождают поток радиации во всех диапазонах электромагнитного спектра, от радиоволн до рентгеновских и гамма-лучей [Солнечная..., 2024].

Солнечный цикл связан с частотой появления пятен, их активностью (от минимума, включая полное отсутствие, до нескольких сотен при максимуме)

и сроком жизни. Один цикл охватывает примерно 11 лет (рис. 3).

В последние годы часто используют классификацию, основанную на измерениях амплитуды теплового рентгеновского всплеска в диапазоне энергий 0,5–10 кэВ (с длиной волны 0,5–8 Å). Классификация была предложена в 1970 г. Д. Бейкером [Priest, 1981]. По этой классификации солнечной вспышке присваивается балл — обозначение из латинской буквы и индекса за ней. Буквой может быть A, B, C, M или X в зависимости от величины достигнутого всплеска пика интенсивности рентгеновского излучения. Интенсивность излучения для вспышек: $A < 10^{-7}$ Вт/м², $B = 10^{-7} - 10^{-6}$ Вт/м², $C = 10^{-6} - 10^{-5}$ Вт/м², $M = 10^{-5} - 10^{-4}$ Вт/м², $X = 10^{-4} - 10^{-3}$ Вт/м². Вспышка класса M1 в 10 раз мощнее C1, а X1 в 10 раз мощнее M1 и в 100 раз мощнее C1. Индекс указывает, во сколько раз вспышка сильнее нулевого уровня [Сотникова, 2013].

Индексы геомагнитной активности. К-индекс — индекс геомагнитной активности, измеряемый в месте, где установлен магнитометр. Индекс изменяется в зависимости от отклонений возмущения более неустойчивой горизонтальной компоненты поля и вычисляется в совокупности показателей каждые три часа. Минимальное значение индекса равно нулю, что означает спокойное магнитное поле, максимальное значение равно 9, что означает, что на Земле действовала экстремальная магнитная буря. Амплитуда показателей для составления индекса зависит от геомагнитной широты наблюдения.

К-шкала является квазилогарифмической, т. е. возрастание К с 8 до 9 баллов означает гораздо большее увеличение возмущения, чем с 1 до 2 баллов.

K_p индекс — усредненное значение для каждого трех часов, строится на основе стандартизированных измерений двух горизонтальных компонент геомагнитного поля, наблюдаемых в 13 магнитных обсерваториях, расположенных в субавроральной зоне между 48 и 63 градусами северной и южной широт. Учитывается и локальное время каждой из станций измерения.

A_p индекс вычисляется по значениям K_p индекса и представляет изменение наиболее возмущенного элемента магнитного поля D или H в трехчасовом интервале времени на среднеширотных станциях. A_p индекс называют планетарной амплитудой в трехчасовом интервале.

A_p индекс изменяется в интервале от 0 до 400 и представляет значения K_p , преобразованные к линейной шкале в нанотеслах (нТл), которая показывает эквивалентное возмущение амплитуды на станции (при К = 9 имеет нижний предел в 400 нТл). A_p индекс получается осреднением восьми значений A_p за день и является эквивалентной среднесуточной планетарной амплитудой возмущения магнитного поля Земли с линейной шкалой [Описание..., 2024].

Методика анализа данных. На первом этапе была проведена оценка плотности спектров 4-х компонент

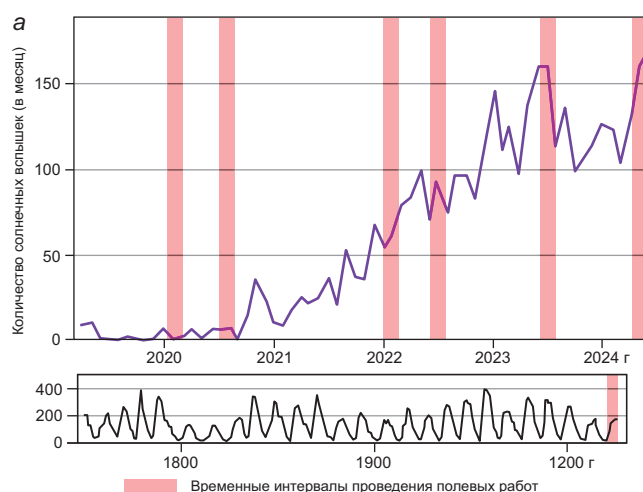


Рис. 3. Количество солнечных вспышек в месяц: а — с 2019 по 2024 гг.; б — с 1755 по 2024 гг. [История..., 2024]

МТ поля (E_x , E_y , H_x , H_y) на каждой точке с детальным шагом по частоте. Далее весь частотный диапазон измерений ($10^{-3} - 10^3$ Гц) был разбит на шесть поддиапазонов, в границах которых было проведено осреднение значений плотности спектров: ВЧ1 ($10^3 - 10^2$ Гц); ВЧ2 ($10^2 - 10^1$ Гц); СЧ1 ($10^1 - 10^0$ Гц); СЧ2 ($10^0 - 10^{-1}$ Гц); НЧ1 ($10^{-1} - 10^{-2}$ Гц); НЧ2 ($10^{-2} - 10^{-3}$ Гц).

Ежедневно регистрация проводилась на нескольких точках МТЗ, поэтому на следующем этапе было проведено осреднение результатов, полученных в течение одного дня наблюдений.

Предварительные оценки первичных данных по когерентности показали, что качество широтных и меридиональных компонент поля примерно одинаковое, поэтому на следующем этапе было выполнено осреднение по двум компонентам.

Итогом обработки стала электронная база данных, где для каждого дня измерений было получено по шесть значений плотности спектра магнитного и электрического поля (по одному значению на каждую частотную декаду). Эти значения сопоставлялись с параметрами солнечной активности.

На последнем этапе осреднялись значения по каждой экспедиции, которые затем сопоставлялись со средними показателями солнечной активности за тот же период.

Сравнение между МТ данными и параметрами солнечной активности проводилось на основе корреляционного анализа и в графическом виде.

Предназначение корреляционного анализа сводится к выявлению наличия зависимости между различными факторами. Если зависимость установлена, то определяется коэффициент корреляции. Коэффициент корреляции варьируется в диапазоне от +1 до -1. Положительный коэффициент корреляции от 0,75 до 1 показывает сильную статистическую зависимость между двумя величинами, от 0,5 до 0,75 — среднюю, от 0,25 до 0,5 — слабую.

Результаты анализа. За период измерений с января 2020 г. по июль 2024 г. солнечная активность су-

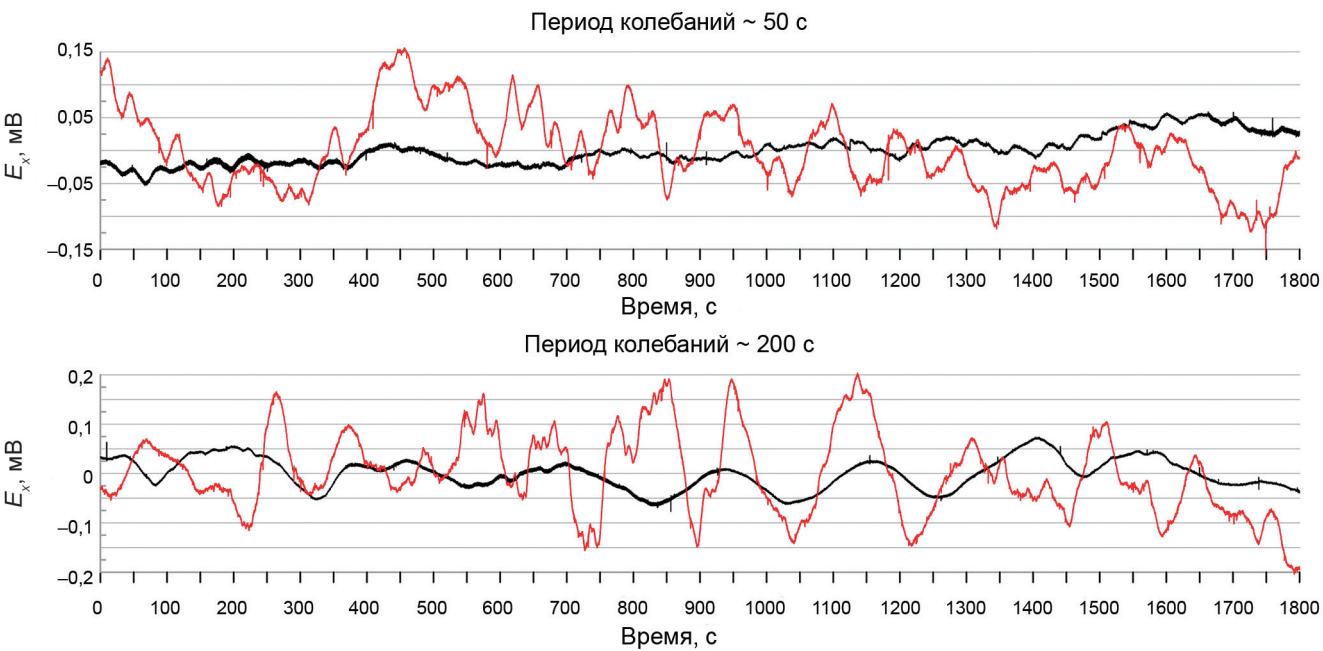


Рис. 4. Фрагменты временных рядов компоненты электрического поля в период низкой (2020 г., черный цвет) и высокой (2023 г., красный цвет) солнечной активности

Таблица 1
Средние дневные значения индексов солнечной активности и качества результатов обработки данных МТЗ по оценкам программы QC-QA

Выезды	Кол-во точек	Даты	K_p	A_p	РП	C+M+X	QC-QA
1	24	26.01.2020–01.02.2020	2,6	5,2	1,03E-08	0	3,5
2	16	11.08.2020–15.08.2020	1,4	3,8	1,69E-08	0	3,7
3	31	26.01.2022–02.02.2022	3,5	10	5,15E-07	12	3,8
4	43	08.07.2022–19.07.2022	3	9	1,04E-06	14	4,1
5	53	08.07.2023–21.07.2023	3,1	9,2	1,70E-06	28	4,3
6	25	20.06.2024–27.06.2024	2,6	9,3	2,39E-06	22	4,4
7	35	15.07.2024–23.07.2024	2,3	5,4	2,19E-06	51	4,4

Примечания: K_p , A_p — индексы геомагнитной активности; РП — интенсивность рентгеновского потока в Вт/м²; C+M+X — среднее количество солнечных вспышек в день; QC-QA — качество результатов обработки данных МТЗ по 5-бальной шкале.

щественно выросла, что выражается и в количестве солнечных вспышек разного класса, и в интенсивности рентгеновского потока, и в средних значениях геомагнитной активности (табл. 1). Если во время зимних и летних работ 2020 г. не было зафиксировано ни одной солнечной вспышки класса С, то во время второго летнего выезда 2024 г. за 9 дней экспедиции произошло 72 вспышки класса С, 29 вспышек класса М и 1 вспышка класса Х.

Средний уровень рентгеновского излучения во время измерений в 2020 г. не превышал 2·10⁻⁸ Вт/м², и вырос за 4 года на два порядка, до 2·10⁻⁶ Вт/м².

Таблица 2
Коэффициенты корреляции между плотностью спектров МТ полей, параметрами солнечной активности и качеством результатов обработки данных по оценкам программы QC-QA (осреднение по всем записям)

ЧД	Магнитное поле					Электрическое поле				
	K_p	A_p	РП	Вспышки	QC-QA	K_p	A_p	РП	Вспышки	QC-QA
ВЧ1	-0,1	0,0	0,3	0,3	0,3	-0,1	0,0	0,5	0,5	0,5
ВЧ2	-0,1	0,0	0,6	0,4	0,5	-0,1	0,0	0,3	0,3	0,3
СЧ1	0,0	0,1	0,6	0,4	0,6	0,0	0,1	0,4	0,4	0,4
СЧ2	0,3	0,4	0,7	0,4	0,6	0,0	0,1	0,5	0,4	0,3
НЧ1	0,5	0,5	0,2	0,0	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,5
НЧ2	0,6	0,7	0,3	0,1	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5

Примечания. ЧД — частотный диапазон; РП — интенсивность рентгеновского потока в Вт/м²; Вспышки — сумма солнечных вспышек с учетом коэффициента С (1), М (10), Х (100); QC-QA — качество результатов обработки данных МТЗ по 5-бальной шкале; 0,8 — высокая корреляционная зависимость; 0,6 — средняя корреляционная зависимость; 0,3 — слабая корреляционная зависимость; 0,1 — корреляционная зависимость отсутствует.

Средний уровень K_p -индекса изменялся во время экспедиций от 1,4 до 3,5, а A_p -индекса от 3,8 до 10. В целом, наблюдается рост геомагнитной активности с 2020 по 2024 гг., но не линейный и не значительный. При сравнении записей разных лет становится заметна существенная разница в амплитуде колебаний МТ поля на разных частотах (рис. 4).

Качество результатов обработки данных МТЗ неуклонно росло с 2020 г. от средней оценки 3,5 до средней оценки 4,4 (табл. 1, рис. 5).

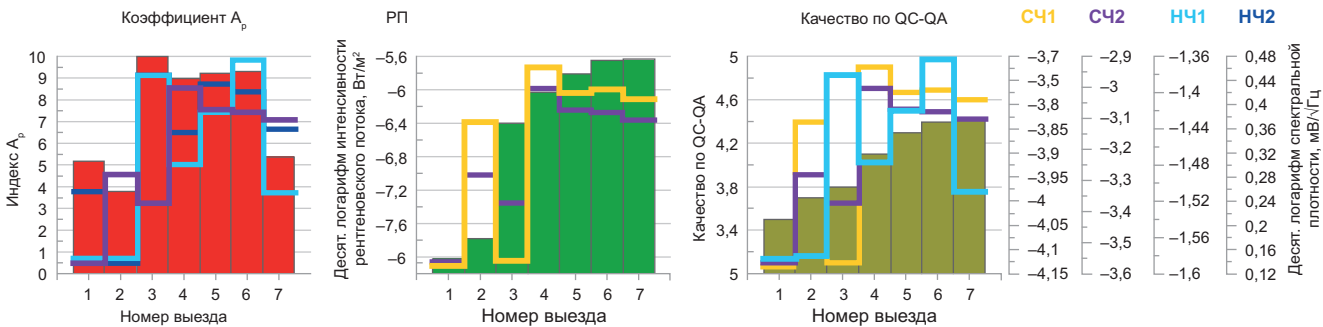


Рис. 5. Графическое сопоставление индексов солнечной активности и качества результатов обработки МТЗ с плотностью спектра магнитного поля для разных диапазонов частот (СЧ1 1–10 Гц; СЧ2 0,1–1 Гц; НЧ1 0,01–0,1 Гц; НЧ2 0,001–0,01 Гц)

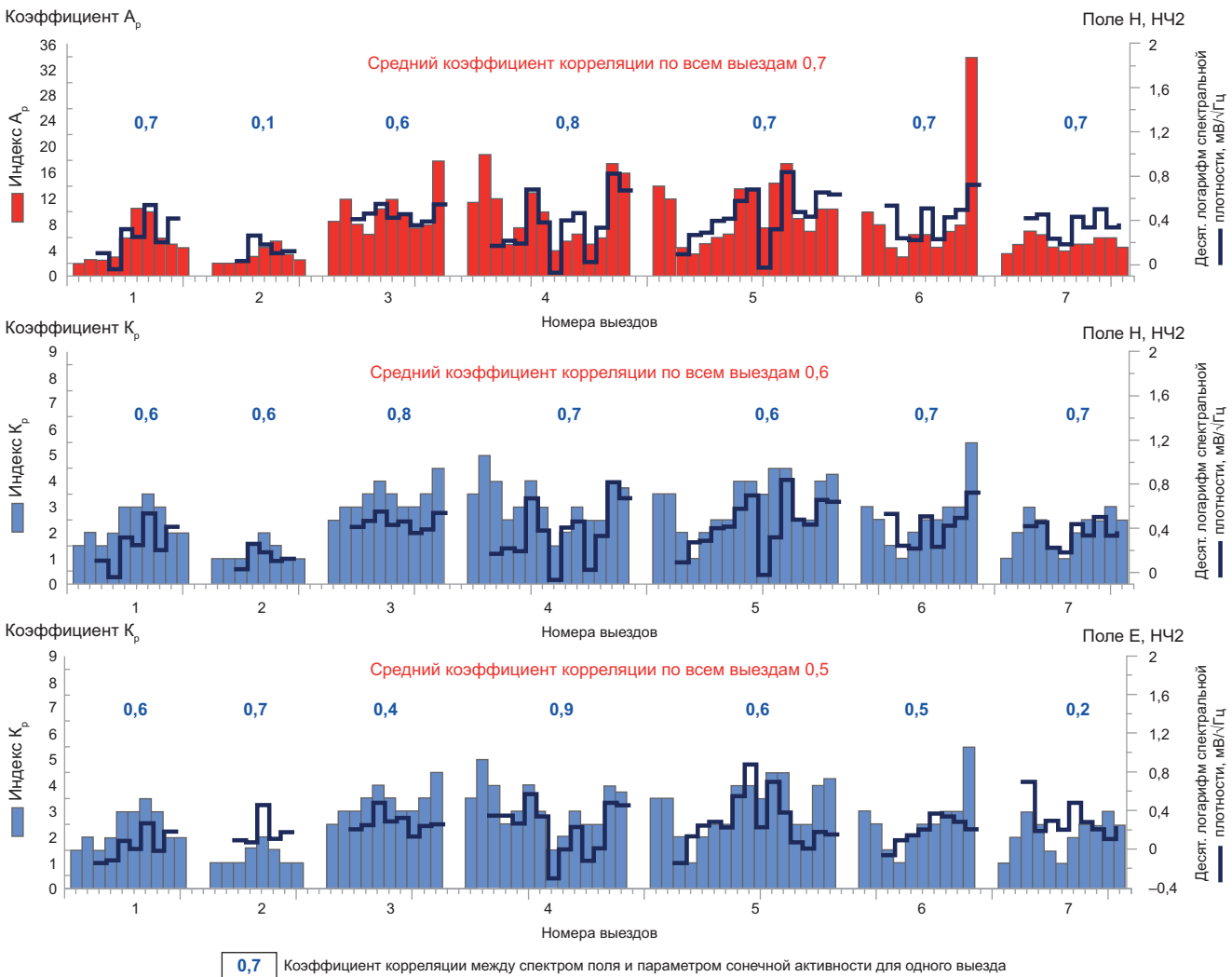


Рис. 6. Графическое сопоставление индексов K_p и A_p с плотностью спектра низких частот магнитного и электрического поля (<0,01 Гц)

На основе анализа коэффициентов корреляции за все выезды (табл. 2), а также графического сопоставления плотности спектров МТ поля и параметров солнечной активности, были сделаны следующие выводы.

Низкие частоты магнитного поля, начиная от 0,1 Гц (НЧ1) и особенно ниже 0,01 Гц (НЧ2), характеризуются высокими коэффициентами корреляции с индексами геомагнитной активности K_p и A_p (табл. 2). Для частот ниже 0,01 Гц коэффициент

корреляции составляет 0,7 (рис. 6). В табл. 3 сведены коэффициенты корреляции для низких частот по отдельным выездам, и показано, что высокая корреляция между этими параметрами подтверждается по всем выездам, на некоторых особенно сильно. Спектральная плотность магнитного поля в среднем частотном диапазоне (СЧ2 от 0,1 до 1 Гц) имеет слабую положительную корреляцию с индексами K_p и A_p (0,3–0,4) и полностью отсутствует для частот выше 1 Гц (ВЧ1, ВЧ2, СЧ1) (табл. 2).

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между плотностью спектра низкочастотной составляющей МТ полей, параметрами солнечной активности и качеством результатов обработки данных МТЗ

Выезд	Магнитное поле					Электрическое поле				
	К _р	А _р	РП	Вспышки	QC-QA	К _р	А _р	РП	Вспышки	QC-QA
Низкая частота (НЧ1)										
1 выезд	0,7	0,8	-0,5		0,7	0,4	0,4	-0,6		0,4
2 выезд	0,5	-0,3	0,8		-0,5	0,4	-0,3	0,6		-0,5
3 выезд	-0,1	-0,4	-0,7	-0,1	-0,5	0,0	-0,3	-0,1	0,5	-0,1
4 выезд	0,8	0,8	-0,3	-0,4	0,4	0,8	0,6	-0,6	-0,2	0,6
5 выезд	0,3	0,5	-0,1	-0,3	0,3	0,4	0,6	0,3	0,4	0,5
6 выезд	0,5	0,6	-0,7	-0,5	0,6	0,5	0,2	-0,4	-0,5	0,0
7 выезд	0,1	0,5	0,5	0,6	-0,2	-0,4	0,1	0,7	0,5	0,4
все выезды	0,5	0,5	0,2	0,0	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,5
Низкая частота НЧ2										
1 выезд	0,6	0,7	-0,4		0,8	0,6	0,6	-0,5		0,9
2 выезд	0,6	0,1	0,0		0,3	0,7	0,4	-0,1		0,4
3 выезд	0,8	0,6	-0,1	0,4	0,2	0,4	0,2	0,1	0,7	0,1
4 выезд	0,7	0,8	-0,1	-0,5	0,1	0,9	0,8	-0,6	-0,4	0,5
5 выезд	0,6	0,7	0,0	-0,1	0,5	0,6	0,7	0,1	0,4	0,6
6 выезд	0,7	0,7	-0,7	-0,5	0,5	0,5	0,1	-0,1	-0,2	-0,1
7 выезд	0,7	0,7	0,3	0,5	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,4
все выезды	0,6	0,7	0,3	0,1	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5

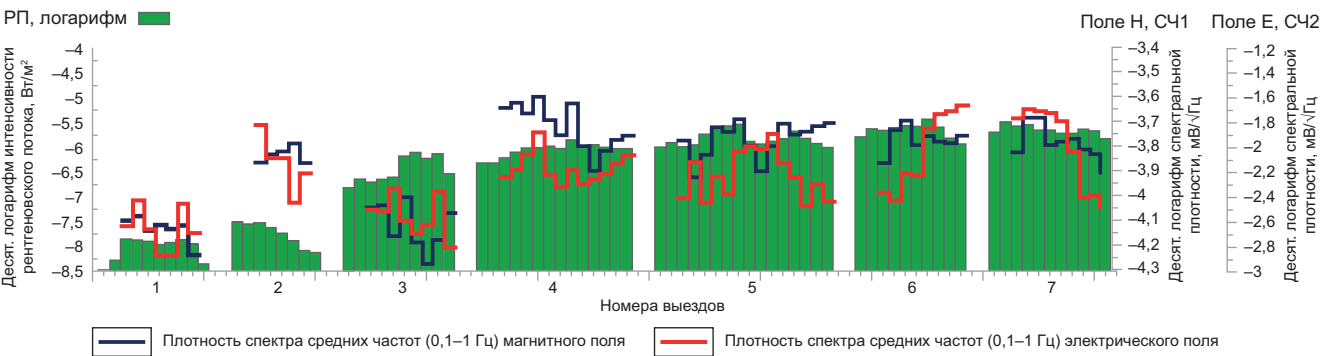


Рис. 7. Графическое сопоставление интенсивности рентгеновского потока (РП) с плотностью спектра средних частот магнитного и электрического поля

Самые низкие частоты в спектре электрического поля характеризуются средними коэффициентами корреляции с индексами К_р и А_р (0,3–0,5), а начиная с частоты 10 Гц и выше, корреляция с индексами геомагнитной активности полностью отсутствует.

Во всем частотном диапазоне наблюдается положительная корреляция между плотностью спектра обеих компонент МТ поля с интенсивностью рентгеновского излучения, а также количеством солнечных вспышек. Наибольшие значения коэффициентов корреляции с рентгеновским потоком (0,6–0,7) фиксируются для среднечастотного диапазона магнитного поля (от 0,1 до 100 Гц), самых высоких (ВЧ1) и средних частот электрического поля (рис. 7). Низкие частоты магнитного поля

практически не имеют корреляции с количеством солнечных вспышек.

Качество результатов обработки данных МТЗ, полученное по оценке программы QC-QA, практически для всех частот имеет положительную корреляцию (>0,3) с плотностью спектра обеих компонент МТ поля (рис. 8). Наиболее высокие коэффициенты корреляции для магнитного поля (0,5–0,6) фиксируются в диапазоне средних частот (0,1–10 Гц), а для электрического поля на высоких частотах (>100 Гц) и на низких частотах (<0,1 Гц). Таким образом, основное влияние на качество данных МТЗ оказывает плотность спектра средних частот магнитного поля, низких и самых высоких частот электрического поля.

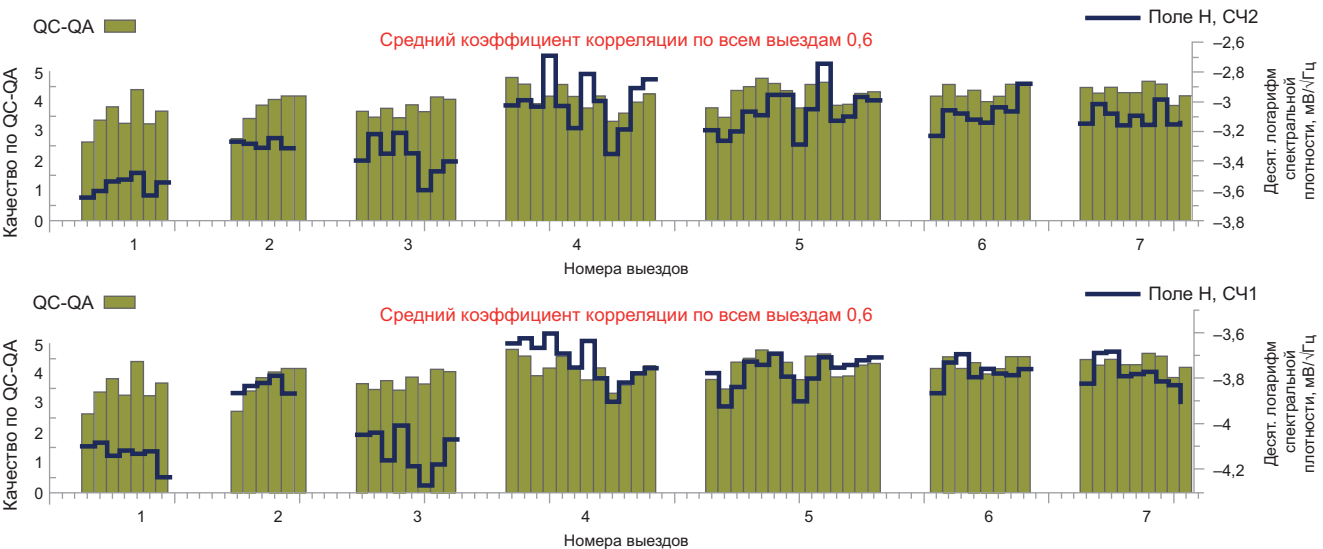


Рис. 8. Графическое сопоставление качества результатов обработки МТ данных в программе QC-QA с плотностью спектра средних частот магнитного поля

Выводы. Обобщая результаты сопоставления плотности спектров электрических и магнитных компонент МТ поля с параметрами солнечной активности по дням, можно сделать следующие выводы.

Плотность спектра электрического и магнитного поля Земли с общим количеством вспышек на Солнце связана слабо. Корреляция всегда положительная, но не высокая. Увеличение количества солнечных вспышек приводит к усилению плотности спектра в области средних частот (0,1–10 Гц). Магнитное низкочастотное поле не реагирует на общее количество вспышек.

Вся спектральная кривая как магнитного, так и электрического поля имеет положительную корреляцию с интенсивностью рентгеновского потока, коэффициент корреляции не опускается ниже 0,3. Максимальные коэффициенты корреляции наблюдаются в диапазоне средних частот МТ поля: в магнитном поле от 0,1 Гц до 100 Гц, а в электрическом от 0,01 Гц до 100 Гц.

Индексы геомагнитной активности K_p и A_p со спектрами высоких частот не имеют корреляции, а на низких частотах наиболее сильно коррелируют с магнитным полем, особенно для частот ниже 0,01 Гц.

В табл. 4 приведены коэффициенты корреляции, вычисленные по тем же принципам, как и для однодневных наблюдений, только осредненные по всем дням. Данная статистика показывает корреляцию между рассматриваемыми параметрами по всем выездам.

Заключение. Индексы геомагнитной активности K_p и A_p имеют высокую корреляцию только с плотностью спектра МТ поля на низких частотах. Для магнитного поля коэффициент корреляции с A_p достигает 0,9–1. Для электрического поля эта зависимость среднего уровня (0,6).

Корреляция между интенсивностью рентгеновского излучения и плотностью спектра растет с по-

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между спектрами МТ полей, параметрами солнечной активности и качеством результатов обработки данных МТЗ по оценкам программы QC-QA

ЧД	Магнитное поле					Электрическое поле				
	K_p	A_p	РП	Вспышки	QC-QA	K_p	A_p	РП	Вспышки	QC-QA
ВЧ1	-0,3	0,0	0,3	0,4	0,5	-0,5	-0,1	0,5	0,4	0,6
ВЧ2	-0,3	0,1	0,7	0,6	0,8	-0,5	-0,1	0,3	0,3	0,5
СЧ1	-0,2	0,2	0,6	0,5	0,8	-0,4	0,0	0,5	0,4	0,7
СЧ2	0,1	0,5	0,8	0,7	0,9	-0,4	0,1	0,6	0,5	0,7
НЧ1	0,7	0,9	0,9	0,8	0,8	-0,1	0,4	0,8	0,6	0,8
НЧ2	0,9	1,0	0,9	0,8	0,7	0,4	0,7	0,8	0,7	0,6

нижением частоты и достигает на частотах ниже 1 Гц значений 0,8–0,9. Похожая зависимость наблюдается и для количества вспышек, но уровень корреляции несколько ниже.

Качество передаточных МТ операторов, полученных в результате обработки, тесно связано с плотностью спектра как магнитного, так и электрического полей. Наиболее высокие коэффициенты корреляции фиксируются на средних частотах.

Полученные зависимости между плотностью спектра МТ поля и параметрами солнечной активности показывают высокую положительную корреляцию между ними.

При проектировании работ лучше всего ориентироваться на прогноз рентгеновского излучения и количества солнечных вспышек, а также на прогноз A_p индекса при заинтересованности в самых низких частотах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Епишкин Д.В. Развитие методов обработки данных синхронных магнитотеллурических зондирований: Дисс. ... канд. техн. наук: М.: МГУ, 2018. 132 с.

История солнечных циклов // <https://www.spaceweatherlive.com/ru/solnechnaya-aktivnost/solnechnyy-cikl/istoriya-solnechnyh-ciklov.html>. Год обращения 2024.

Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В. и др. Результаты глубинных магнитотеллурических исследований в районе Слободского геодинамического узла (Восточно-Европейская платформа) // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле, издательство Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский). 2023. Т. 60. № 4. С. 5–21.

Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В. и др. Результаты глубинных магнитотеллурических исследований по профилю Пушкинские Горы — Андреаполь // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 2. С. 136–144.

Куликов В.А., Ионичева А.П., Лубнина Н.В. и др. Новые магнитотеллурические данные для зоны сочленения

Фенноскандии и Сарматии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 2. С. 3–11.

Описание индексов геомагнитной активности // Мировой Центр Данных по Солнечно-Земной Физике: http://www.wdcb.ru/stp/geomag/indices_description.ru.html. Год обращения 2024.

Солнечная вспышка. Большая Российская энциклопедия // <https://bigenc.ru/c/solnechnaia-vspyshka-cdbcb9?ysclid=mb62leab2l966435399>. Сомов Б.В. 2023. Год обращения 2024.

Сотникова Р.Т. Единая база данных параметров рентгеновских вспышек и групп пятен разных классов (McIntosh) за три цикла солнечной активности 1977–2007 гг. // Солнечно-земная физика. 2013. С. 37–40.

Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей / Под ред. И.Н. Модина, А.Г. Яковлева. 2-е изд. Т. I. Тверь: Полипресс, 2018. 276 с.

Priest E.R. Flare classification // Solar flare magnetohydrodynamics. Gordon and Breach Science Publishers. 1981. P. 51.

Статья поступила в редакцию 15.11.2024,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 551.31 + 551.35

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-133-142

ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРИГЕННОГО РЕЗЕРВУАРА (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Екатерина Константиновна Бакай¹✉, Татьяна Анатольевна Шарданова²,
Евгения Владимировна Карпова³, Алексей Николаевич Хомяк⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bakaiek@my.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tshardanova@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff_2002@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; khomyak.an@yandex.ru

Аннотация. В статье рассмотрены особенности геологического строения терригенных отложений мелового возраста в Арктической газоносной провинции Западной Сибири, сформировавшихся в разнообразных фациальных условиях. На основе макроописания керн скважин и литологической характеристики пород в шлифах выявлены основные обстановки осадконакопления, включающие как континентальные, так и морские среды. Проанализированы факторы, влияющие на формирование коллекторских и флюидоупорных свойств пород.

Ключевые слова: Гыданский полуостров, Западная Сибирь, меловой комплекс, генетический анализ, фациальный анализ, литотипы, пористость

Для цитирования: Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В., Хомяк А.Н. Влияние седиментационных процессов на формирование терригенного резервуара (на примере ниже-верхнемеловых комплексов западной части Гыданского полуострова) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 133–142.

THE INFLUENCE OF SEDIMENTATION PROCESSES ON THE FORMATION OF A TERRIGENOUS RESERVOIR (CASE STUDY OF THE LOWER AND UPPER CRETACEOUS COMPLEXES IN THE WESTERN PART OF THE GYDAN PENINSULA)

Ekaterina K. Bakai¹✉, Tatyana A. Shardanova², Evgeniya V. Karpova³,
Aleksey N. Khomyak⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bakaiek@my.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tshardanova@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff_2002@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; khomyak.an@yandex.ru

Abstract. This article examines the geological features of Cretaceous terrigenous deposits in the Arctic gas-bearing province of Western Siberia, formed under diverse facies conditions. Based on macroscopic descriptions of well cores and lithological analyses of rock thin sections, the main sedimentary environments — ranging from continental to marine — have been identified. The factors influencing the development of reservoir and fluid-sealing properties of the rocks are analyzed.

Keywords: Gydan Peninsula, Western Siberia, Cretaceous complex, genetic analysis, facies analysis, lithotypes, porosity

For citation: Bakai E.K., Shardanova T.A., Karpova E.V., Khomyak A.N. The influence of sedimentation processes on the formation of a terrigenous reservoir (case study of the Lower and Upper Cretaceous complexes in the western part of the Gydan Peninsula). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 133–142. (In Russ.).

Введение. Гыданский полуостров, расположенный в северо-западной части Западной Сибири (рис. 1), представляет собой важный геологический объект, интерес к которому обусловлен наличием крупных месторождений углеводородов. Учитывая высокую нефтегазоносную перспективность региона, изучение фильтрационно-емкостных свойств пород ниже-верхнемеловых отложений, сформировавшихся в континентальных и прибрежно-морских обстановках, играет важную роль в оценке углеводородного потенциала Гыданского

полуострова. Комплексный литологический подход, включающий гранулометрический и фациальный анализы, позволяет более точно реконструировать условия осадконакопления и процессы, влияющие на формирование коллекторских свойств пород.

В процессе работы были проанализированы пласты ПК (марресалинская свита) и ХМ (яронгская свита) ниже-верхнемелового возраста, залегающие в центральной и западной частях полуострова. Эти пласты представлены различными типами пород, включая мощные песчаники и пакки переслаивания,



Рис. 1. Схематичное изображение Гыданского полуострова на карте

что свидетельствует о сложных и разнообразных условиях осадконакопления в изучаемой территории. Характеристика вещественного и гранулометрического составов, а также характер пустотного пространства обломочных пород, проводились на основе анализа керна 8 скважин, 635 шлифов.

Литологическая характеристика разрезов. Отложения марресалинской и яронгской свит являются стратиграфически последовательными, характерны для переходной зоны [Конторович и др., 2014] от морских мелководных к континентальным обстановкам позднего мела. Разделение между ними прослеживается по изменению литологического состава и текстурных характеристик пород, а также по наличию фоссилий, свидетельствующих о смене обстановки осадконакопления (рис. 2).

Яронгская свита (K_{1al}) (рис. 3, а) включает в себя преимущественно чередующиеся слои алевролитов и аргиллитов с маломощными мелкозернистыми песчаниками. Для свиты характерно наличие тонкослоистых и линзовидно слоистых текстур. В разрезе яронгской свиты выделены пласты ХМ6-ХМ7 мощностью до 24 м.

Марресалинская свита (K_{2s}) (рис. 3, б), залегающая на яронгской [Скоробогатов, 2006], представлена мощными массивными песчаными отложениями и циклическими пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов с тонкой горизонтальной или косою слоистостью. В разрезе марресалинской свиты выделены песчаные пласты ПК1-ПК9_1 мощностью до 200 м.

Литологический анализ ниже-верхнемеловых терригенных комплексов Гыданского полуострова позволил выделить несколько основных типов отложений, характерных для данного региона. Прежде всего, были выделены мощные песчаники, которые характеризуются более крупной зернистостью, наличием интракластов и косою слоистостью. Толщина отдельных слоев может достигать 2 м, при этом суммарная толщина таких слившихся слоев нередко составляет 10–11 м. Особенностью этих отложений является их хорошо выраженная текстурная неоднородность. В пределах одного слоя могут наблюдаться резкие изменения в зернистости, переходы от массивной к косою или к пологоволнистой текстуре, а также локальные включения мелкозернистых фракций. Такая неоднородность связана с переменной динамикой флювиальных потоков, периодическими изменениями их скорости и направленности. Например, нижние части мощных песчаников нередко содержат интракласты или обломки коренных пород, свидетельствующие о сильной эрозионной активности в начале формирования слоя. В верхних частях того же слоя могут наблюдаться элементы более спокойного осадконакопления, такие как мелкозернистые линзы или остатки растительности, что указывает на снижение скорости потока и накопление осадков в менее энергичных условиях.

Помимо песчаников, в разрезах встречаются пачки переслаивания песчано-алевро-глинистых пород. Эти отложения характеризуются более мелкой зернистостью, слабой сортировкой и наличием тонкослоистых глин и алевролитов, с редкими прослоями углей. Данные осадки формировались в более спокойных условиях, где скорость осадконакопления была ниже, а энергетика среды — менее интенсивной. Текстурная неоднородность в данных породах проявляется в виде ритмичного переслаивания песчаных, алевролитовых и глинистых слоев, которые отражают цикличность осадконакопления, вызванную, например, сезонными изменениями речного стока или периодическим воздействием приливов и отливов в прибрежно-морских условиях. Нередко в этих пачках наблюдаются трещины синерезиса и текстуры деформации, связанные с нагрузкой вышележащих слоев.

Гранулометрическая характеристика пород. Для изучения динамических условий осадконакопления был проведен гранулометрический анализ, результаты которого были интерпретированы с использованием диаграмм Пассега [Passega, Byramjee, 1969] и Рожкова [Рожков, Соловьев, 1974]. Эти методы позволяют не только классифицировать осадки по размеру частиц, но и реконструировать условия, в которых происходило их накопление.

Сравнение медианных диаметров и коэффициентов сортировки между мощными песчаниками и пачками переслаивания показало значительные различия. Мощные песчаники характеризуются крупными зёрнами (размерами от 0,07 мм до 0,35 мм,

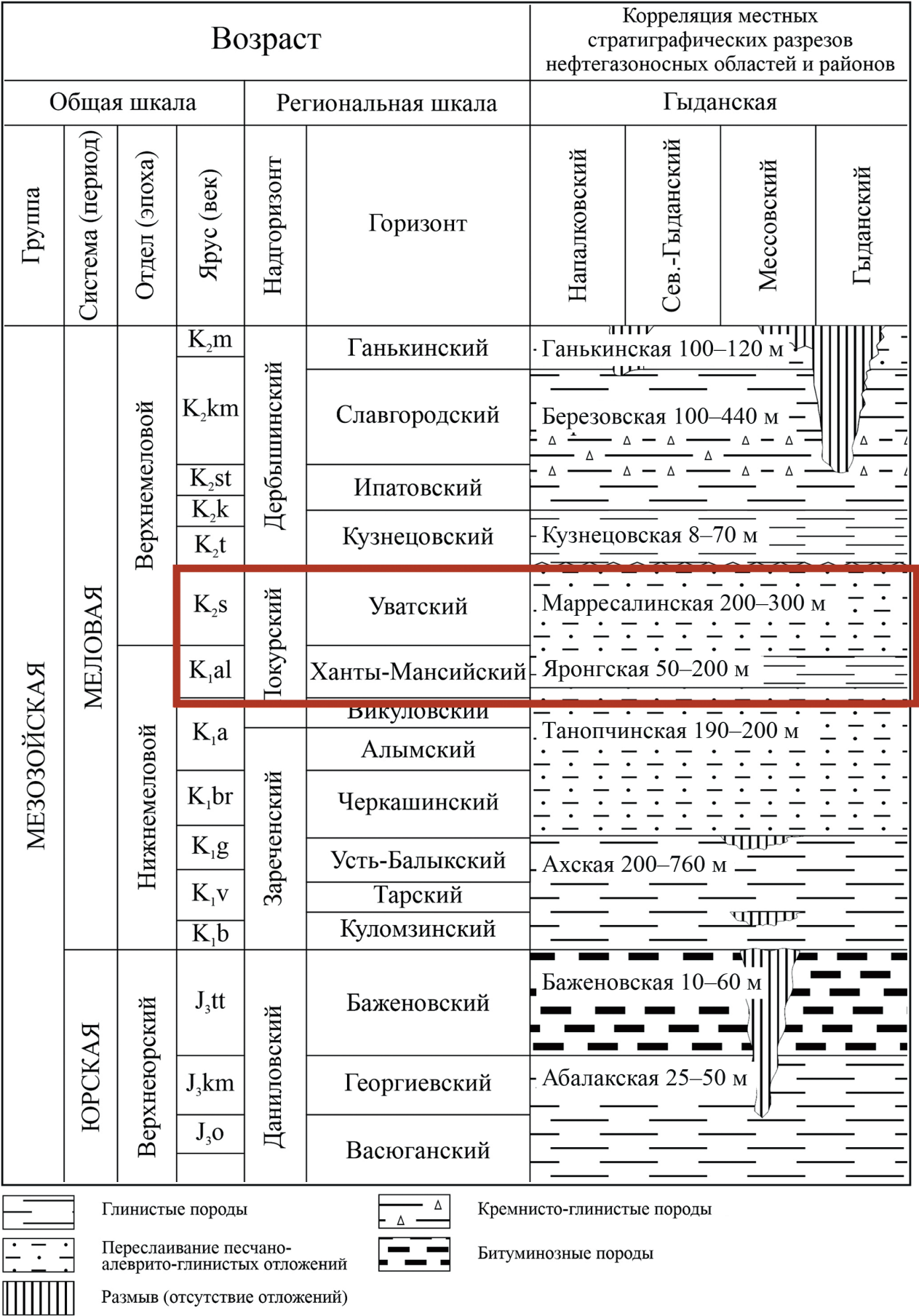


Рис. 2. Стратиграфическая схема верхнеюрских-меловых отложений для Гыданской нефтегазоносной области по [Шлитенберг, 1988] с дополнениями автора

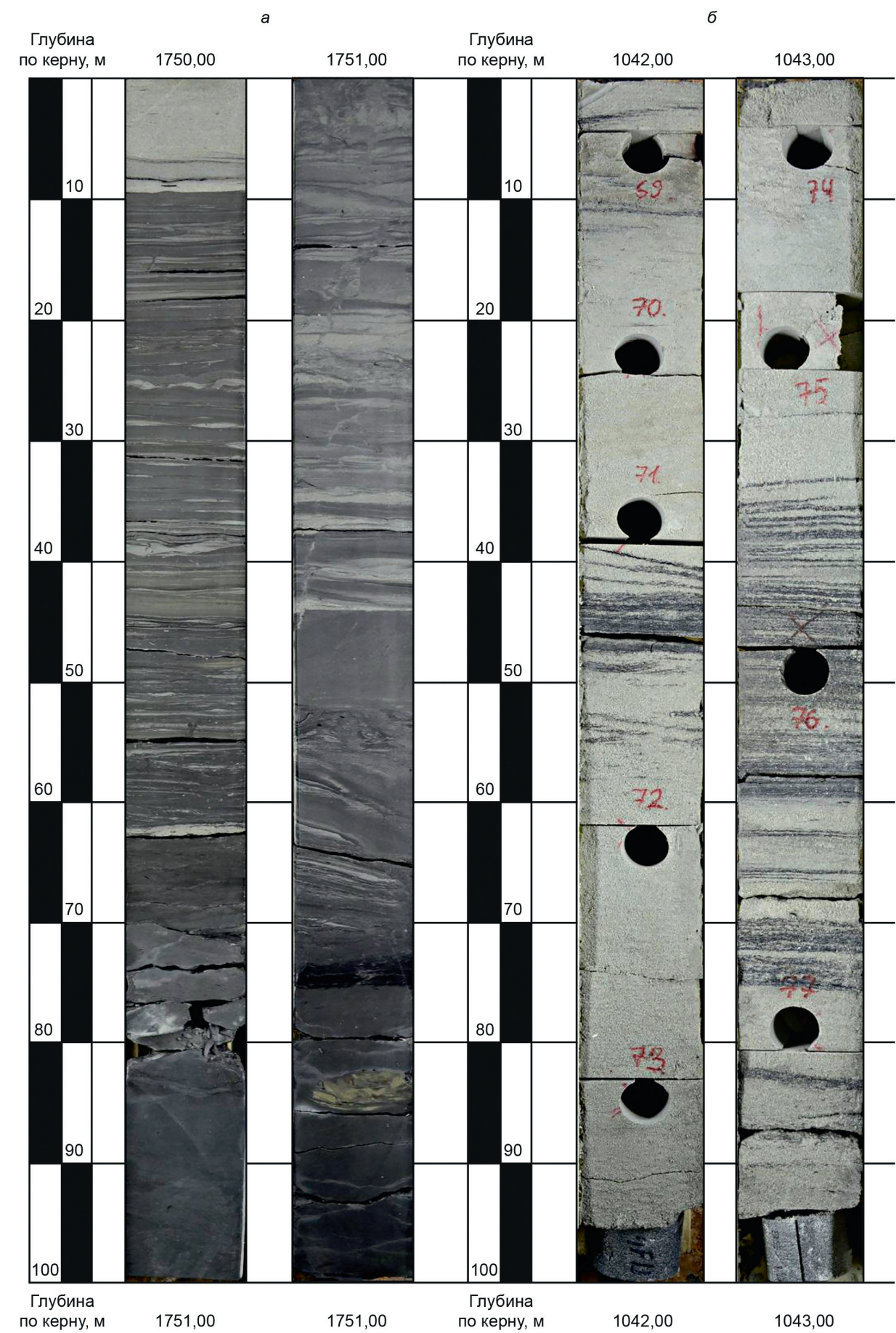


Рис. 3. Фотографии керна отложений яронгской (а) и марресалинской (б) свит

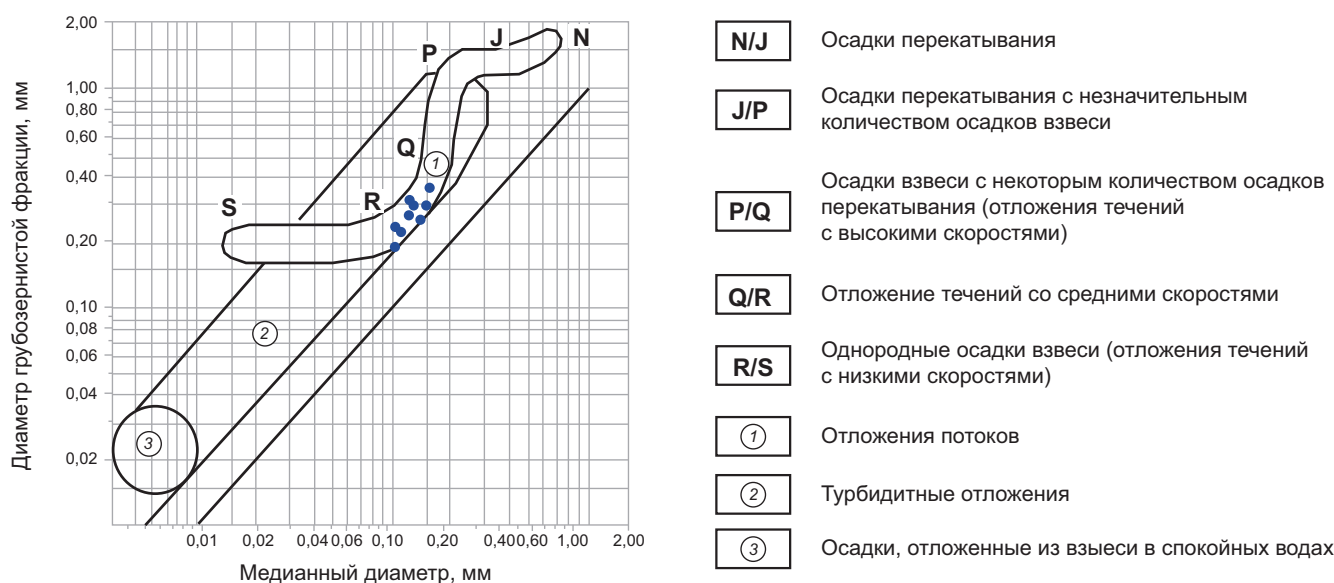


Рис. 4. Результаты гранулометрического анализа песчаников, нанесенные на динамогенетическую диаграмму Пассега

медианный диаметр от 0,09 до 0,23 мм) и высокой степенью (диапазон коэффициента сортировки от 1,1 до 1,42) сортировки, что свидетельствует о формировании в условиях высокой гидродинамической активности. В таких обстановках откладывались только крупные и хорошо отсортированные частицы, в то время как более мелкие фракции переносились дальше по течению. Песчанники в пачках переслаивания, напротив, имеют меньший размер зерен (от 0,01 до 0,12 мм, медианный диаметр от 0,04 до 0,08 мм) и менее выраженную сортировку (диапазон коэффициента сортировки от 1,2 до 1,71), что указывает на их осаждение в более спокойных условиях, таких как пойменные или мелководные отмели, где доминировали процессы более медленного осадконакопления. Эти различия важны для понимания процессов фациальной дифференциации и позволяют более точно реконструировать условия осадконакопления на разных стадиях формирования разрезов.

Диаграмма Пассега, основанная на анализе динамики потока и механизма переноса частиц, указывает на накопление значительной части отложений в условиях средних и высоких скоростей потока. Поля диаграммы, соответствующие осадкам перекачивания и взвеси, демонстрируют наличие как высоко энергетичных каналов, так и более спокойных пойменных областей. Мощные песчанники, по результатам анализа (рис. 4), формировались при средних и высоких скоростях водных потоков, что способствовало отложению крупных фракций и хорошей сортировке материала. Такие условия характерны для русловых и канальных обстановок, где осадки транспортировались активными потоками воды и откладывались в условиях высокой динамики.

Диаграмма Г.Ф. Рожкова [1974] используется для определения генезиса осадков на основе механиче-

ской дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях. Этот метод позволяет выделить тип осадков в зависимости от процентного содержания различных фракций зерен, что помогает уточнить обстановки осадконакопления. Однако, в данном исследовании диаграмма Рожкова (рис. 5) оказалась мало информативна, так как практически все образцы попали в область типичных аллювиальных или дельтовых осадков, не позволяя точно дифференцировать условия их формирования. Это свидетельствует о схожести гранулометрического состава осадков и ограниченности метода в условиях, где вариации состава и структуры пород минимальны.

Вещественная характеристика пород. Анализ вещественного состава обломочных пород нижневерхнемеловых отложений Гыданского полуострова показал, что большинство литотипов пород являются алевритами и разнозернистыми песчаниками, состоящими из угловатых и полуокатанных зерен кварца (от 42 до 60 %), зерен полевых шпатов (от 28 до 51 %), обломков осадочных, метаморфических и магматических пород (до 5 %), слюд (до 10 %).

Породы относятся к аркозовой группе по классификации В.Н. Шванова [1987] и по классификации В.Д. Шутова [Шутов и др., 1972] основная масса пород относится к собственно аркозовой группе (рис. 6). Это подтверждает преобладание кварца и полевых шпатов в составе песчанников, что типично для осадочных пород, формирующихся в условиях интенсивного выветривания континентальных источников. Кварц, как наиболее устойчивый к физическим и химическим воздействиям минерал, доминирует в составе песчанников делая эти породы высокоустойчивыми к изменениям окружающей среды. Полевые шпаты, менее устойчивые к выветриванию, также присутствуют в значительных количествах, что может свидетельствовать о кратко-

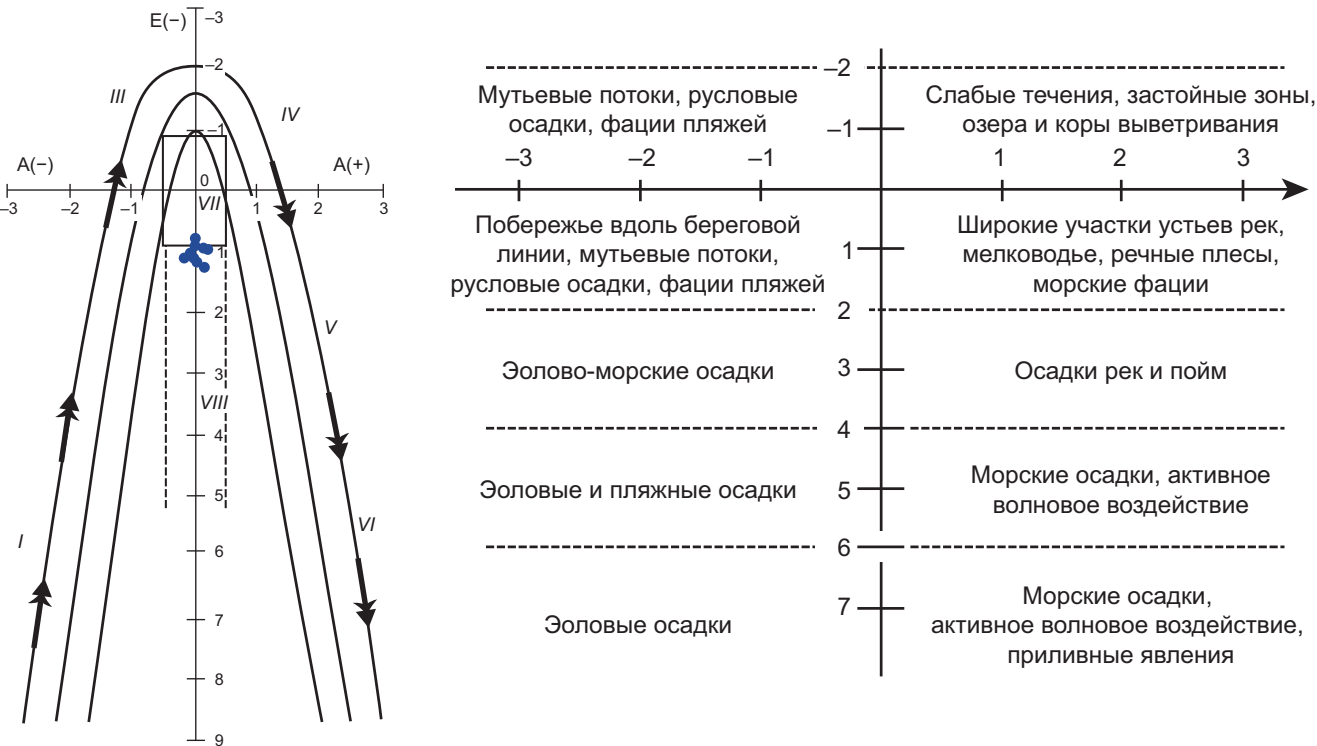


Рис. 5. Результаты гранулометрического анализа песчаников, нанесенные на диаграмму Рожкова Г.Ф.



Рис. 6. Минерально-петрографический состав алевро-песчаных пород маррессалинской и яронгской свит [Шутов и др., 1972]

временности их транспортировки или о сравнительно «свежем» происхождении осадков.

Тип цементации также играет ключевую роль в формировании фильтрационно-емкостных

свойств пород. В исследуемых песчаниках выделяют несколько типов цемента: каолиновый, кальцитовый и глинистый полимиктовый. Каолиновый цемент, образующийся в условиях слабокислой среды, способен сохранять первичную пористость, так как не склонен к значительной редукции порового пространства. Кальцитовый цемент, напротив, при кристаллизации может сильно уменьшать седиментационную пористость и проницаемость, так как заполняет межзерновое пространство, образуя плотные соединения. Глинистый полимиктовый цемент также способен оказывать существенное влияние на механические свойства песчаников, уменьшая их проницаемость, но улучшая устойчивость к механическим нагрузкам. Присутствие глинистых минералов, таких как иллит и монтмориллонит, в тонкозернистых слоях песчаников также важно для понимания поведения пород в условиях изменения давления и температуры, так как эти минералы способны впитывать воду и набухать, что может влиять на поровое пространство и проницаемость пород, а также на их механическую стабильность.

Таким образом, вещественная характеристика песчаников, включающая разнообразие типов и состава цементов, определяет как их фильтрационные свойства, так и потенциальные механические изменения при глубинных деформациях.

Характеристика пористости. Пористость является ключевым параметром, который определяет коллекторские свойства осадочных пород, и ее значения могут существенно варьироваться в зависимости от условий осадконакопления и постседиментационных процессов.

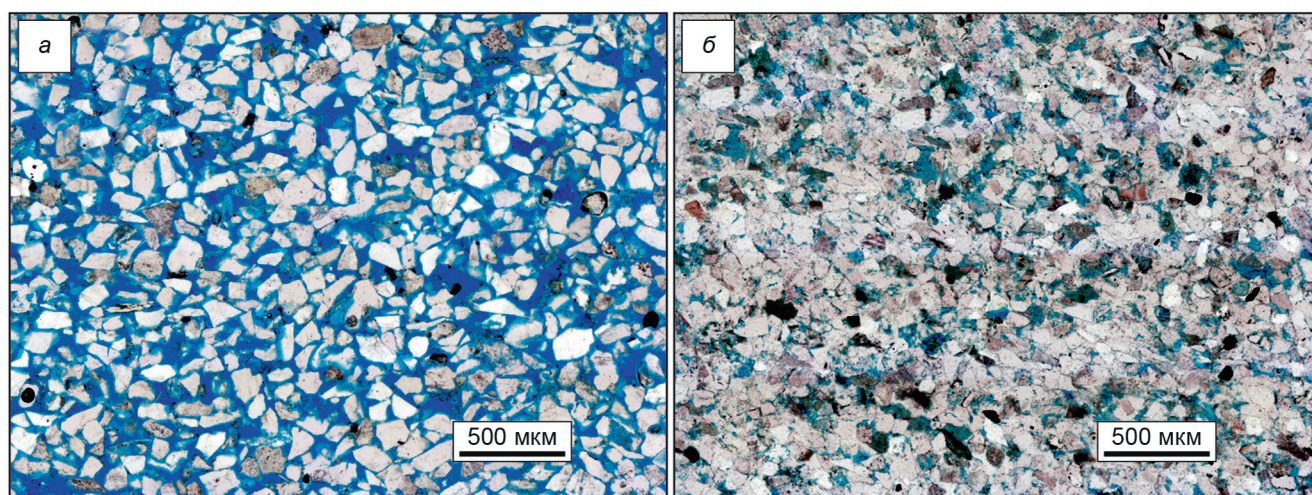


Рис. 7. Панорамные снимки шлифов песчаников марресалинской (а) и яронгской (б) свит

Расчет морфологических параметров пустотного пространства проводился на панорамном снимке шлифа, снятом с стократным увеличением и разрешением съемки 0,45 мкм на пиксель. Процентное содержание пустот, а также их морфологические параметры рассчитаны с помощью программы Bruker-MicroCT CT-Analyzer [Хомяк, Белохин, 2023].

В исследуемых песчаниках наблюдается значительный разброс значений пористости, что связано как с литологическим составом, так и с процессами цементации и уплотнения пород. В мощных неслоистых песчаниках, которые формировались в условиях высокой гидродинамической активности, пористость варьирует на уровне от 25 до 50 % (преобладает 28–35 %), что связано с хорошей сортировкой осадков и наличием межзерновой пористости (рис. 7, а). Эти песчаники, благодаря высокой степени сортировки и крупным зернам, обладают отличными фильтрационными и коллекторскими свойствами, что делает их потенциальными резервуарами для накопления углеводородов.

Однако в пачках переслаивания, где преобладают мелкозернистые глинистые песчаники и алевролиты, пористость существенно ниже — до 10–15 % (рис. 7, б). Это связано с тем, что мелкие частицы лучше заполняют поровое пространство, а также с тем, что такие отложения подвергаются более значительному уплотнению. Низкие значения пористости в этих отложениях могут быть результатом как первоначальной слабой сортировки, так и последующего химического воздействия, приводящего к замещению порового пространства минералами цемента. Механические и химические процессы постседиментационного изменения пород также влияют на уменьшение пористости.

На графике сопоставления значений открытой пористости и медианного диаметра зерен (рис. 8) виден общий тренд увеличения значений пористости с увеличением медианного диаметра зерен. Однако, прямое сопоставление этих значений имеет слабую корреляцию из-за большого влияния других параме-

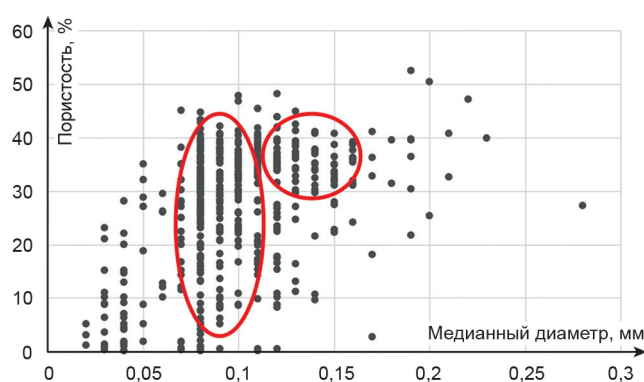


Рис. 8. График сопоставления открытой пористости и медианного диаметра (выделены преобладающие области значений пустотного пространства)

тров, таких как сортировка, состав, структура, тип цемента, слоистость.

Проведенный генетический анализ подтверждает, что динамика среды осадконакопления оказывает прямое влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород. Подобное влияние отмечается до глубин около 1 км. В нижележащих терригенных комплексах пористость уменьшается в результате возрастающего литостатического давления, сильного уплотнения и растворения минералов, что существенно ухудшает коллекторские свойства.

В подсчетах использовалась открытая пористость, которая включает в себя поровое пространство и трещины. Трещины существенно увеличивают проницаемость пород, улучшая условия миграции и накопления флюидов [Агафонова, Асташкин, 2023]. В песчаниках трещины чаще имеют субвертикальную ориентацию, образованы из-за тектонических напряжений или уплотнения. В глинистых породах характерны синерезисные трещины, возникающие при обезвоживании осадков.

Фациальный анализ. Фациальный анализ, проведенный в рамках данного исследования, позволил выделить несколько ключевых типов обстановок осадконакопления, характерных для нижне-верхне-

меловых терригенных комплексов Гыданского полуострова [Соловьева, Шарданова, 2015]: континентальная аллювиальная в пределах маррессалинской свиты, прибрежно-морская приливно-отливная (литоральная) в пределах маррессалинской и яронгской свит и мелководно-морская сублиторальная зона с преобладанием штормовых процессов в пределах маррессалинской и яронгской свит.

В пределах континентальной аллювиальной равнины, охватывающей значительную часть территории, были идентифицированы меандрирующие русла и пойменные площади. Эти фации демонстрируют значительное разнообразие литологических характеристик, отражая динамичные процессы осадконакопления, связанные с деятельностью рек и каналов. *Русловые отложения*, включая отложения русел и прирусловых отмелей-кос, представлены крупно-, средне-, мелкозернистыми песчаниками с хорошо выраженной косой слоистостью, которая указывает на высокую энергию среды. В русловых отложениях часто встречаются интракласты и обломки древесины, эрозионные границы, что также свидетельствует о наличии интенсивных флювиальных потоков. Мощность отдельных слоев таких песчаников может достигать 2–11 м, что указывает на стабильное положение русла в течение длительных временных интервалов. *Пойменные отложения*, циклично чередующиеся с мощными русловыми песчаниками, характеризуются переслаиванием тонко-, реже мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых пород, с мелкомасштабной косой, косо-линзовидно-волнистой, горизонтальной слоистостью, подчеркнутых УРД, которые формировались в условиях спокойной осадочной среды с низкими скоростями переноса осадков. Присутствие углистых слоев и корневых остатков указывает на континентальные условия осадконакопления, с интенсивным заболачиванием пойм.

Прибрежно-морские приливно-отливные обстановки включают песчаные и песчано-алевритовые литоральные отмели, марши, рассеченные крупными каналами. Для отложений приливно-отливных отмелей характерны слои с разным соотношением песчаного, алевритового и глинистого материала. Песчаники представлены мелкой косой, флазерной слоистостью, подчеркнутой слюдисто-углистым и слюдисто-углисто-глинистым материалом. Алевролиты содержатся однородные, реже с тонкой субгоризонтальной и линзовидной слоистостью. Характерны ризокреции, многочисленные отпечатки и корни растений, часто сидеритизированные. Отмечаются редкие трещины синерезиса, стяжения сидерита, встречаются ходы *Scoyenia*, *Cylindrichnus*, *Planolites*. Нередко отмели прорезались мелкими протоками (мощность до 1 м), периодически заболачиваемыми (перекрываются углисто-глинистыми алевролитами с углями). Наличие сидеритовых стяжений и биотурбационных структур, таких как *Cylindrichnus* и *Planolites*, указывает на влияние

морских условий, однако наличие трещин синерезиса свидетельствует о периодическом осушении территории.

Для канальных отложений характерны песчаники от мелкозернистых до мелко-среднезернистых с массивной и косой слоистостью разного масштаба, обломками древесины, интракластами, слюдисто-углистым и слюдисто-углисто-глинистым материалом. Нижние контакты эрозионные, подобные слои достигают 10–12 м, максимально до 36,4 м.

Мелководно-морская сублиторальная зона с преобладанием штормовых процессов включает отложения, представленные темно-серыми мелкозернистыми глинистыми алевролитами. Эти породы содержат частые пологоволнистые прослои и линзы светло-серых тонко- и мелкозернистых песчаников, толщиной от нескольких миллиметров до 1,5 см. Отложения умеренно биотурбированы, с наличием следов жизнедеятельности организмов, таких как *Terebellina*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites* и *Helminthopsis*. Нередко встречаются песчаники (штормовые отложения — темпеститы) с мелкой косой рябью течения, подчеркнутой слюдисто-углисто-глинистым материалом, с резкими эрозионными контактами, кровля местами с волновой рябью. Присутствуют текстуры нагрузки, редкие оползневые деформации.

Дальняя зона, вероятно представляющая собой *шельф* или тиховодный залив с периодическим приносом штормовых «турбидитов», характеризуется отложениями глинистых алевролитов, переходящих местами в аргиллиты. В породах встречаются редкие нитевидные слойки и линзы алевролитов и тонкозернистых песчаников с горизонтальной и линзовидной слоистостью. Отложения умеренно биотурбированы, содержат мелкие обломки раковин двустворок, стяжения пирита размером до 2 см и признаки послойной сидеритизации.

Таким образом, фациальный анализ рассмотренных обломочных комплексов показал разнообразие условий осадконакопления, начиная от динамичных речных систем до более спокойных приливно-отливных зон. Это разнообразие фациальных обстановок оказывает прямое влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород, что имеет важное значение при оценке нефтегазоносности региона.

Обсуждение результатов. Гранулометрический анализ песков и песчаников широко используется в нефтепромысловой практике. С одной стороны, от степени дисперсности терригенной кластики зависят многие свойства пористой среды: проницаемость, пористость, удельная поверхность, капиллярные свойства и др. [Крашенинников и др., 1988]. С другой стороны, гранулометрический анализ используется для построения динамо-генетических диаграмм [Рожков, Соловьев, 1974; Passega, Byramjee, 1969] для выявления обстановок осадконакопления, динамики среды. Гранулометрический анализ, проведенный авторами, показал, что

разные обстановки осадконакопления могут иметь схожие характеристики, и оказался мало информативен. Возможно, это связано с достаточно малым набором гранулометрических типов обломков, от алевритовых до среднезернистых фракций и единого источника сноса.

Изучение пустотного пространства и корреляция с гранулометрическим типом пород (медианный диаметр) показали достаточно большой разброс, связанный, вероятно, с формированием аутигенного известкового цемента и развитием мелкой трещиноватости в отдельных литотипах. Однако, четко выделяются две группы пород: алевро-тонкопесчаные с широким диапазоном открытой пористости и средне-мелкозернистые с преобладанием пористости 20–40 % (рис. 8). Так как динамо-генетические диаграммы не позволили четко определить обстановки осадконакопления, и соответственно выявить зоны седиментации, способствующие формированию осадков с потенциальными коллекторскими свойствами, в рассматриваемой работе предлагается комплексный подход.

В результате сопоставления открытой пористости и медианного диаметра зерен (рис. 8) общий тренд не установлен, и значимой корреляции между параметрами не выявлено. Корреляция значений открытой пористости и обстановок осадконакопления пород ниже-верхнемеловых терригенных комплексов Гыданского полуострова демонстрирует важность фациальных условий осадконакопления в формировании фильтрационно-емкостных свойств пород. Гранулометрический и фациальный анализы позволили выделить несколько типов осадочных обстановок, каждая из которых вносит свой вклад в формирование коллекторских свойств терригенных пород (рис. 9).

Мощные песчаники, сформированные в условиях руслового аллювия и приливно-отливных каналов, сохраняют высокие значения первичной межзерновой пористости, что делает их эффективными коллекторами. Эти породы характеризуются хорошей сортировкой и крупнозернистостью, способствуя высокой проницаемости и пористости. Условия высокой динамики потока улучшали сортировку терригенной кластики и формирование устойчивых поровых пространств, обеспечив высокие фильтрационные характеристики песчаников (за исключением верхних частей осадочного тела, где они становятся более тонкозернистыми с большим содержанием пелита).

Песчано-алевро-глинистые пачки переслаивания, связанные с пойменными и отмелевыми обстановками литорали, напротив, имеют меньшую сортировку и более мелкую зернистость, что негативно сказывается на их коллекторских свойствах. В этих условиях осадконакопления наблюдались более низкие скорости осаднения, в результате увеличив содержания мелкозернистого материала, такого как алевриты и глины. Это, в свою очередь, способствует

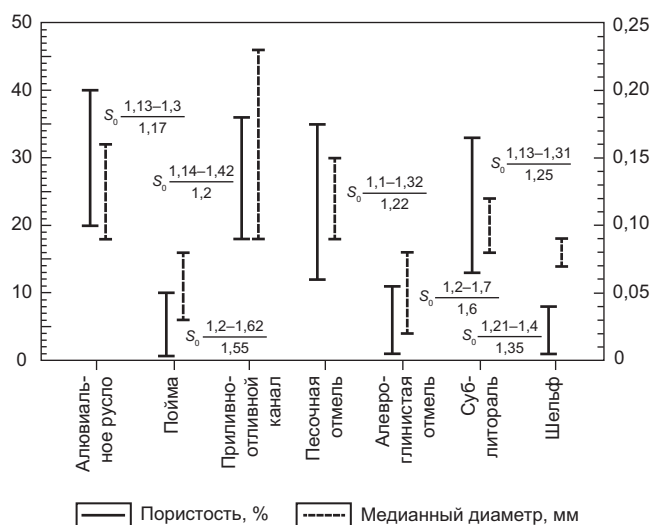


Рис. 9. Результаты дисперсионного анализа распределения открытой пористости, медианного диаметра и коэффициента сортировки алевро-песчаных пород в пределах выделенных обстановок. Отрезки — 95 % доверительный интервал. S_0 — коэффициент сортировки, в числителе — диапазон значений, в знаменателе — среднее значение

значительному снижению пористости и проницаемости и ограничивает их роль как эффективных коллекторов. Породы таких фациальных обстановок, вероятнее всего, выполняют роль флюидоупоров в разрезе, препятствуя миграции углеводородов. В отдельных случаях пористость в пойменных пластах может достигать 10–12 %. На основании гранулометрических данных и фациального анализа можно предположить, что эти песчаные пласты формировались в каналах прорыва в пределах поймы. Подобные каналы прорыва представляют собой относительно узкие и вытянутые зоны песчаного материала, имеющие более крупные зерна и лучше сортировку по сравнению с глинами и алевролитами. Подобные локальные песчаные тела встречаются в литеральной зоне (песчаные отмели) и sublittoral zone (штормовые слои — темпеститы). Все эти слои имеют незначительные мощности (первые сантиметры).

Выявление пластов с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и определение их фациальной природы, позволяет предположить геометрию резервуара: линзовидную (меандрирующие русла и косы), линейную (приливо-отливные каналы). В незрелых поясах меандрирования и литеральных зонах песчаные тела русел могут быть полностью или частично изолированы друг от друга. В рассматриваемых отложениях песчаники пойм (каналы прорыва, паводковые) и литорали могут быть важны для улучшения связи между основными резервуарами.

Таким образом, фациальный анализ и литолого-гранулометрические данные подтверждают наличие фациального контроля над первичной пористостью на определенных глубинах разрезов. Это имеет ключевое значение для оценки потенциала нефте-

газоносности региона. Для верхних слоев, до 1 км, влияние фациальных факторов является доминирующим, однако на глубинах более 1 км основную роль начинают играть вторичные процессы, такие как цементация и уплотнение пород. Это подтверждает необходимость комплексного подхода к изучению

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонова Г.В., Асташкин Д.А. Литологические и коллекторские свойства осадочных пород. М.: ВНИГНИ, 2023. 173 с.

Конторович А.Э., Еришов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776.

Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.

Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С. Результаты систематизации мелких ситовых анализов // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 110–117.

Скоробогатов В.А. Гыдан: геологическое строение, ресурсы углеводородов и будущее. М., 2006. 261 с.

Соловьева Н.А., Шарданова Т.А. Генетический анализ осадочных отложений нефтегазоносных бассейнов. М.: ОАО «Окружная газета ЮЗАО», 2015. 156 с.

Хомяк А. Н., Белохин В. С. Особенности расчета пористости пород коллекторов по шлифам (терригенные по-

терригенных отложений Гыданского полуострова, который должен учитывать не только фациальные условия, но и постседиментационные изменения при прогнозировании распределения коллекторских свойств и потенциала углеводородных месторождений.

роды) // Экзолит-2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное: годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова: Сборник научных материалов. М.: МАКС Пресс, 2023. С. 206–208.

Шванов В. Н. Петрография песчаных пород: (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, Ленингр. отделение, 1987. 269 с.

Шлитенберг Л.П. Стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений севера Западно-Сибирской равнины. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, выполненной на севере Гыданского полуострова (Гыданская площадь) Тюменской обл. Ямало-Ненецкий а.о. 1988 г. Росгеолфонд, инв. №440980.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки // Труды геологического института. Вып. 238. 1972. 374 с.

Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. V. 13, N 3–4. P. 233–252.

Статья поступила в редакцию 14.01.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УДК 552.578.2.061.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-4-143-152

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Евгения Владимировна Карпова^{1✉}, Екатерина Константиновна Бакай²,
Татьяна Анатольевна Шарданова³, Алексей Николаевич Хомяк⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff_2002@mail.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bakaiek@my.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tshardanova@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; khomyak.an@yandex.ru

Аннотация. Рассматриваются постседиментационные изменения песчаных коллекторов в породах мелового возраста западной части Гыданского полуострова. Методом стадийного анализа изучались структурно-минеральные ассоциации, возникающие в условиях фоновой катагенеза погружения и наложенного флюидного катагенеза. Основное внимание уделено механизмам перераспределения вещества, приводящим к изменению фильтрационно-емкостных свойств пород. Ключевыми процессами формирования вторичной пустотности являются выщелачивание и разуплотнение, вызванные флюидной активностью. Полученные данные могут быть использованы для прогнозирования нефтегазоносного потенциала пластов и выбора оптимальных зон для разработки.

Ключевые слова: стадийный анализ, терригенные коллекторы, фильтрационно-емкостные свойства, литогенез, катагенез, нефтегазоносность, Гыданский полуостров

Для цитирования: Карпова Е.В., Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Хомяк А.Н. Постседиментационные изменения песчаных коллекторов мелового возраста западной части Гыданского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 143–152.

POST-SEDIMENTATION CHANGES IN CRETACEOUS SANDSTONE RESERVOIRS OF THE WESTERN PART OF THE GYDAN PENINSULA

Evgeniya V. Karpova^{1✉}, Ekaterina K. Bakai², Tatyana A. Shardanova³,
Aleksey N. Khomyak⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff_2002@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bakaiek@my.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tshardanova@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; khomyak.an@yandex.ru

Abstract. This study examines post-sedimentation changes in sandstone reservoirs within Cretaceous deposits of the western part of the Gydan Peninsula. Using the method of stage analysis, structural-mineral associations formed under background burial catagenesis and superimposed fluid catagenesis were investigated. The focus is on the mechanisms of material redistribution that lead to changes in the reservoir-filtration properties of the rocks. The key processes contributing to secondary porosity formation include leaching and decompaction, driven by fluid activity. The obtained data can be used to predict the hydrocarbon potential of reservoirs and to identify optimal zones for development.

Keywords: stage analysis, terrigenous reservoirs, reservoir-filtration properties, lithogenesis, catagenesis, hydrocarbon potential, Gydan Peninsula

For citation: Karpova E.V., Bakai E.K., Shardanova T.A., Khomyak A.N. Post-sedimentation Changes in Cretaceous Sandstone Reservoirs of the Western Part of the Gydan Peninsula. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 4: 143–152. (In Russ.).

Введение. Коллекторские свойства терригенных пород формируются и изменяются на всех стадиях осадко- и породообразования. Изучение постседиментационных изменений играет ключевую роль в понимании процессов формирования и эволюции коллекторов, обладающих нефтегазоносным потенциалом. Эти изменения охватывают широкий спектр структурно-минеральных преобразований, которые происходят под воздействием давления, температуры и активности флюидных систем в различных геологических условиях и на разных этапах

эволюции осадочно-породного бассейна. Опубликованные классификации катагенетических процессов базируются на проявлении основных факторов катагенеза: температуры, давления, действия подземных вод (газоводных флюидов различного генезиса), тектонических движений и геологического времени. Несмотря на разнообразие используемой терминологии и методологий, все они могут быть условно разделены на три группы в зависимости от доминирующего фактора катагенеза: 1) основывающиеся на термобарическом факторе ([Рухин, 1953;

Копелиович, 1965; Соколов, Япаскурт, 1983; Вассовича, 1979; Лукьянова, 1995; Логвиненко, Орлова, 1987] и др.); 2) основывающиеся на преобладающем гидрогеологическом факторе ([Перельман, 1968; Fairbridge, 1967; Холодов, 1983; Махнач, 2000]); 3) учитывающие влияние как термобарического фактора, так и влияние подземных вод ([Каледа, 1985; Коссовская и др., 1971; Коссовская, Шутов, 1976]).

В работе О.В. Япаскурта [1991; 2008] предложена классификация катагенеза, учитывающая его региональные и локальные проявления. Региональный катагенез характеризуется общими для всего региона изменениями, обусловленными ростом температуры и давления при относительно стабильном погружении земной коры. Он подразделяется на фоновый и наложенный (флюидный катагенез и катагенез динамотермальной активизации). Фоновый катагенез классифицируется по характеру нарастания температуры и давления, реализуемых при медленном, интенсивном или прерывистом погружении. В.Н. Холодов [1983] классифицирует катагенетические процессы в зависимости от природы воздействующих водных потоков. Инфильтрационный катагенез обусловлен влиянием инфильтрационных подземных вод атмосферного происхождения. Элизионный катагенез протекает под действием элизионных подземных вод, выделяющихся из кристаллических решеток глинистых минералов. Гравитационно-рассольный катагенез возникает под влиянием высокоминерализованных тяжелых рассолов, проникающих в подстилающие отложения под действием гравитации из эвапоритовых бассейнов и толщ. Гидротермально-рассольный катагенез характерен для областей с гидротермальной активностью и обусловлен воздействием флюидов с участием глубинной гидротермальной компоненты.

В статье рассматриваются постседиментационные преобразования меловых терригенных коллекторов Гыданского полуострова, строение которого характеризуется сложной тектонической историей, высокой динамичностью геологических процессов и специфическими условиями породообразования. В исследуемых породах установлены процессы фоновых катагенеза погружения, влияющие на изменения структуры, состава и ухудшающие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород в условиях увеличивающегося литостатического давления и температуры; а также процессы наложенного катагенеза, обусловленные воздействием флюидов, обладающих специфическими физико-химическими характеристиками. Последние формируют вторичную пустотность коллекторов.

Литологическая характеристика и материалы. Меловые отложения общей мощностью 2,5–3,5 км на изучаемой территории развиты повсеместно, залегают согласно без перерыва на юрских образованиях и представлены сложным полифациальным комплексом терригенных пород

(рис. 1). В статье [Бакай и др., 2025] дана детальная характеристика литологического состава и фациальные интерпретации исследуемого комплекса, рассмотрено влияние седиментационных процессов на формирование природного резервуара.

Ахская свита (K1ah) представлена аргиллитоподобными глинами с прослоями и линзами алевролитов; песчаниками и алевролитами, чередующимися с темно-серыми глинами. Ее мощность варьирует от 35 до 415 м. В составе ахской свиты изучены песчаные прослои продуктивных пластов БГ и Ач. Среди песчаников пласта БГ широко развиты мелко- и тонкозернистые разности аркозового и мезомиктового состава с цементацией вдавливанием. Эти литотипы обычны в низах и верхах продуктивного пласта БГ8-9. В средней части отмечается развитие песчаников от средне-мелкозернистой до тонкозернистой размерности с каолиновым цементом и наличием пористости. Слоистость в песчаниках неясно выраженная, косая и волнистая. Для песчаников пласта Ач характерные структуры от тонкозернистых, алевролитистых до мелкозернистых, составы полевошпат-кварцевые, часто слюдястые, мезомиктовые с каолиновым, хлоритовым, кальцитовым цементом и широко представленной цементацией вдавливанием. Пустотность вторичная, варьирует в пределах от 0 до 20 %. Отложения пластов БГ формировались в аллювиальной обстановке, а также в условиях мелководно-морской сублиторальной зоны с преобладанием штормовых процессов. Ачимовские пласты характеризуются глубоководными условиями седиментации, связанные с глубоководными конусами выноса.

Танопчинская свита (K1tnp) залегает согласно на породах ахской свиты, представляет собой мощную циклично построенную толщу глинисто-песчаного состава, в различной степени углистую, прослоями карбонатизированную, с прослоями углей. Общая мощность свиты составляет 450–600 м. В составе танопчинской свиты исследовались продуктивные пласты ТП. Среди литотипов песчаников широко развиты средне- и мелкозернистые разности, аркозового состава, с каолиновым, кальцитовым, хлоритовым и глинистым типами цемента, а также с цементацией вдавливанием. Пустотность пород вторичная, варьирует в пределах от 0 (в глинистых и карбонатизированных разностях) до 25 %. При формировании отложений пластов ТП основными являются условия прибрежно-морской приливно-отливной обстановки, к наиболее восточной части исследуемого района отмечаются континентальные аллювиальные обстановки.

Яронгская свита (K1jar) представлена неравномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов, алевро-песчаников и песчаников. Мощность варьирует в пределах 867–1010 м. В составе яронгской свиты исследовались продуктивные пласты ХМ6-7, сложенные мелкозернистыми аркозовыми песчаниками и мезомиктовыми алевро-песчаниками.

Возраст						Корреляция местных стратиграфических разрезов нефтегазоносных областей и районов			
Общая шкала				Региональная шкала		Гыданская			
Группа	Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Надгоризонт	Горизонт	Напалковский	Сев.-Гыданский	Мессовский	Гыданский
МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ	Верхнемеловой	K ₂ m	Дербышинский	Ганькинский				
			K ₂ km		Славгородский				
			K ₂ st		Ипатовский				
			K ₂ k		Кузнецовский				
			K ₂ t						
		Нижнемеловой	K ₂ s	Покурский	Уватский				
			K ₁ al		Ханты-Мансийский				
			K ₁ a		Викуловский				
			Зареченский	K ₁ br	Алымский				
				K ₁ g	Черкашинский				
				K ₁ v	Усть-Балыкский				
				Кулосзинский	Тарский				
					K ₁ b				
	ЮРСКАЯ	Верхнеюрский	J ₃ tt	Даниловский	Баженовский				
			J ₃ km		Георгиевский				
			J ₃ o		Васюганский				



Рис. 1. Стратиграфическая схема верхнеюрских-меловых отложений для Гыданской нефтегазоносной области, по [Шлитенберг, 1988] с дополнениями автора

давления и закономерного существенного снижения первичной пористости. Гравитационное уплотнение фиксируется в разрезах на уровне 1,5 км и ниже.

Структуры гравитационной коррозии (рис. 3, в, г) выражены в образовании массовых выпукловогнутых, инкорпорационных и микростилолитовых контактов на границах обломочных зерен в результате растворения под давлением. Обломки кварца, полевых шпатов при уплотнении приобретают точечные и линейные контакты и образуют каркас, воспринимающий основные нагрузки литостатического и стрессового (бокового) давления. Из-за очень малых площадей первоначального соприкосновения обломочных минеральных зерен векторы давления внутри каркаса распределяются очень неравномерно. В местах точечных и линейных контактов локализуются максимально высокие давления, способные активизировать процессы растворения минералов. Немаловажную роль здесь играет глубинное повышение градиента температур, что влияет на изменения рН межзерновых растворов и ускоряет химические реакции. Кроме того, в системе возникает градиент различий между литостатическим и стрессовым (боковым) давлениями на зерна и флюидным давлением межзернового раствора. В результате различий в давлениях (для твердой и жидкой фазы в разных точечных участках породы) возникают неодинаковые концентрации растворенных элементов. Диффузия, приводящая к выравниванию этих концентраций, будет многократно создавать неравновесное состояние раствора и зерен: в точках повышенных напряжений раствор станет недонасыщенным, вследствие чего зерна будут продолжать растворяться. А на соседних (тангенциальных относительно векторов литостатического и бокового давления) участках, где напряжения менее значительны, раствор окажется перенасыщенным, и там будут активизироваться процессы регенерации. Структуры гравитационной коррозии встречаются в литотипах песчаников и алевролитов, не содержащих аллотигенного глинистого матрикса. В целом, формирование массовых структур гравитационной коррозии (особенно в сочетании со структурами регенерации) создает флюидоупор. Но в изученных разрезах эти структуры в отдельных скважинах подверглись более позднему вторичному разуплотнению. Начальные признаки структур гравитационной коррозии фиксируются на глубинах 1,7–1,8 км с постепенным нарастанием вниз по разрезу. Массовость проявления структур гравитационной коррозии возрастает к самым глубокопогруженным участкам разреза, в отложениях таноппинской и ахской свит и приуроченных к ним пластам ТП, БГ и Ач.

Структуры регенерации зерен кварца и ПШ (рис. 3, д, е) в изученных отложениях тесно связаны со структурами гравитационной коррозии, обеспечивающие необходимый подток растворенного вещества. В условиях перенасыщенности раствора

и пониженного давления на тангенциальных векторах будут реализовываться процессы аутигенного минералообразования в виде регенерационных кайм вокруг зерен кварца и, редко, ПШ. Зерна слабо регенерированы, регенерационные каймы прерывистые, тонкие (до 0,01–0,03 мм), местами пламенивидные с образованием или без образования регенерационного цемента. Количество регенерационного кварца на шлиф не превышает 1–2 %. Структуры регенерации развиваются в литотипах песчаников и алевролитов, не содержащих аллотигенного глинистого матрикса. По разрезу встречаются синхронно со структурами гравитационной коррозии; часто сохранены в реликтах, если порода подверглась воздействиям процессов вторичного разуплотнения.

Структурно-минеральные преобразования биотита (рис. 3, ж, з). В изученных породах наблюдаются как относительно свежие чешуйки биотита, так и с признаками катагенетического преобразования в данной породе. Биотит гидратируется и трансформируется в гидрослюда и вермикулит. Наблюдаются морфологические изменения чешуек, выраженные в приобретении веерообразной, гармошковидной формы, структуры «столбики монет». Изменения формы сопровождаются частичным или полным обесцвечиванием чешуек, значительным ослаблением или утратой плеохроизма, снижением светопреломления и интерференции. Вдоль плоскостей спайности развиваются тонкие иголки рутила и комочки гидроокислов железа. Чешуйки замещаются агрегатами хлорита и иллита. В литотипах с повышенным содержанием биотита его трансформации приводят к формированию тонких нитей аутигенного хлорита, распространяющихся за пределы первоначальных чешуек биотита и формирующих пленки вокруг зерен (аутигенный пленочный хлоритовый цемент).

Наложенный флюидный катагенез. Наложенный флюидный катагенез представляет собой совокупность процессов, вызванных воздействием флюидов с различными физико-химическими характеристиками на осадочные породы. Именно водно-флюидный режим в бассейне породообразования принадлежит к числу важнейших факторов постседиментационного преобразования пород [Бро, 1980; Киссин, 2009; Зверев, 2009; Махнач, 1989]. Эти процессы формируются в результате взаимодействия пород с внешними флюидами, которые проникают через разломы, трещины, микропустоты и другие каналы миграции. В исследуемых разрезах выделяются два основных этапа наложенного катагенеза: кислотный и щелочной, которые существенно изменяют фильтрационно-емкостные свойства пород.

На этапе кислотного метасоматоза происходит альбитизация полевых шпатов и кислотное выщелачивание. Процессы альбитизации плагиоклазов и КППШ (рис. 4) характеризуются общей тенденцией выноса основных химических компонентов и щелочей с возрастанием общей кислотности породы.

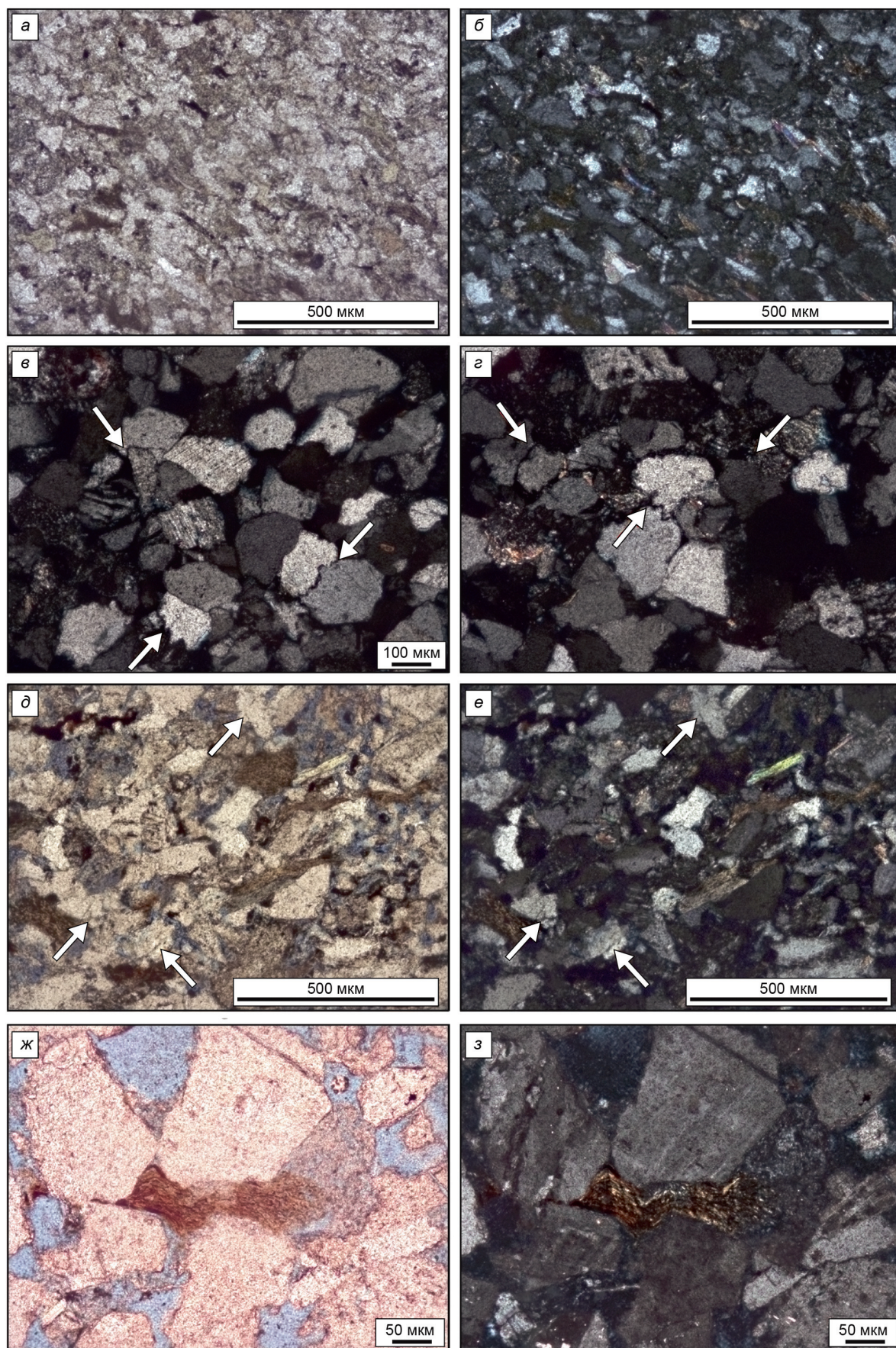


Рис. 3. Минерально-структурные парагенезы фонового катагенеза погружения. Фотографии шлифов: а, б — структуры гравитационного уплотнения пласт Ас, глубина по керну 3438,68 м, пористость 0,42 %; в, г — структуры гравитационной коррозии пласт ТП, глубина по керну 2737,03 м, пористость 6 %; д, е — структуры регенерации зерен кварца и ПШ пласт Ас, глубина по керну 3467,13 м, пористость 9 %; ж, з — структурно-минеральные преобразования биотита пласт БГ, глубина по керну 2359,18 м, пористость 16,56 %

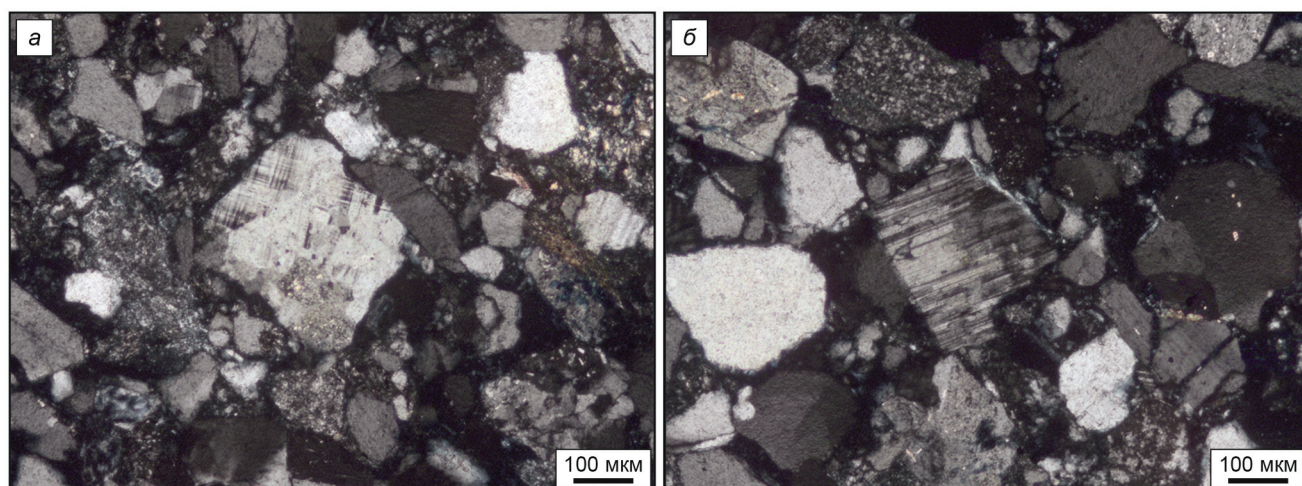


Рис. 4. Альбитизация калиевых полевых шпатов (а) и плагиоклазов (б). Пласт ТП, глубина по керну 1912,05 м, пористость 30 %

Процесс инициируется воздействием кислых Na-содержащих растворов с выносом Ca^{2+} и K^+ и привнесом Na^+ , что приводит к понижению анортитовой составляющей олигоклазов и альбитизации КПШ. Новообразованный альбит развивается по двойникам и трещинам спайности, формирует пятна внутри зерен и, в единичных случаях, регенерационные каймы. Новообразованный альбит отличается чистотой поверхности, не содержит дефектов и обнаруживает четкие полоски Бекке на границе с частью зерна сохраненного олигоклазового, ортоклазового или микроклинового состава. Степень альбитизации различна и неоднородна: в одном и том же шлифе могут встречаться как слабо затронутые альбитизацией зерна ПШ, так и практически нацело альбитизированные. Процесс альбитизации плагиоклазов и КПШ характерен для всех изученных скважин и пластов, кроме литотипов, содержащих аллотигенное глинистое вещество. Уровень проявления процесса от 1 км и ниже.

Кислотное воздействие также вызывает массовое выщелачивание зерен полевых шпатов, что является первым этапом разуплотнения и значительно повышают пористость пород (рис. 5). Процессы выщелачивания характерны для всех изученных скважин и пластов, кроме литотипов, содержащих аллотигенное глинистое вещество. Этот процесс сопровождается формированием пустот различных форм и размеров, от мелких микропустот до значительных пор. Такие изменения увеличивают пористость пород, достигая 30–40 %, что существенно улучшает их фильтрационные свойства. Уровень проявления процесса от 1 км и ниже.

В ряде случаев пространство, образованное в результате выщелачивания, частично заполняется каолинитом, который кристаллизуется из остаточных кислотных растворов в виде крупночешуйчатых агрегатов. Исходными минералами для каолинита могли служить гидрослюда, смешанослойные образования и калиевые полевые шпаты. У каолинита высокая межпакетная и структурная пористость, по-

этому каолинизация выщелоченных пустот снижает показатели пористости несущественно.

Структурно-минеральные ассоциации щелочного метасоматоза связаны с карбонатизацией вторично разуплотненных пород (рис. 6). Щелочной этап флюидного катагенеза воздействовал позже кислотного и мог быть следствием закономерной кислотно-основной инверсией кислотного флюида, или действием другого флюида. Карбонатизация проявлена в различной степени: от выполнения единичных пор монокристаллами кальцита размером до 0,25 мм до практически полного замещения породы. В последнем случае новообразованный кальцит корродирует силикатные обломки, формирует массовые псевдоморфозы монокристаллов кальцита по зернам ПШ, образует поровый и пойкилитовый гигахристаллический кальцитовый цемент. Помимо кальцитизации, карбонатизация пород проявлена также в сидеритизации отдельных чешуек биотита агрегатом микрокристаллического строения и выполнении единичных пор агрегатами микрозернистого сидерита. Карбонатизация ведет к сокращению пустотного пространства и снижению емкости коллектора. В тех случаях, где карбонатизация избирательна и формирует участковые заполнения пустот, пористость пород сохраняется на уровне 5–20 %. В случаях сплошной кальцитизации пустотность падает до 0 %. Карбонатизация так же, как и проявления других флюидных воздействий, носит пятнистый характер и распределена по разрезу крайне неравномерно.

Тектонические факторы и флюидная активность. Флюидная катагенетическая система предполагает наличие зоны подводящих каналов, по которым осуществляется вертикальная (или наклонная) миграция флюида и флюидопроводящих горизонтов и участков, которые обеспечивают субгоризонтальную или пологонаклонную миграцию внутри пластов. Причем латеральная проницаемость внутри пластов формируется благодаря и самим флюидным воздействиям. Каналы вертикальной

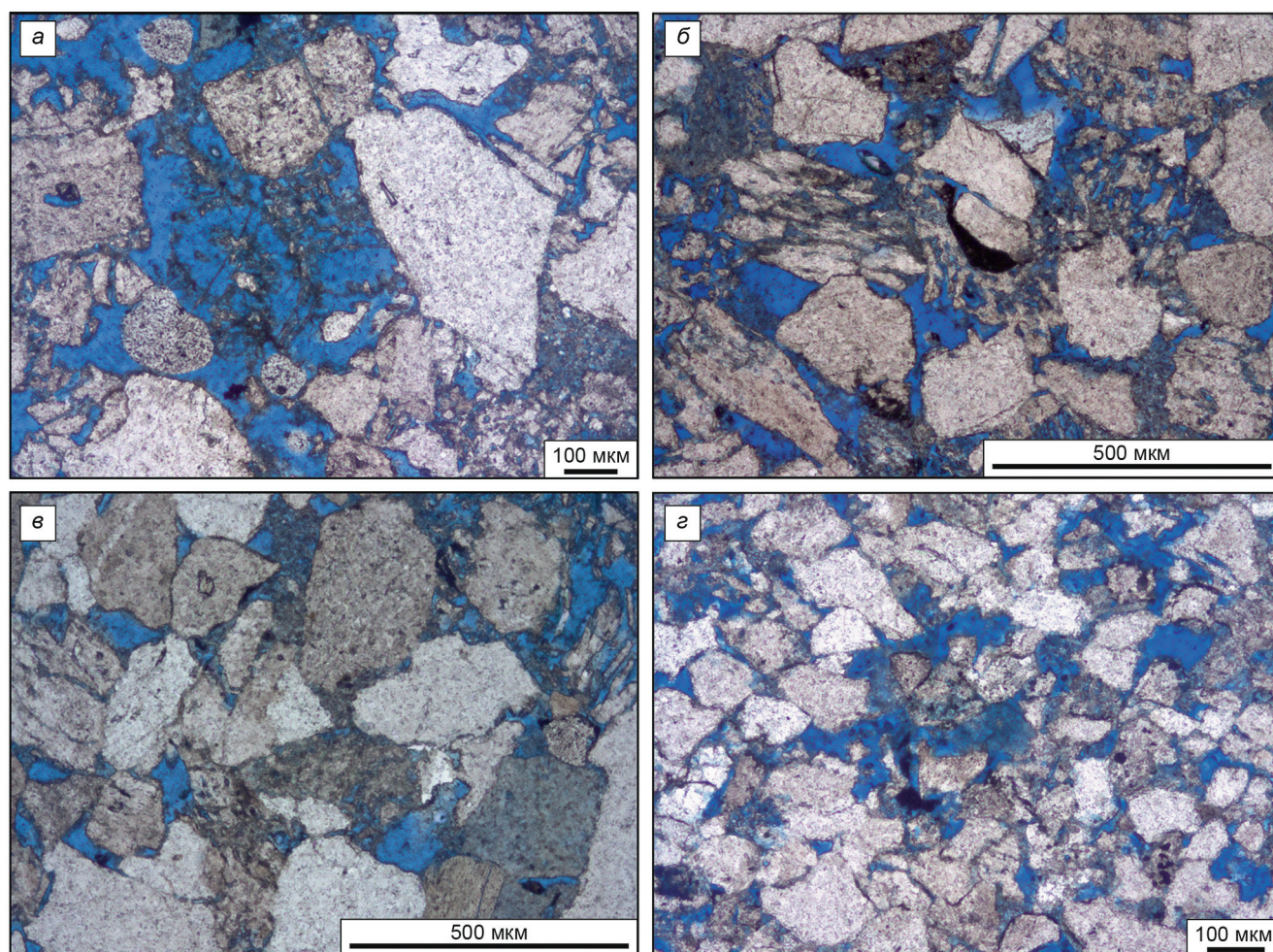


Рис. 5. Структуры выщелачивания полевых шпатов и разуплотнения: *а* — пласт ТП, глубина по керну 1615,30 м, пористость 29,56 %; *б* — пласт ТП, глубина по керну 2119,28 м, пористость 35,26 %; *в* — пласт БГ, глубина по керну 2357,89 м, пористость 24,36 %; *г* — пласт Ач, глубина по керну 3351,90 м, пористость 20,92 %

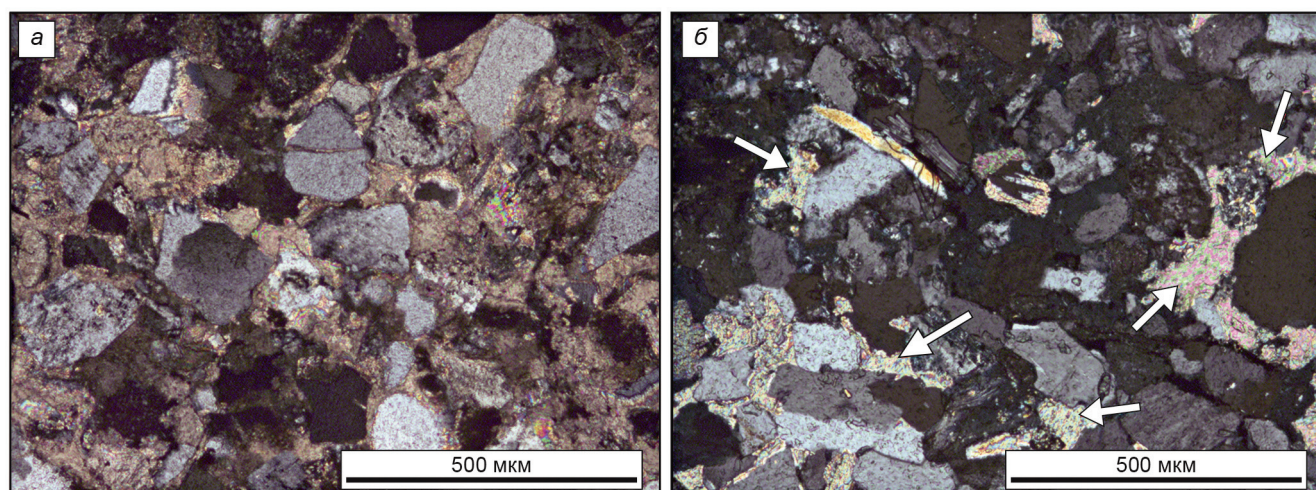


Рис. 6. Карбонатизация в виде залечивания выщелоченных пустот и формирования пойкилитовых монокристаллов: *а* — пласт Ач, глубина 3252,86 м, пористость 0,22 %; *б* — пласт БГ, глубина по керну 2742,12 м, пористость 8,56 %

миграции представляют собой разрывные нарушения и зоны тектонизации разной интенсивности и разной кинематики. Тектонические активизации, связанные с кайнозойским тектоническим этапом развития региона, максимально способствовали как

зарождению элизонных флюидов, так и флюидодинамическим процессам. По данным Лобусева [2020] при кайнозойских активизациях произошел прирост амплитуд поднятий Арктического региона от 50 до 250–300 м. Такой значительный рост структур при-

вел к оживлению старых и возникновению новых дизъюнктивов, проникающих через весь осадочный чехол. Особо отмечается активность Северо-Уральской и Таймырской складчатых систем, со стороны которых сжимающие геодинамические напряжения навстречу друг другу по диагонали пересекают всю территорию Арктического региона. Они могут являться причиной стрессовых (боковых) давлений и повышенных флюидных давлений в том числе. Рядом авторов обоснована тектоническая инверсия, разнонаправленные движения вдоль сдвигов в ходе кайнозойского этапа развития, а также наибольшее горизонтальное сжатие, взбросовая разломная активность и рост структур этого района [Лобусев, 2020; Горбунов, 2020]. Таким образом, очевидна взаимосвязь тектонических событий с возможностями генезиса, миграции флюидов и формирования внутристратисферных разуплотненных зон.

Заключение. Комплекс вышеописанных признаков свидетельствует о значительном уплотнении породы (начиная с глубин 1,5–1,7–1,8 км), с действием внутрисистемного флюида, регулирующего равновесность системы. Стадия пород верхних частей разреза отвечает раннему катагенезу с постепенным переходом (ниже 2 км) в зону позднего катагенеза, градации МКЗ (по принципу минерально-структурных парагенезов).

Процессы фонового катагенеза погружения снижают ФЕС пород за счет переукладки, развития структур гравитационного уплотнения и гравитационной коррозии в сочетании с процессами аутигенного минералообразования (регенерационный кварц и пленочный хлорит). Верхние части разреза (зона раннего, начального катагенеза) сохраняют первичную межзерновую пористость, слабоуплотнены и при отсутствии факторов наложенного ка-

тагенеза обладают высокой пористостью (до 45 %). В литотипах, где продукты фонового катагенеза погружения (поздний катагенез) не подверглись более позднему вторичному разуплотнению, пористость пород составляет от 0,1 до 3–5 %.

Основным фактором наложенного катагенеза, которому подверглись изученные породы, являлось действие флюидной системы. В первый этап воздействовал кислотный флюид, которому отвечает последовательная смена минерально-структурных парагенезов: альбитизация ПШ, массовое выщелачивание ПШ, зоны разуплотнения, каолинизация. Воздействие кислотного флюида является основным фактором формирования хорошей пористости коллекторов. Пустотность, образованная в результате кислотного выщелачивания и разуплотнения, достигает 30–40 %.

Второй этап флюидного наложенного катагенеза связывается с процессами щелочного метасоматоза при воздействии щелочного типа. Процессы щелочного метасоматоза определяются карбонатизацией коллекторов. Избирательная кальцитизация породы с участковым залечиванием пор снижает пустотность до 5–20 %. Формирование массовых псевдоморфоз монокристаллов кальцита по зернам ПШ и образование гигакристаллического пойкилитового цемента резко ухудшает коллекторские свойства пород; их пустотность составляет менее 1 %.

Тектонические процессы кайнозойского этапа развития Арктического региона способствовали зарождению и миграции флюидов, возникновению внутристратисферных разуплотненных зон, а также формированию сложной пространственной неоднородности ФЕС меловых песчаных коллекторов, где чередуются участки с высокой пористостью и уплотненные, плохо проницаемые зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В., Хомяк А.Н. Влияние седиментационных процессов на формирование терригенного резервуара (на примере ниже-верхнемеловых комплексов западной части Гыданского полуострова) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 4. С. 133–142.
- Бро Е.Г. Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. Л.: Недра, 1980. 152 с.
- Вассоевич Н.Б. О понятии термина «осадочные бассейны» // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1979. Т. 54, вып. 4. С. 114–118.
- Горбунов П.А. Прогнозирование зон нефтегазоносности северных и арктических районов Западной Сибири на основе палеотектонических критериев: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2020. 22 с.
- Зверев В.П. Вода в земле. Введение в учение о подземных водах. М.: Научный мир, 2009. 252 с.
- Каледва Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985. 192 с.
- Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Коссовская А.Г., Александрова В.А., Дриц В.А. и др. Труды геологического института. Вып. 221. Эпигенез и его минеральные индикаторы / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1971. 170 с.
- Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.
- Лобусев М. А. Концепция формирования Арктической газоносной провинции Западной Сибири: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, 2020. 277 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: Товарищество науч. изд. КМК, 1995. 172 с.
- Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
- Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие для студентов геол. спец. вузов. Минск: БГУ, 2000. 254 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). 3-е изд. М.: Недра, 1968. 331 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1953.

Соколов Б.А., Янаскурт О.В. Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миегосинклинального осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность / Под ред. Н.Б. Вассоевича и П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1983. С. 226–237.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). Труды геологического института. Вып. 372. М.: Недра, 1983. 157 с.

Шлитенберг Л.П. Стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений севера Западно-Сибирской

равнины. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, выполненной на севере Гыданского полуострова (Гыданская площадь) Тюменской обл. Ямало-Ненецкий а.о. 1988 г. Росгеолфонд, инв. №440980.

Янаскурт О.В. Катагенез осадочных горных пород (методическое руководство к стадийному анализу). М.: Издательство МГУ, 1991. 120 с.

Янаскурт О.В. Литология. М.: ИЦ «Академия», 2008. 336 с.

Fairbridge R.W. Phases of diagenesis and autigenesis // Diagenesis in Sediments / Eds. G. Larse, G.V. Chillingar. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 19–89.

Статья поступила в редакцию 26.02.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 28.08.2025

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 15.07.2025. Формат 60 × 90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 19,0. Уч.-изд. л. 13,2. Тираж экз.

Изд. № 13014. 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»)