

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 3 • 2018 • МАЙ–ИЮНЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л., Еремин Н.И. Вулканогенные колчеданные месторождения богатых золотом руд	3
Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н. Сантонские радиолярии и фораминиферы в разрезе Брэждэ, Сербия	12
Габдуллин Р.Р., Бадудина Н.В., Бакай Е.А., Рубцова Е.В., Юрченко А.Ю., Карпова Е.В., Иванов А.В., Варзанова М.А., Сергиенко А.В., Коновалова Т.А., Парахина М.В. Строение и условия формирования келловей-оксфордских отложений в районе Судакской бухты (Крым)	25
Гилаев Р.М., Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Шелков Е.С. Строение баженовского горизонта на северо-востоке Западной Сибири.	41
Липатникова О.А. Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Вышневолоцкого водохранилища.	46
Сидкина Е.С., Бугаев И.А., Бычков А.Ю., Калмыков А.Г. Термодинамическая модель взаимодействия «вода–порода» при гидротермальном воздействии на баженовскую свиту	55
Бондарь Д.Б., Чугаев А.В., Полеховский Ю.С., Кошлякова Н.Н. Минералогия руд месторождения золота Кедровское (Муйский район, Республика Бурятия, Россия)	60
Алферьева Я.О., Шекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Предельное содержание фтора и воды в гранитных высоко эволюционированных расплавах.	70

CONTENTS

Dergachev A.L., Eremin N.I. Volcanogenic massive sulfide deposits enriched in gold . .	3
Bragina L.G., Bragin N.Yu., Kopaevich L.F., Beniamovsky V.N. Santonian radiolarians and foraminifers from Brežđe Section, Western Serbia	12
Gabdullin R.R., Badulina N.V., Bakai E.A., Rubtsova E.V., Yurchenko A.Yu., Karpova E.V., Ivanov A.V., Varzanova M.A., Sergienko A.V., Konovalova T.A., Parphina M.V. Composition and origin of Callovian-Oxfordian deposits of the Sudak bay (Crimea)	25
Gilaev R.M., Stupakova A.V., Stafeev A.N., Suslova A.A., Shelkov E.S. Structure of Bazhenov horizon in the north-east of West Siberia	41
Lipatnikova O.A. Heavy metal speciation in bottom sediments of the Vyshnevolotsky reservoir	46
Sidkina E.S., Bugaev I.A., Bychkov A.Yu., Kalmykov A.G. Water-rock interaction thermodynamic modeling while hydrothermal exposure on the Bazhenov formation rocks	55
Bondar D.B., Chugaev A.V., Polekhovsky Y.S., Koshlyakova N.N. Ore mineralogy of the Kedrovskoe gold deposit (Muysky district, Republic of Buryatia, Russia) . .	60
Alferyeva Y.O., Shchekina T.I., Gramenitskiy E.N. Maximum fluorine and water concentration in highly evolved granite melts	70

УДК 553.44

А.Л. Дергачев¹, Н.И. Еремин²

ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОГАТЫХ ЗОЛОТОМ РУД

В рудах вулканогенных колчеданных месторождений содержатся не только Cu, Zn, Pb, но и Sb, Bi, Te, Se, Ag, Co и другие металлы, а также переменное количество Ag и Au. В некоторых из них запасы Au превышают 100 т, а среднее содержание может достигать десятков г/т. На основе оригинальной базы данных предложены статистические критерии для выделения месторождений с крупными запасами и (или) аномально высоким содержанием Au в рудах. Исследованы некоторые особенности месторождений богатых Au руд, в том числе распределение в геологическом времени и между важнейшими колчеданосными провинциями, а также ассоциация с палеовулканическими структурами, геохимические и минералогические особенности руд и причины их обогащения золотом.

Ключевые слова: золото, вулканогенные колчеданные месторождения, цветные металлы, месторождения богатых золотом руд.

Volcanogenic massive sulfide deposits contain Cu, Zn, Pb, Sb, Bi, Te, Se, Ag, Co and variable amounts of Ag and Au. In some of them gold reserves exceed 100 t while gold grades reach several dozens ppm. Original data base was used to establish statistically meaningful criteria for identification of deposits with large gold reserves and/or anomalously enriched in gold. Some peculiar features of deposits with high Au grades were investigated including distribution in geological history and among the principal metallogenic provinces, association with volcanogenic formations and paleovolcanic structures, geochemical and mineralogical features and factors that caused enrichment in gold.

Key words: gold, base metals, volcanogenic massive sulfide deposits, deposits of rich gold ores.

Введение. Вулканогенные колчеданные месторождения (VMSD) образуют важнейший промышленный тип месторождений Cu, Pb, Zn и вносят существенный вклад в мировые запасы этих полезных ископаемых. Вместе с тем в рудах этих полиметаллических месторождений в качестве второстепенных компонентов встречаются Sb, As, Bi, Se, Te, Ni, Co и другие металлы, содержание которых делает их попутное извлечение экономически эффективным. Среди них важнейшая роль принадлежит Ag и особенно Au из-за высокой стоимости этих металлов. Золоту в рудах VMSD, в том числе в их современных аналогах на океаническом дне, посвящена обширная литература. Наибольшее внимание исследователей традиционно привлекают минералого-геохимические аспекты, в частности, минеральные формы нахождения Au; распределение его в пределах рудных тел; минералогические особенности руд, богатых золотом; геохимические причины его концентрации и т.д. (например [Sillitoe et al., 1996; Hannington et al., 1999; Huston, 2000; Еремин и др., 2000; Сергеева и др., 2010]). Многочисленны публикации, посвященные геологическому строению конкретных месторождений с крупными запасами золота и (или) с рудами, богатыми Au [Arnold, Sillitoe, 1989;

Weihed et al., 1996; Haley, Roberts, 1997; Sherlock et al., 1999; Callaghan, 2001; Dube et al., 2007].

Парадоксально, но обобщающие работы, в которых рассматривались бы геологические особенности таких месторождений, относительно редки и либо основаны на данных о единичных месторождениях, либо рассматривают группы месторождений какой-то отдельной колчеданосной провинции или страны, например Канады [Dube et al., 2007], либо концентрируются в большей мере на формально-статистических аспектах анализа их крупных выборок [Mercier-Langevin et al., 2011].

Между тем важное, в том числе прикладное, значение имеет обобщение данных о геотектонических обстановках образования VMSD, крупных по запасам и богатым золотом, о распределении их по подтипам колчеданных месторождений, связи их с теми или иными вулканогенными формациями, фациями вулканитов, глобальными эпохами колчеданообразования, месте таких месторождений в истории развития вулканизма в соответствующих рудных районах. Обобщению данных такого рода должно предшествовать составление базы данных колчеданных месторождений мира, а также разработка на ее основе статистически обоснованных критериев выделения месторождений, характе-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* alderg@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, докт. геол.-минерал. н., профессор, чл.-корр. РАН; *e-mail:* eremin@geol.msu.ru

ризующихся высоким содержанием Au в рудах. Такая база данных была составлена на основе публикаций, а также результатов личных исследований авторов в колчеданосных рудных районах России и Казахстана (Рудный Алтай), а также в зеленокаменном поясе Абитибид (Канада) и районе Хокуроку в Поясе Зеленых Туфов (Япония) и на Южном Урале.

Критерии выделения VMSD с высоким содержанием Au в рудах. Из 1280 месторождений, учтенных в базе данных, сведения о запасах и среднем содержании золота имеются для 807 колчеданных месторождений с суммарными запасами 11,16 млрд т руд, содержащих свыше 11 тыс. т Au. Распределение месторождений между типами куроко, уральским, кипрским и бесси [Еремин и др., 2000] примерно отвечает распределению между ними VMSD вообще: тип куроко представлен в базе данных «VMSD-Au» 358 месторождениями, уральский — 329, бесси — 68, кипрский — 51. Таким образом, на результаты анализа базы данных не могла повлиять, например, слишком высокая концентрация в ней месторождений какого-то одного типа. Для 50% месторождений в базе данных запасы не превышают 2 т, а для 80% — 13 т Au. Среднее содержание металла в рудах 50% VMSD не достигает даже 0,8 г/т, а для 80% не превышает 2 г/т. Таким образом, по сравнению с собственно золоторудными месторождениями VMSD обычно намного меньше по запасам и намного беднее. Это означает, что для их классификации по масштабам запасов и среднему содержанию Au необходимы особые статистически обоснованные критерии.

Среднее содержание золота в рудах отдельных VMSD (C_{Au} , г/т) колеблется от 0,01 до 45,97 г/т, а запасы Au (Q_{Au} , т) — от нескольких десятков килограммов до 562 т. Установлено, что и содержание, и запасы подчиняются логнормальному распределению, поэтому для более точной характеристики выборки использовались не средние арифметические, а их средние геометрические значения (0,71 г/т и 1,88 т Au) и стандартные отклонения среднего геометрического значения (+2,79 г/т и +42,93 т Au). К месторождениям с богатыми рудами были отнесены те, в которых содержание Au превышало среднее геометрическое значение на величину стандартного отклонения ($C_{Au} \geq 3,5$ г/т). Этот критерий выполняется для 70 месторождений (менее 9% от их числа в базе данных), они вносят лишь 5,6% в суммарные запасы колчеданных руд, но 20,7% в запасы Au. Аналогичным образом крупными по запасам металла считаются месторождения, для которых $Q_{Au} \geq 44,8$ т. Таких месторождений насчитывается 58 (7%), в них содержится 47,9% суммарных запасов колчеданных руд, но при этом 63,8% запасов золота.

На основе предложенных критериев диаграмма $Q_{Au}-C_{Au}$ разделяется на четыре поля, которым отвечают особые группы месторождений. Около

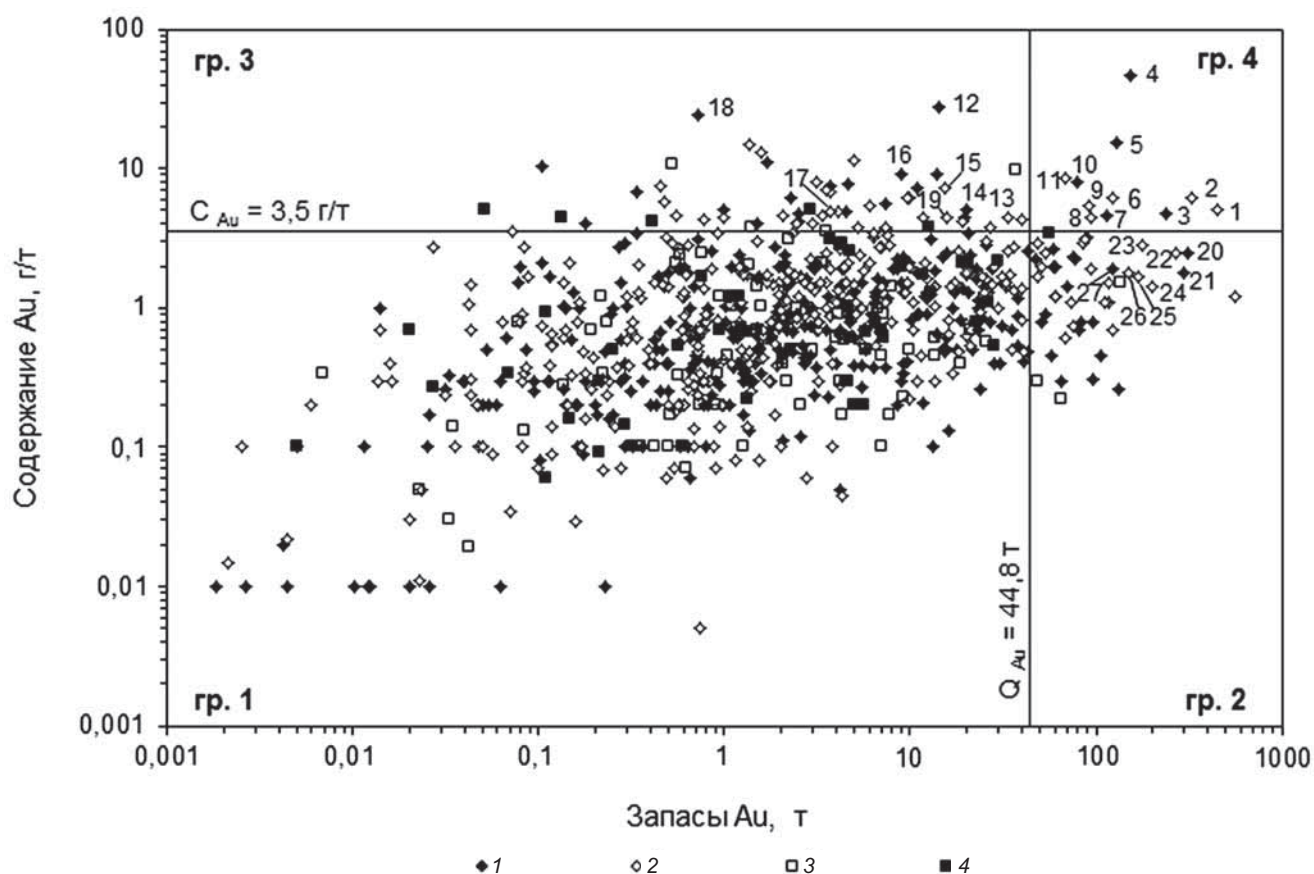
85% (689 из 807) месторождений с 51% запасов руды и 32% запасов Au попадают в поле 1 ($Q_{Au} < 44,8$ т, $C_{Au} < 3,5$ г/т); они обладают малыми запасами металла и рядовым содержанием Au и не представляют особого интереса для дальнейшего анализа.

Группу 2 ($Q_{Au} \geq 44,8$ т, $C_{Au} < 3,5$ г/т) образуют 47 месторождений (5,8%), которые обладают крупными или очень крупными запасами руды (от 16 до 513 млн т), в том числе 20 из 24 месторождений с запасами свыше 100 млн т руды (Рио-Тинто, Ла Зарза, Тарсис, Алжустрел и Маса-Вальверде в Иберийском Колчеданном поясе, Гайское, Сибайское, Юбилейное (Башкортостан), Учалинское и др. на Южном Урале, Маунт Лайель в Австралии, Риддер-Сокольное на Рудном Алтае и др.) (рисунок).

Особенности VMSD с рудами, обогащенными Au. Наибольший интерес для дальнейшего анализа представляют 70 месторождений группы 3 ($Q_{Au} < 44,8$ т, $C_{Au} \geq 3,5$ г/т) и 4 ($Q_{Au} \geq 44,8$ т, $C_{Au} \geq 3,5$ г/т), руды которых обогащены Au. Их примеры встречаются практически во всех наиболее крупных колчеданосных провинциях, но особенно многочисленны они в неогархейской провинции Абитибид (11 месторождений), палеопротерозойских Трансгудзонском (4 месторождения в районе Флин-Флон — Сноу Лейк) и Свекофеннском поясах (6 месторождений, в том числе 4 в рудном районе Шеллефте), а также в палеозойских провинциях: Аппалачской (5), Иберийском Колчеданном поясе (3), на Южном Урале (4) и Рудном Алтае (2).

Месторождения обогащенных Au руд не входят в число крупнейших по запасам руды (на 32 из них они не достигают даже 1 млн т), цветных металлов (исключение составляют месторождения Хорн Н-Г в провинции Абитибид и Гринз Крик в Северных Кордильерах) и отличаются крайне малыми запасами Au. По-видимому, условия, благоприятствовавшие концентрированию золота, возникали в пределах относительно небольших геологических структур и (или) в течение относительно непродолжительных периодов времени.

Группу 4 образуют 11 месторождений, в том числе 5 неогархейских в рудных районах Норанда (в том числе Хорн Н-Г; 328 т, 6,1 г/т Au) и Буске (в том числе Ла Ронд—Пенна; 445 т, 5,1 г/т Au) в провинции Абитибид, неогархейские месторождения Фарлей Лейк (123 т, 6,1 г/т Au) в зеленокаменном поясе Линн Лейк Трансгудзонского пояса и Болиден (129 т, 15,5 г/т Au) в рудном районе Шеллефте Свекофеннского пояса (Северная Швеция), а также палеозойские месторождения Салгадиньо (80 т, 8 г/т Au) в Иберийском колчеданном поясе и Маунт Морган в Австралии (238 т, 4,8 г/т Au), мезозойские месторождения Эски Крик в поясе Интермонтана в Британской Колумбии (уникальное по качеству руд, 154 т, 46 г/т Au) и Гринз Крик в террейне Александра на Аляске (113 т, 4,7 г/т Au).



Вулканогенные колчеданные месторождения групп 1–4 на диаграмме Q_{Au} – C_{Au} . Типы месторождений: 1 — куроко, 2 — уральский, 3 — бесси, 4 — кипрский. Цифрами обозначены месторождения, упомянутые в тексте: 1 — Ла Ронд–Пенна, 2 — Хорн Н-Г, 3 — Маунт Морган, 4 — Эски Крик, 5 — Болиден, 6 — Фарлей Лейк, 7 — Гринз Крик, 8 — Буске № 1, 9 — Кемон, 10 — Салгадиньо, 11 — Буске № 2, 12 — Генти–Маунт Джулия, 13 — Первомайское, 14 — Змеиногорское, 15 — Думагами, 16 — Зареченское, 17 — Ла Плата, 18 — Камиисо, 19 — Балта-Тау, 20 — Риддер-Сокольное, 21 — Ла Зарза, 22 — Юбилейное, 23 — Флин-Флон, 24 — Хорн № 5, 25 — Подольское, 26 — Узельгинское, 27 — Карибу

Наиболее значительные и хорошо изученные фанерозойские VMSD богатых золотом руд формировались в пределах энсиалических или энсиматических вулканических дуг или задуговых бассейнов различного возраста. С поправкой на изменяющееся соотношение процессов плюм-тектоники и плейт-тектоники при формировании зеленокаменных поясов и специфику тектонических процессов в раннем докембрии можно предполагать, что в сходных обстановках формировались и обогащенные золотом колчеданные архейские и палеопротерозойские месторождения.

Подавляющее большинство колчеданных месторождений с рудами, богатыми Au, возникало на ранних стадиях рифтогенеза в пределах вулканических дуг или в задуговых прогибах, связано с контрастными или непрерывными вулканогенными формациями и залегает среди пород известково-щелочных или промежуточных между толеитовыми и известково-щелочными и представлено типами уральским (36 месторождений) и куроко (26 месторождений), включая их докембрийские аналоги. Именно к этим типам относятся месторождения групп 3 и 4, демон-

стрирующие наивысшее для VMSD обогащение золотом, в частности (г/т) Таллапуса (15), Болиден (15,5), Камиисо (24,0), Генти–Маунт Джулия (27,6), Эски Крик (46,0).

Лишь около 11% месторождений богатых Au руд ассоциирует с недифференцированными базальтоидными формациями (типы бесси и кипрский представлены соответственно 3-мя и 5-ю месторождениями). Они вообще отсутствуют в группе 4, а в поле группы 3 расположены вдоль нижней границы, поскольку все они содержат лишь немногим более 3,5 г/т Au. В то же время с учетом различной численности месторождений разных подтипов в базе данных оказывается, что среди месторождений уральского типа обогащены Au 10,9% месторождений, кипрского — 11,1%, куроко — 7,3%, бесси — 5,9%. Таким образом, при поисковых работах в районах распространения колчеданных месторождений основных типов (кроме бесси) вероятность появления среди открываемых месторождений рудных объектов, обогащенных Au, приблизительно одинакова.

Месторождения богатых золотом руд возникали практически в каждую главную эпоху

колчеданообразования [Еремин и др., 2002]. С архейско-палеопротерозойской эпохой связаны 12 месторождений — аналогов уральского типа, отвечающих неоархейскому максимуму образования VMSD (2730–2690 млн лет) и расположенных в зеленокаменных поясах Абитиби (11 месторождений, в том числе Хорн Н-Г, Кемон, Делдона, Инмонт в рудном районе Норанда, Ла Ронд-Пенна, Буске № 1, Думагами в рудном районе Буске и др.) и Вава в провинции Сьюпериор Канадского щита. Крупнейшие по запасам в этой группе древнейших месторождений с рудами, обогащенными Au, — Ла Ронд-Пенна и Хорн Н-Г.

В палео-мезопротерозойскую эпоху (2200–1350 млн лет) крупному палеопротерозойскому пику колчеданообразования (1890–1850 млн лет) отвечали 8 месторождений — аналогов уральского типа в зеленокаменных поясах Флин-Флон—Сноу Лейк, Линн Лейк и Ла Ронж Трансгудзонского пояса и в районе Джером (Аризона), а также 6 месторождений — аналогов типа куроко в рудных районах Бергслаген и Шеллефте и поясе Эйяля—Ориярви Свекофеннского пояса. Крупнейшие по запасам богатых золотом руд, образовавшихся в эту эпоху, — месторождения Болиден в районе Шеллефте и Фарлей Лейк в поясе Линн Лейк.

Всплеск колчеданного рудообразования в неопротерозойско-раннемезозойскую эпоху (900–200 млн лет) пришелся на кембрий—ордовик (570–472 млн лет) и девон—средний карбон (416–330 млн лет), когда возникло 21 месторождение богатых золотом руд, из которых 8 относятся к уральскому типу (например, Балта-Тау, Майское, Первомайское, Восточно-Семеновское на Урале) и 13 — к типу куроко (в том числе Змеиногорское, Зареченское на Рудном Алтае, Рамблер-Мейн в Аппалачах, Вуэльта-Фалса, Ломеро-Поятос, Салгадиньо в Иберийском Колчеданном поясе, Генти—Маунт Джулия на Тасмании). Позднее, в пермское время, сформировалось месторождение Маунт Морган (237 т, 4,75 г/т Au) в Австралии, а в позднем триасе — Гринз Крик (113 т, 4,7 г/т Au) в Северных Кордильерах.

В незавершенную мезозойско-кайнозойскую эпоху рудообразования (после 200 млн лет назад) возникли 20 месторождений 3 и 4 групп, относящихся к типам кипрскому (4 месторождения в Северных Кордильерах, в том числе Тернер-Албрайт в горах Кламат), уральскому (8 месторождений в Северных и Южных Кордильерах и Филиппинской дуге, в том числе Ла Плата в Эквадоре и др.), куроко (6 месторождений, расположенных в основном в Северных Кордильерах и в Поясе Зеленых Туфов на о. Хоккайдо, а также в пределах Филиппинской и Карибских дуг) и бесси (по одному месторождению на Кубе и в Папуа—Новой Гвинее). Крупнейшее по запасам для этого периода — месторождение Эски Крик в Британской Колумбии (154 т, 46,0 г/т Au).

Позиция в палеовулканических структурах.

В пределах разновозрастных рудных районов VMSD с богатыми золотом рудами обнаруживают пространственную связь с локальными центрами кислого подводного вулканизма, наиболее очевидную на более молодых слабометаморфизованных месторождениях.

Так, месторождение Эски Крик, аномально богатое Au и одно из крупнейших в семействе VMSD по его запасам, залегает в раннеюрском вулканогенном разрезе и расположено в пределах крупного вулканического центра, в состав которого входит несколько экструзивно-лавовых риолитовых куполов, прорванных субвулканическими телами многочисленных генераций [Monecke et al., 2005]. Его стратиформная залежь богатых Au сульфидно-сульфосольных руд обломочного строения залегает непосредственно над массивными, брекчиевыми и флюидалными риолитами и глыбовыми риолитовыми брекчиями — продуктами фреатических взрывов при взаимодействии горячей твердевшей корки на поверхности потоков риолитовых лав или экструзивных тел с морской водой или под воздействием находившихся под высоким давлением гидротермальных растворов. В верхней части разреза брекчии риолитов подверглись метасоматическим изменениям (окварцеванию, серицитизации, хлоритизации) и несут прожилково-вкрапленную рудную минерализацию, а на отдельных участках разреза они цементируются аргиллитами.

Надрудная толща представлена горизонтом аргиллитов мощностью от 5 до 20 м, выше которого по разрезу залегает мощная (>70 м) пачка переслаивания аргиллитов (мощность отдельных прослоев до 5–7 м) и массивных (реже брекчиевых) базальтовых лав с полимиктовыми брекчиями в кровле потоков (мощность отдельных потоков достигает 10 м и более) и продуктами их разрушения (нестратифицированными брекчиями базальтов с осадочным цементом).

Судя по наличию обломков руды в составе фреато-гидротермальных брекчий риолитов, позиции стратиформных рудных тел непосредственно в их кровле и признакам внедрения встречающихся местами риолитовых силлов, позднее подвергшихся гидротермальным изменениям, в еще неконсолидированные и водонасыщенные брекчии на контакте их с аргиллитами, процессы рудообразования были тесно связаны с извержениями кислой магмы не только пространственно, но и во времени. Признаки гидротермальных изменений надрудных базальтов свидетельствуют о том, что гидротермальный процесс продолжался и после смены характера вулканических извержений.

Сходная структурная позиция согласных пластообразных рудных тел в разрезе палеовулканических структур, аналогичные пространственно-временные соотношения процессов кислого

вулканизма и рудообразования, характерная смена кислого вулканизма основным или накоплением горизонтов осадочных пород описаны для ряда рудных провинций и множества типичных VMSD, как богатых золотом (например, Болиден, Ла Ронд-Пенна, Эски Крик, Ла Плата [Allen et al., 1997; Dube et al., 2007; Chiaradia et al., 2008]), так и рядовых по содержанию этого металла (в частности [Палеовулканический анализ..., 1984]).

Зоны гидротермальных изменений околорудных пород. Большинство VMSD, обогащенных Au, относится к проксимальным и расположено непосредственно над рудоподводящими каналами, которые выражены ореолами гидротермально-метасоматических изменений пород и дискордантными зонами кварц-сульфидных прожилков и вкрапленности в лежащем боку пластовых рудных тел. Однако они различаются по характеру гидротермально-метасоматических изменений пород.

Так, на месторождении Ла Ронд-Пенна подрудные субсогласные и секущие зоны развития ассоциаций кварц — биотит — Mn-гранат (в проксимальной зоне) или кварц — Mn-гранат — Zn-ставролит — хлоритоид — биотит — мусковит — хлорит (внешняя зона) с прожилками и густой вкрапленностью пирита и халькопирита рассматриваются как метаморфизованные аналоги зон интенсивной аргиллизации [Dube et al., 2007]. Аналогичную природу могут иметь андалузит-серицит-кварцевые изменения известково-щелочных дацитов и риодацитов на месторождении Болиден и андалузит-кианит-пирофиллитовые изменения рудовмещающих пород месторождений Буске-1, Буске-2 и Думагами в провинции Абитиби.

Такие изменения могли быть вызваны выщелачиванием из кислых вулканогенных пород всех компонентов (Na_2O , CaO , MgO , K_2O), кроме наиболее инертных в химическом отношении Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , под влиянием агрессивных кислых (имевших низкие величины pH), относительно окисленных растворов, иногда содержащих серу, которые имели магматическое происхождение или образовывались при вскипании растворов в условиях мелководья. Такие вулканогенные колчеданные месторождения, обогащенные Au, напоминают высокосульфидные эпитеральные месторождения золота.

Для месторождения Эски Крик, напротив, характерны субсогласные зоны интенсивной хлоритизации и мусковитизации, а в глубоких частях штокверковой зоны — калишпатизация и умеренное окварцевание подрудных пород [Roth et al., 1999].

Геохимия и минералогия руд. Группы 3 и 4 включают как медноколчеданные (например, Хорн Н-Г, Болиден, Салгадиньо, Камиисо), так и медно-цинковые (Ла Ронд-Пенна, Фото Лейк, Кемон и др.) и колчеданно-полиметаллические месторождения (Змеиногорское, Зареченское, Ну-

рукава и др.). Между составом руд и содержанием Au отсутствует четкая корреляционная связь.

На многих VMSD, относящихся к группам 3 и 4, колчеданные руды, обогащенные Au, содержат необычно много Hg, Sb, As, Bi, Te, Se, Ag. Содержание Ag может достигать 2224 г/т (например, на месторождении Эски Крик). Лишь в исключительных случаях руды содержат меньше Ag, чем Au, и величина отношения Ag/Au не достигает 1 (Маунт Морган, Думагами, Генти—Маунт Джулия); обычно этот показатель изменяется от 2 до 128, а в среднем составляет 16.

К главным минералам руд месторождений групп 3 и 4 относятся широко распространенные пирит, сульфиды цветных металлов (халькопирит, сфалерит, галенит); реже в них встречаются пирротин, теллуриды, арсенопирит, борнит, самородные элементы и другие минералы. Сравнительно простым минеральным составом отличаются относящиеся к группе 3 богатые Au месторождения типов кипрского и бесси. Но большинство месторождений групп 3 и 4 относятся к куроко и уральскому типам и характеризуется намного более сложным минеральным парагенезисом (в рудах месторождения Болиден, например, установлено около 50 рудных минералов). Однако не исключено, что относительная сложность минерального состава обогащенных Au руд (в частности, [Hannington et al., 1999]) — просто результат более глубокого изучения минералогии руд, обогащенных благородными металлами.

Характерные минералы руд таких месторождений представлены арсенопиритом, As-содержащим пиритом, борнитом, теннантит-тетраэдритом, сложными сульфосолями (бурнонит, буланжерит, фрейбергит, фрейеслебенит, миаргирит, полибазит, пираргирит, прустит, стефанит, физелиит, джемсонит, ленгебахит), теллуридами Pb, Ag, Bi, Hg (алтаит, гессит, теллуrowисмутит, колорадоит), Cu-Sn сульфидами (моусонит, станнин), нередко антимонит, реальгар, киноварь, барит, $\text{Te}_{\text{сам}}$, $\text{Ag}_{\text{сам}}$, $\text{Bi}_{\text{сам}}$. Золото представлено $\text{Au}_{\text{сам}}$, электрумом, который часто обогащен Ag, Au или Hg [Huston et al., 1992], ауристибитом, широко распространенными теллуридами Au или Au-Ag (калаверит, сивьянит, петцит, креннерит) и «невидимым» золотом в пирите, арсенопирите, As-содержащем пирите. Лишь некоторые минералы из этого парагенезиса могут в небольшом количестве встречаться в относительно бедных золотом ($C_{\text{Au}} < 3,5$ г/т) рудах некоторых месторождений групп 1 и 2. Так, теллуриды Au установлены, например, на 2% месторождениях группы 1 и на 20% месторождений группы 2, но по-настоящему типичны они именно для месторождений группы 4 (>50% месторождений).

Характерны в этом отношении месторождения по существу сульфидно-сульфосольных руд Эски Крик в Британской Колумбии и Зареченское на Рудном Алтае. Руды последнего в качестве главных

минералов наряду с борнитом и халькозином содержат блеклую руду (теннантит); другие сульфосоли (тетраэдрит, стефанит, энаргит), теллуриды (алтаит), а также сульфиды (пирит, марказит, арсенопирит, аргентит, штрουμεйерит) и электрум входят в число второстепенных минералов; к редким, кроме ялпаита, относятся сульфосоли (бурнонит, полибазит, ленгенбахит), теллуриды Ag и Au (гессит, сильванит), самородные Au, Ag, Te. На месторождении Эски Крик в составе стратиформной рудной залежи наряду с обычными сульфидами (пиритом, галенитом, сфалеритом) широко распространены антимонит, реальгар, киноварь и арсенопирит с переменным количеством барита и сульфосолей (тетраэдрита, джемсонита, бурнонита, буланжерита, фрейбергита), а золоторудная минерализация представлена электрумом и $Au_{сам}$.

На некоторых хорошо изученных в минералогическом отношении месторождениях богатых Au руд установлено доминирование одной или двух главных минеральных форм нахождения Au среди прочих. Так, на месторождении Ла Ронд–Пенна 90% золота сосредоточено в электруме; на Зареченском месторождении этот же минерал входит в число второстепенных, тогда как $Au_{сам}$ и теллуриды Au относятся к редким; на месторождении Болиден большая часть золота представлена электрум-амальгамой. Вместе с тем анализ выборки из 70 месторождений 3-й и 4-й групп не подтверждает вывод [Hannington et al., 1999] о преимущественном нахождении $Au_{сам}$ и теллуридов Au в рудах существенно медного состава и электрума — в Cu-Zn и Cu-Zn-Pb рудах.

Причины обогащения руд золотом. В отношении природы золоторудной минерализации в рудах VMSD альтернативные позиции представлены предположениями о ее первичном происхождении или о ее связи с поздними метаморфическими преобразованиями руд и вмещающих пород. Действительно, некоторые месторождения обогащенных Au руд находятся в зонах крупных разломов среди пород, подвергшихся интенсивным деформациям и глубокому метаморфизму. Поэтому одно из возможных объяснений высокого содержания золота в рудах VMSD заключается в наложении золоторудной минерализации на обычные по содержанию Au колчеданные руды в процессе региональных деформаций и метаморфизма высоких фаций. Это предположение находит подтверждение, например, на месторождении Болиден в районе Шеллефте [Weihed et al., 1996], где вмещающие породы метаморфизованы до амфиболитовой фации, а золотом обогащены в основном сульфидные руды вблизи зон пострудных разломов, по которым смещены отдельные участки рудных тел.

На ряде других месторождений к свидетельствам возможного наложенного характера золоторудной минерализации относятся приуроченность ее к зонам интенсивного динамометаморфизма (в

частности, к региональным разломам), наличие сульфидных жил, косо ориентированных по отношению к региональному расщеплению, а также рудных тел, залегающих согласно по отношению к нему. Однако многие VMSD, относящиеся к группам 3 и 4, испытали очень слабый региональный метаморфизм. Среди многочисленных примеров — эоценовые месторождения Западной Кордильеры в Эквадоре (в том числе Ла Плата), залегающие среди вулканогенных пород риолит-базальтовой формации, которые подверглись региональному метаморфизму цеолитовой фации [Chiaradia et al., 2008], позднедевонско-раннемеловое месторождение Ломеро-Пойтос в Иберийском Колчеданном поясе и юрские месторождения Тернер-Албrait в Северных Кордильерах (горы Клатат), а также уникальное по содержанию золота месторождение Эски Крик в поясе Интермонтана в Британской Колумбии среди пород пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма [Sherlock et al., 1999; Monecke et al., 2005].

На месторождении Эски Крик основная часть запасов сосредоточена в стратиформных рудных телах на контакте углистых аргиллитов и нижежащих риолитов. Зона 21А включает стратифицированные линзы нередко сплошных сульфидных руд, содержащих большое количество антимонита, реальгара и киновари. Зона 21В представлена обломочными Zn-Pb-Au-Ag сульфидно-сульфосольными (антимонит, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит) рудами с градиционной слоистостью, стратиграфически ниже которых установлена прожилковая и вкрапленная минерализация в хлоритизированных, окварцованных и серицитизированных кислых вулканогенных породах. При формировании этих руд, очевидно, происходило переотложение обломков руд, уже содержавших богатую первичную золоторудную минерализацию.

На неогархейском месторождении Хорн Н-С в районе Норанда признаком первичного происхождения богатой золоторудной минерализации в составе залежи сплошных богатых Cu-Au колчеданных руд мощностью несколько десятков метров является, в частности, наличие крупных глыб сплошных сульфидных руд, обогащенных Au, в перекрывающих залежь пирокластических образованиях, лишенных иной рудной минерализации. Рудокласты богатых золотом руд (до 6 г/т Au) установлены и в надрудной толще месторождения Ла Ронд-Пенна. Таким образом, на многих и, возможно даже на большинстве VMSD, обогащение колчеданных руд золотом имеет первичную природу и происходило на синвулканическом этапе в процессе колчеданообразования.

На тех из упомянутых месторождений, которые подверглись глубокому региональному метаморфизму и деформациям, имели место искажения первичной морфологии рудных тел, локальная

ремобилизация и переотложение цветных металлов и золота на узких участках (например, на месторождении Ла Ронд-Пенна, относящемся к группе 4 [Dube et al., 2007], а также на находящихся в том же рудном районе месторождениях Буске № 2 и Думагами). Сообщается, например, о синдеформационных золотосодержащих халькопиритовых жилах, которые близки по минеральному составу первичным рудам месторождений и залегают среди них, а также об отчетливых структурных признаках переотложенной природы минералов Ag, Pb, Bi, Sb и Au в халькопиритовых прожилках, где зерна этих минералов окружают крупные порфиробласты пирита. Однако нет никаких свидетельств переноса ремобилизованных компонентов первичных руд на значительное расстояние за пределы рудных тел.

Более того, процессы деформации и региональный метаморфизм даже не нарушили свойственное слабометаморфизованным VMSD зональное распределение Cu, Zn, Pb, Au, Ag в разрезе рудных тел. Так, на подвергшемся сильным деформациям месторождении Генти–Маунт Джулия в Тасмании [Halley, Roberts, 1997], как и на многих слабометаморфизованных месторождениях, наиболее высокое содержание Au установлено в стратиграфически лежащем боку эксгальационно-осадочных образований (серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, карбонатных пород и красных яшм, хлорит-кальцитовых пород) в проксимальной (ближайшей к рудоподводящему каналу) зоне, хотя минералы золота вместе с пиритом, халькопиритом и галенитом выполняют поздние трещинные структуры. Неравномерное распределение Au в пределах рудных тел некоторых месторождений — результат не только первичной рудной зональности, но и более поздних наложенных процессов (например, на месторождении Генти–Маунт Джулия), но нет оснований предполагать привнос Au, а также ассоциирующих с ним Bi, As, Te, Se, Hg, Sb в состав колчеданных рудных тел в процессе деформаций и регионального метаморфизма.

Колчеданные месторождения групп 3 и 4 практически не отличаются от обычных VMSD по многим наиболее существенным характеристикам (геотектонические обстановки формирования, связь с вулканогенными формациями, положение в палеовулканических структурах, морфология рудных тел и т.д.). К наиболее важным отличиям относятся обогащение руд As, Sb, Hg, Se, Te, Bi, Au и Ag, широкое распространение в рудах теллуридов и сложных сульфосолей, а для некоторых месторождений еще и специфические ассоциации вторичных минералов в зонально построенных подрудных ореолах гидротермальных изменений пород.

Причиной формирования VMSD, аномально обогащенных Au, может быть специфический состав рудообразующих растворов или особые

условия рудоотложения. Одним из объяснений обогащения золотом руд этих месторождений может быть повышенное содержание Au в подрудных толщах вулканогенных пород, подвергавшихся выщелачиванию, и (или) привнос металла гидротермальными растворами непосредственно из периферических магматических очагов, в процессе эволюции которых остаточные расплавы могли обогащаться Au. Подобная тенденция проявлена в палеопротерозойских рудных районах Флин-Флон и Сноу Лейк в Трансгудзонском поясе, в палеозойских рудных районах Южного Урала и ряде других провинций с большим числом месторождений и большой продолжительностью процессов вулканизма и рудообразования. Примеры месторождений Фото Лейк в районе Сноу Лейк, Восточно-Семеновского, Майского, Балта-Тау на Южном Урале показывают, что этот фактор мог приводить к формированию на завершающих этапах развития вулканизма месторождений колчеданных руд, содержащих до 4–6 г/т Au. В то же время примерами обратных соотношений являются месторождения Хорн Н-Г и Кемон, древнейшие в неоархейском рудном районе Норанда [Gibson, Galley, 2007], но отличающиеся наивысшим содержанием Au.

Важная роль привноса из магматического очага более вероятна для месторождений с высоким содержанием Bi и Te, для которых обычно предполагается глубинный источник. Причиной концентрирования Au в этом случае могло быть смешивание агрессивных кислых (с низкими значениями pH), иногда содержащих серу из магматического источника, относительно окисленных растворов с морской водой (как это предполагается для высокосульфидных эпитеермальных месторождений золота). Другой возможной причиной необычного обогащения руд VMSD золотом может быть вскипание гидротермальных растворов в мелководных условиях.

Важно отметить, что во многих колчеданосных районах богатые золотом месторождения непосредственно соседствуют с месторождениями руд, бедных Au. Кроме того, в ряде провинций с большим числом VMSD (в частности, район Шеллефте, пояс Абитиби) распределение содержания Au приближается к бимодальному. Это может означать, что какой-то процесс протекал при образовании одних месторождений, но не проявлялся на других, или что какие-то условия рудообразования воспроизводились на одних месторождениях, но не воспроизводились на других, и, значит, причины, приводившие к обогащению Au руд некоторых из них, могли носить локальный характер. Одним из таких локально проявившихся факторов мог быть сложный, сильнорасчлененный рельеф вулканических дуг, в пределах которых вершинные части вулканических построек могли быть выражены относительно мелководными участками или возвышаться в виде островов над уровнем моря в

обрамлении более обширных умеренно глубинных областей.

После классических работ о месторождениях района Хокуроку в Японии [Ohmoto, Skinner, 1983] широко распространилось мнение о формировании субмаринных вулканогенных колчеданных месторождений в интервале глубины моря от 1000 до 4000 м. Такие представления нельзя применить по крайней мере к некоторым VMSD, обогащенным Au. Признаки формирования в мелководных обстановках — повторяющаяся особенность многих VMSD групп 3 и 4. Такие обстановки рудообразования предполагаются, в частности, для месторождения Нурукава, отличающегося от остальных месторождений района Хокуроку в Поясе Зеленых Туфов повышенным содержанием Au (6,8 г/т). На основе фациального анализа установлено, что в рудном районе Шеллефте большинство колчеданных месторождений образовывалось ниже базы штормовых волн, возможно, на глубине свыше 100 м. Однако они расположены вблизи стратиграфических интервалов, которые сложены породами, накапливавшимися выше базы волн, а некоторые из них, в том числе месторождения Болиден и Холмтьярн (а также Ренстрем и Петикнес-Саут, содержащие Au в повышенном количестве (2,3–2,8 г/т), но формально относящиеся к группе 1), обогащенные Au, связаны с мелководными и даже субаэральными ассоциациями. В районе Шеллефте об этом свидетельствуют эрозионные поверхности, косая слоистость в грубозернистых песчаниках, линзовидная слоистость в осадочных породах и т.д. [Allen, Weihed, Svenson, 1997], а на некоторых других месторождениях — осадочные породы с большим количеством окаменелостей, спекшиеся туфы и игнимбриты в рудовмещающих толщах (например, на месторождении Генти—Маунт Джулия [Callaghan, 2001]), краснокаменные изменения пород, развитие карбонатных рифовых построек на вершинах палеовулканических сооружений, к которым приурочены VMSD, и т.д.

В некоторых колчеданосных провинциях, особенно в мезозойских и кайнозойских, нередки случаи, когда VMSD, как аномально богатые Au, так и рядовые по содержанию этого металла, тесно ассоциируют с субаэральными эпиптермальными месторождениями Au. Так, в Канадских Кордильерах, в колчеданосном районе Искут Ривер колчеданные месторождения, как рядовые (Биг Миссури — 2,5 т, 2,9 г/т Au), так и богатые Au (Эски Крик), соседствуют с субаэральным малосульфидным золоторудным месторождением Силбак-Премьер (65 т Au) и жильным Au-Си месторождением Слип (32 т Au). Действительно, месторождения обеих этих групп связаны с известково-щелочными или переходными к известково-щелочным вулканогенными породами андезитового, дацитового, риодацитового и особенно риолитового состава, формировались на

конвергентных окраинах плит, в пределах вулканических дуг, внутридуговых и задуговых рифтов [Simmons et al., 2005].

Эта ассоциация в сочетании с рассмотренными выше важными геохимическими (обогащение As, Sb, Hg, Se, Te, Bi, Au, Ag) и минералогическими особенностями руд (широкое распространение сульфосоединений и теллуридов), а также сходством характера породных гидротермальных изменений позволяет предполагать, что в непрерывном ряду различных типов месторождений золото-содержащих руд колчеданные месторождения, возникавшие в мелководных обстановках и обогащенные Au, могли занимать промежуточную позицию между типичными глубоководными VMSD с рядовым содержанием Au в рудах и субаэральными эпиптермальными золоторудными месторождениями. В этом случае аномальное обогащение руд VMSD золотом могло быть связано со вскипанием гидротермальных флюидов в условиях относительного мелководья, которое является эффективным механизмом быстрого осаждения Au и Ag (по аналогии с малосульфидными эпиптермальными месторождениями). Поскольку в сложнопостроенных вулканических дугах локальные мелководные участки были окружены более глубоководными областями, находит объяснение и соседство в пределах одних и тех же районов месторождений, обогащенных и относительно бедных Au.

Возникавшие на мелководье субмаринные богатые золотом VMSD относительно редки, поскольку они уничтожались при последующем воздымании и денудации вулканических дуг, если не происходило их быстрое захоронение под толщами вулканогенных и осадочных пород в результате структурной перестройки и погружения. Кроме того, возможности сохранения таких месторождений, как и эпиптермальных золоторудных месторождений, сильно зависят от степени денудации палеовулканических дуг и, значит, от их возраста. Единичные эпиптермальные золоторудные месторождения известны начиная с неоархея, но большинство из них расположено в относительно слабоденудированных мезокайнозойских поясах, где их относительная численность достигает максимума (15% от числа месторождений с возрастом менее 200 млн лет). По тем же причинам в поясах этого возраста обогащенные Au VMSD встречаются в 1,3–2,7 раза чаще, чем в провинциях, отвечающих важнейшим эпохам массового образования вулканогенных колчеданных месторождений (2730–2690, 1890–1850, 570–330 млн лет).

Заключение. Обогащение руд VMSD золотом во всех рассмотренных случаях происходило на синвулканическом этапе. Региональный метаморфизм высоких фаций мог приводить лишь к частичной ремобилизации и переотложению золота. Вулканогенные колчеданные месторождения, аномально обогащенные золотом, образуют пере-

ходную группу между обычными VMSD цветных металлов с рядовым содержанием Au и богатыми собственно золоторудными эпитегрмальными месторождениями и обладают рядом признаков обеих этих групп. Причины их образования заключаются в эволюции магматических очагов и как следствие в изменении состава гидротермальных растворов и (или) особые (в частности, мелководные) условия

рудоотложения, приводившие к вскипанию растворов и эффективной концентрации Au.

С прогнозно-поисковой точки зрения важно, что открытие VMSD, обогащенных Au, более вероятно в относительно молодых и слабоденудированных энсиалических и энсиматических вулканических дугах, рудных районах, где распространены месторождения типов куроко и уральского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дергачев А.Л., Еремин Н.И., Сергеева Н.Е. Разномасштабные тенденции в эволюции состава руд вулканогенных колчеданных месторождений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 5. С. 31–40.

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Эпохи вулканогенного колчеданного рудообразования в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 42, № 4. С. 259–275.

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 2. С. 177–190.

Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В. Благородные металлы в рудах вулканогенных колчеданных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 150–154.

Палеовулканический анализ колчеданосных провинций (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984.

Allen R.L., Weihed P., Svenson S.-A. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden // Econ. Geol. 1997. Vol. 91. P. 1022–1053.

Arnold J.O., Sillitoe R.H. Mount Morgan gold-copper deposit, Queensland, Australia: Evidence for an intrusion-related replacement origin // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. P. 1805–1816.

Callaghan T. Geology and host-rock alteration of the Henty and Mount Julia gold deposits, Western Tasmania // Econ. Geol. 2001. Vol. 96. P. 1073–1088.

Chiaradia M., Tripodi D., Fontboté L., Reza B. Geologic setting, mineralogy, and geochemistry of the Early Tertiary Au-rich volcanic-hosted massive sulfide deposit of La Plata, Western Cordillera, Ecuador // Econ. Geol. 2008. Vol. 103. P. 161–183.

Dube D., Mercier-Langevin P., Hannington M. et al. La Ronde Penna world-class massive sulfide deposit, Abitibi, Quebec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration // Econ. Geol. 2007. Vol. 102. P. 633–666.

Gibson H.L., Galley A.G. Volcanogenic massive sulfide deposits of the Archean, Noranda district, Quebec // Geol.

Assoc. of Canada, Mineral Depos. Division, Spec. Publ. 5. 2007. P. 533–552.

Halley S.W., Roberts R.H. Henty; a shallow-water gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit in Western Tasmania // Econ. Geol. 1997. Vol. 92. P. 438–447.

Hannington M.D., Poulsen K.H., Thompson J.F.H., Sillitoe R.H. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment // Rev. Econ. Geol. 1999. Vol. 8. P. 325–356.

Huston D.L., Bottril R.S., Creelman R.A. et al. Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases in eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 542–563.

Mercier-Langevin P., Hannington M.D., Dube B., Becu V. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits // Miner. Deposita. 2011. Vol. 46. P. 509–539.

Monecke T., Gale D., Roth T., Hannington V.D. The submarine volcanic succession hosting the massive sulfide and sulfosalt Eskay Creek deposit, Canada // Mineral Depos. Res. Meeting the global challenge. Berlin: Springer, 2005. P. 655–659.

Ohmoto H., Skinner B.J. The kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits: Introduction and summary of new findings // Econ. Geol. Mon. 5. 1983. P. 1–8.

Roth T., Thompson J.F.H., Barrett T.J. The precious metal-rich Eskay Creek deposit, northwestern British Columbia // Rev. Econ. Geol. 1999. Vol. 8. P. 357–373.

Sherlock R.L., Roth T., Spooner E.T.C., Bray C.J. Origin of the Eskay Creek precious metal-rich volcanogenic massive sulfide deposit: Fluid inclusion and stable isotope evidence // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 803–824.

Simmons S.F., White N.C., John D.A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits // Econ. Geol. One Hundredth Anniversary Vol.: 1905–2005. Littleton: Soc. of Economic Geologists, 2005. P. 485–522.

Singer D.A. World class base and precious metal deposits A quantitative analysis // Econ. Geol. 1995. Vol. 90. P. 88–104.

Weihed J.B., Bergstrom U., Billstrom K., Weihed P. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, Northern Sweden // Econ. Geol. 1996. Vol. 91. P. 1073–1097.

Поступила в редакцию
05.05.2017

УДК 563.14+551.763.3(497.11)

Л.Г. Брагина¹, Н.Ю. Брагин², Л.Ф. Копаевич³, **В.Н. Беньямовский****САНТОНСКИЕ РАДИОЛЯРИИ И ФОРАМИНИФЕРЫ
В РАЗРЕЗЕ БРЭЖДЭ, СЕРБИЯ⁴**

Приведены новые данные о радиоляриях, планктонных и бентосных фораминиферах из нижней части толщ известняков Струганика разреза Брэждэ, расположенного в Западной Сербии. Здесь впервые прослежена зона *Afens perapediensis* новой детальной зональной шкалы по радиоляриям, предложенной для Тетической надобласти. Благодаря этому удалось отнести изученные отложения к узкому стратиграфическому интервалу — верхнему сantonу. По планктонным фораминиферам возраст изученных отложений определен в пределах сantonа по совместному присутствию многочисленных представителей рода *Marginotruncana*, закончивших существование в позднем сantonе, и вида *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), получившего развитие с раннего сantonа. Данные, полученные по радиоляриям и по планктонным и бентосным фораминиферам, не противоречат друг другу.

Ключевые слова: сanton, радиолярии, планктонные фораминиферы, бентосные фораминиферы, биостратиграфия.

New data on the radiolarians and foraminifers (planktonic and benthic) from the lower part of Struganik limestones (Brežde Section, Western Serbia) were presented. Radiolarian data show the presence of *Afens perapediensis* Zone (uppermost Santonian) [Bragina, 2016]. Planktonic foraminifers are represented by abundant *Marginotruncana* (extinct in latest Santonian) and *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny) (appear in early Santonian). Radiolarian and planktonic and benthic foraminiferal data agree with one another.

Key words: Santonian, radiolarians, planktonic foraminifers, benthic foraminifers, biostratigraphy.

Введение. Верхнемеловые отложения широко развиты на территории Сербии и представлены разнообразными фациями: терригенным и карбонатным флишем, мелководными известняками карбонатных платформ, прежде всего рудистовыми и другими органогенно-обломочными известняками, вплоть до рифовых. Особое место занимает локально развитая на западе Сербии, юго-восточнее г. Валево, толща тонкоплитчатых литографских известняков, описываемая в литературе как известняки Струганика [Marković, Anđelković, 1953; Filipović et al., 1978; Djerić et al., 2009; Gajić et al., 2011]. Эти известняки активно добывают как строительный и облицовочный камень, вскрыты в нескольких карьерах и представляют собой удобный объект для исследований.

Меловые отложения к востоку от г. Валево занимают значительную площадь в районе сел Струганик, Планиница и Брэждэ (рис. 1). Их разрез начинается с полимиктовых конгломератов и органогенно-обломочных известняков альба—сеномана (мощность около 60 м), трансгрессивно налегающих на образования юрского офиолитового меланжа [Filipović et al., 1978]. Выше залегают известняковые конгломераты, песчанистые

известняки, песчаники, мергели сеномана—турона, мощность которых достигает 120–150 м. Далее следует толща известняков Струганика, представляющая собой чередование тонкоплитчатых известняков и толстопластовых калькаренитов и рудитов. Породы содержат прослои и желваки кремней, общая мощность толщи до 150 м. Разные авторы оценивают возраст известняков Струганика от турона до кампана [Marković, Anđelković, 1953; Filipović et al., 1978; Djerić et al., 2009; Gajić et al., 2011; Брагина и др., 2014а; Djerić, Gerzina, 2014]. Венчается разрез верхнего мела терригенным флишем кампана—маастрихта мощностью 400 м [Filipović et al., 1978].

Для датировки известняков Струганика использовались немногочисленные палеонтологические данные. Так, в калькаренитах и брекчиях известны находки рудистов, в плитчатых известняках отмечены находки *Inoceramus balticus* (Böhm) [Marković, Anđelković, 1953; Filipović et al., 1978]. В литературе имеются списки комплексов планктонных фораминифер, отнесенных к турону: *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana lapparenti coronata* (Bolli), *Gl. angusticarinata* Gandolfi, *Gl. tricarinata* (Quereau), *Gl. stuarti* (de Lapparent).

¹ Геологический институт РАН, вед. науч. с.; e-mail: l.g.bragina@mail.ru

² Геологический институт РАН, главн. науч. с.; e-mail: bragin.n@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, доцент; e-mail: lfkopecvich@mail.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты № 16-05-00363, 15-04-99 и 18-05-00503).

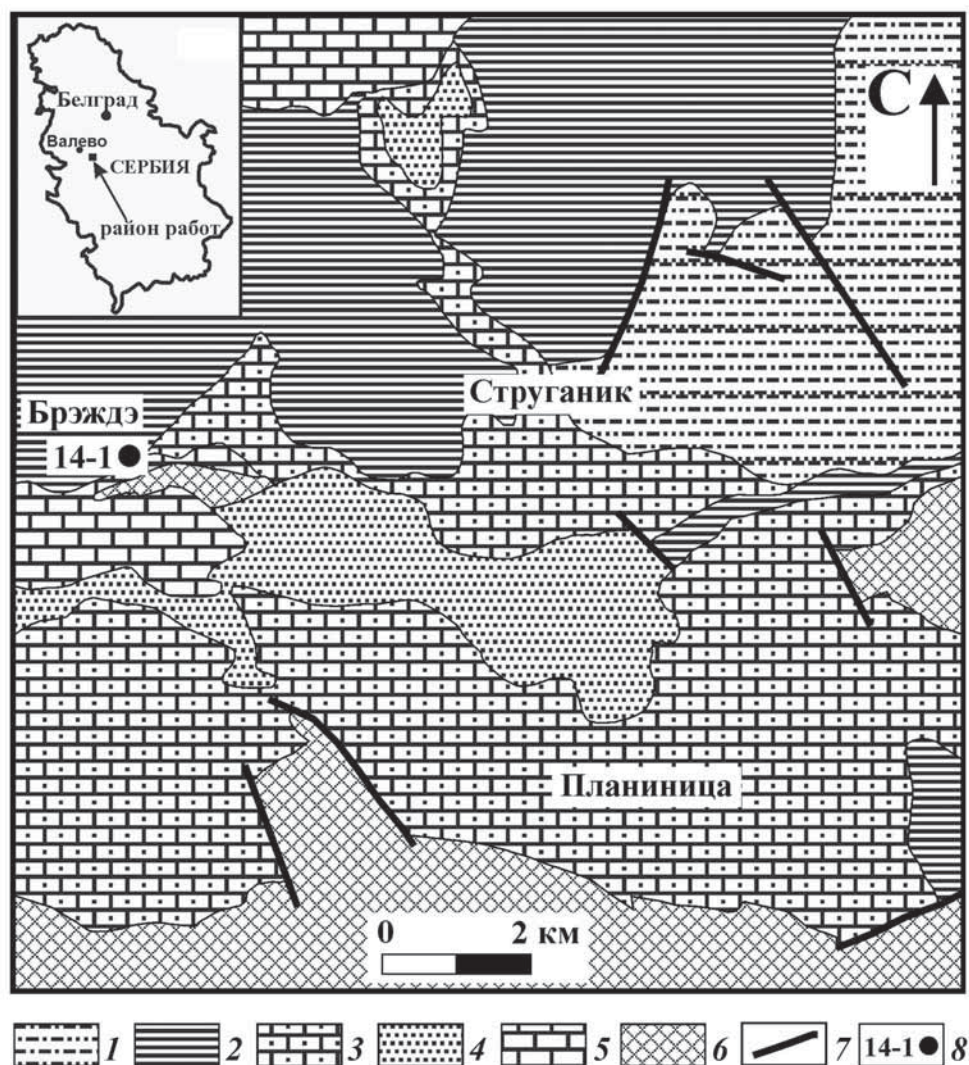


Рис. 1. Схема геологического строения района с. Струганик [Filipović et al., 1978; Gajić et al., 2011]: 1 — терригенный флиш, кампан—маастрихт; 2 — известняки тонкоплитчатые, мергели, калькаренисты, сантон—кампан; 3 — известняки органогенно-обломочные, известняковые конгломераты, песчаные известняки, мергели, сеноман—коньяк; 4 — конгломераты, известняки органогенно-обломочные, альб—сеноман; 5 — известняки, верхний триас; 6 — юрский офиолитовый меланж; 7 — разломы; 8 — местонахождение находки радиолярий, планктонных и бентосных фораминифер (точка 14-1)

Praeglobotruncana sp., *P. stephani* (Gandolfi), *P. delrioensis* Carsey, а также к сенону: *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Gl. tricarinata* (Quereau), *Gl. ex gr. linneiana* (d'Orbigny) [Filipović et al., 1978], однако их изображения не приводились. Позднее в прослое бентонитовой глины, развитом в нижней части известняков Струганика (разрез у с. Струганик), был обнаружен комплекс радиолярий коньяк—сантонского возраста [Djerić et al., 2009; Vishnevskaya, Djerić, 2009]. Дальнейшие исследования позволили установить присутствие в породах раковин радиолярий, которые были выявлены по всей толще известняков Струганика. В результате возраст изучаемой толщи был ограничен пределами сантона [Брагина и др., 2014а; Djerić, Gerzina, 2014].

Сравнительно недавно выполнено еще одно исследование планктонных фораминифер из нижней части известняков Струганика, обнаженной

в районе с. Брездэ [Gajić et al., 2014]. При этом было определено большое число кампанских форм: *Marginotruncana* sp. cf. *M. sinuosa* Porthaut, *M. marginata* (Reuss), *M. pseudolineana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. sp. cf. M. sigali* (Reichel), *Globotruncana elevata* (Brotzen), *G. stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. orientalis* El-Naggar, *G. ventricosa* White, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *C. patelliformis* (Gandolfi). Следует отметить, что данные определения проводились в петрографических шлифах, что позволяет считать их лишь предварительными и вынуждает относиться к ним с осторожностью. В связи с вышесказанным представляется актуальным проведение дальнейших микрофаунистических исследований известняков Струганика.

Работа продолжает комплексное изучение радиолярий, планктонных и бентосных фораминифер верхнего мела Тетической палеобио-

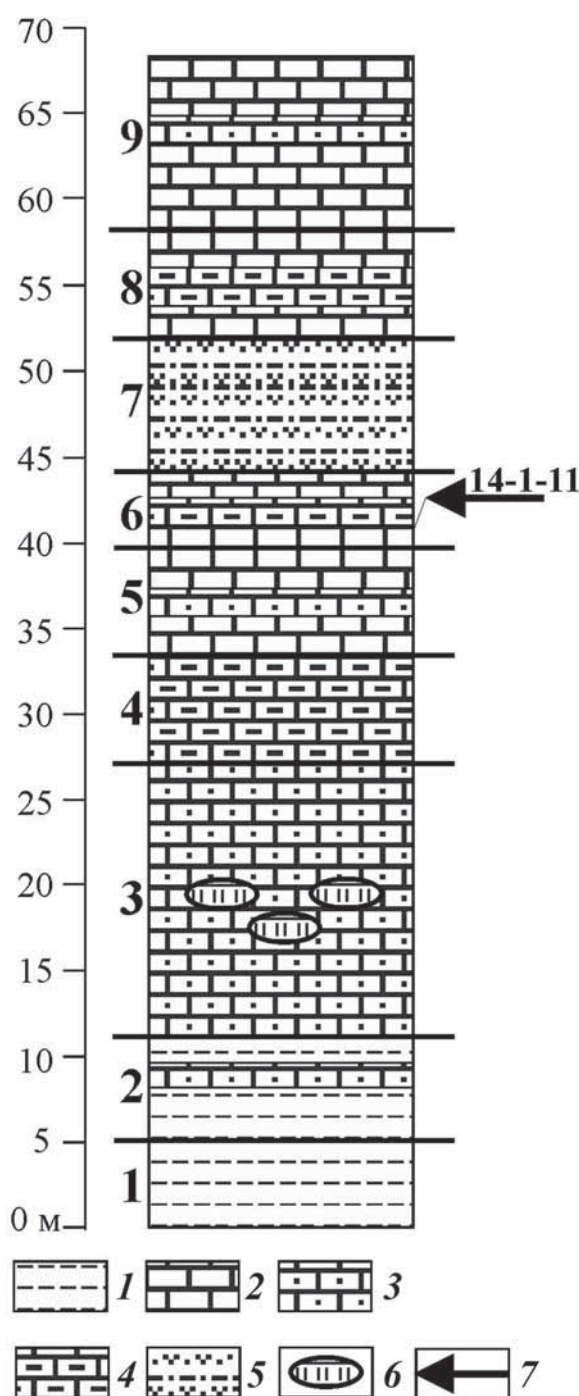


Рис. 2. Литологическая колонка разреза нижней части толщи известняков Струганика в районе с. Брэждэ: 1 — аргиллиты; 2 — известняки; 3 — известняки алевритистые, известняки песчаные, калькарениды; 4 — известняки глинистые, мергели; 5 — туфоаргиллиты и туфоалевролиты; 6 — кремневые конкреции; 7 — уровень отбора образца 14-1-11

географической надобласти. Этот комплексный подход, использованный авторами статьи при изучении нескольких разрезов Крыма [Корчагин и др., 2012; Брагина и др., 2014б, 2016] и Большого Кавказа [Копаевич и др., 2015], имеет большие перспективы и в рассматриваемом регионе Сербии. Первые результаты, представленные в статье, свидетельствуют о необходимости продолжать на-

чатые исследования. Привлечение такой важной ортостратиграфической группы, как планктонные фораминиферы, повышает достоверность стратиграфических выводов.

В 2014 и 2015 гг. был проведен детальный отбор микрофаунистических проб по всему разрезу известняков Струганика. Главная задача этого отбора состояла в поиске новых уровней, содержащих совместно радиолярии и фораминиферы. Цель исследования заключается в сопоставлении комплексов фораминифер и радиолярий, корреляции биостратонов по этим группам и детальном расчленении исследуемой толщи. В статье приводятся новые данные, полученные авторами при изучении радиолярий, а также планктонных и бентосных фораминифер из нижней части толщи известняков Струганика.

Материалы и методы исследований. В основу работы положены материалы, собранные Н.Ю. Брагиным и Л.Г. Брагиной в 2014 и 2015 гг. в карьере у с. Брэждэ, где впервые было проведено детальное описание разреза с отбором проб из глинистых и карбонатно-кремнистых литологических разностей. Планктонные и бентосные фораминиферы встречаются в разрезе спорадически. Однако в образце № 14-1-11, который взят из верхней части слоя 6 (рис. 2), одновременно содержатся скелеты радиолярий и раковины планктонных фораминифер, а также редкие раковинки бентосных фораминифер. Этот образец пелитоморфного известняка обрабатывали с помощью разбавленной муравьиной кислоты (5–10%). Из полученного осадка были отобраны скелеты радиолярий удовлетворительной и хорошей сохранности и редкие раковины бентосных фораминифер плохой сохранности, а также раковины планктонных фораминифер плохой и в редких случаях удовлетворительной сохранности. В частности, невозможно увидеть детали строения устья, элементы скульптуры, а также характер пористости раковин. Однако характерные морфологические признаки видового ранга все-таки можно отметить под микроскопом, а тем более на фото в сканирующем микроскопе. Фотографирование фораминифер, как и радиолярий, осуществлялось на сканирующем электронном микроскопе «Tescan 2300» в Геологическом институте РАН оператором Н.В. Горьковой с последующей обработкой на компьютере. Радиолярии изучала Л.Г. Брагина. Диагностика радиолярий проводилась с учетом классификаций П. Думитрика [Dumitrica, 1995] и Л. О’Догерти [O’Dogherty et al., 2009] с изменениями. Планктонные фораминиферы изучала Л.Ф. Копаевич, а бентосные фораминиферы — В.Н. Бенямовский. Авторы используют традиционную систематику планктонных фораминифер на уровне родовых таксонов, основанную главным образом на представлениях А. Леблика и Е. Тэппен [Loeblich, Tappan, 1988].

Строение нижней части толщи известняков Струганика в разрезе Брэждэ. Толща известняков Струганика хорошо вскрыта многочисленными карьерами. Однако ее нижний контакт нигде неизвестен, не установлен постепенный он или резкий. Кроме того, не выявлены нижний стратиграфический предел толщи, а также возраст и состав подстилающих отложений. Неизвестно, является ли разрез верхнего мела района Струганика полным или в нем присутствуют перерывы. Отчасти ответить на эти вопросы можно, лишь детально изучив нижнюю часть толщи известняков Струганика. Наиболее перспективным для этого представлялся район с. Брэждэ, где ранее описаны нижние слои известняков Струганика, отнесенные к турону и представленные плитчатыми известняками с желваками и прослоями кремней [Filipović et al., 1978]. Здесь же впоследствии были выявлены местонахождения фораминифер, возраст которых определен в шлифах как кампанский [Gajić et al., 2014], а также радиолярии сантона [Djerić, Gerzina, 2014].

Разрез Брэждэ находится в дорожной выемке автодороги Мионица—Брэждэ. Начало разреза находится в точке с координатами 44° 10' 45,7" с. ш., 020° 04' 03,4" в. д. Отсюда снизу вверх обнажаются (по наблюдениям 2014 г.) (рис. 1, 2):

1) аргиллиты алевроитистые, серые, с мелким детритом и ожелезнением, тонкослоистые, неясноплитчатые, переходящие в массивные, видимая мощность 5 м;

2) переслаивание аргиллитов серых с известняками зеленовато-серыми, алевроитистыми, глинистыми, плитчатыми, мощность 6 м;

3) известняки светло-желтовато-серые и светло-серые, плитчатые, алевроитистые. В нижней части слоя встречаются редкие желваки светло-коричневых и серых кремней. В 6 м выше подошвы слоя количество кремневых конкреций возрастает, они приобретают разнообразную форму, группируются в слои. На 11 м выше подошвы слоя появляются пропластки зеленовато-серых туфоаргиллитов, количество кремневых конкреций начинает убывать. В кровле слоя развит горизонт красных кремневых конкреций. Мощность 16 м;

4) мергели красновато-серые, кирпично-красные, реже зеленовато-серые и желтовато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями красновато-серых глинистых известняков и красных глин. Мощность 6 м;

5) переслаивание известняков пелитоморфных, светло-серых и светло-желтовато-серых, плитчатых, с калькаренидами желтовато-серыми, массивными и плитчатыми. В нижней части слоя в калькаренидах встречаются горизонты кремней. Пласты калькаренидов имеют косую слоистость и эрозионные нижние контакты. Мощность 6 м;

6) переслаивание известняков пелитоморфных, светло-серых, плитчатых, с мергелями голубо-

вато-серыми, тонкоплитчатыми. Встречаются редкие прослои калькаренидов с кремнями. В верхней части слоя (образец № 14-1-11) встречен комплекс радиолярий следующего состава: *Alievium gallowayi* (White), *Crucella espartoensis* Pessagno, *Cr. robusta* Bragina, *Hexapyramis? perforatum* Bragina, *Afens perapediensis* Bragina, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *D. koslovae* Foreman, *Neosciadiocapsa diabloensis* Pessagno, *N. urquharti* Bragina, *Pseudoeucyrtis cypricus* Bragina, *Pseudoeucyrtis* sp., *Theocampe* sp., *Vitylaria magna* Gorka. На этом же уровне встречен комплекс планктонных фораминифер, представленный следующими видами: *Dicarinella* sp. aff. *D. concavata* (Brotzen), *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. linneiana* (d'Orbigny), *Marginotruncana* sp. cf. *M. coronata* (Bolli), *M.* sp. cf. *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. sigali* (Reichel), *M. sinuosa* Porthault, *M. undulata* (Lehmann), *Heterohelix sphenoides* Masters, *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *P. reussi* (Cushman), а также бентосные фораминиферы *Gaudryina rugosa* (d'Orb.) и *Pullenia dampelae* Dain. Мощность 5 м;

7) туфоаргиллиты светло-зеленовато-серые и светло-голубовато-серые, тонкослоистые, массивные и скорлуповатые, реже неясноплитчатые, с прослоями туфоалевролитов кремнистых, зеленовато-серых, неясноплитчатых. Мощность 8 м;

8) переслаивание известняков пелитоморфных светло-желтовато-серых с мергелями желтовато-серыми, тонкоплитчатыми и листоватыми. В кровле слоя пласт (0,6 м) глины известковистой, серой, тонкослоистой. Мощность 6 м;

9) известняки пелитоморфные светло-желтовато-серые, плитчатые, плотные, с частыми прослоями известняков алевроитистых желтовато-серых и красновато-серых, тонкослоистых, с редкими прослоями калькаренидов красновато-серых. Видимая мощность 10 м. Заканчивается разрез в точке с координатами 44° 10' 57,1" с.ш., 020° 04' 14,2" в.д.

Выше в крутом обрыве обнажается верхняя часть толщи известняков Струганика мощностью более 50 м.

Результаты исследований и их обсуждение.

Радиолярии. Впервые радиолярии разреза Брэждэ были изучены Н. Джерич [Djerić, Gerzina, 2014]. В вышеупомянутой публикации приведены данные об обедненном комплексе радиолярий, полученном из 3 образцов. На основании присутствия в них *Alievium gallowayi* (White) — вида-индекса одноименной зоны сантона [Pessagno, 1976], а также *Dictyomitra koslovae* Foreman возраст вмещающих отложений оценивался Н. Джерич в пределах сантона. При этом отмечено, что сантонский возраст вмещающих отложений установлен на основе радиолярий, но таксономический состав комплекса не позволяет надеяться на выделение более дробных подразделений. Впервые слои с радиоляриями были выделены в разрезе Струганик, а именно: *Theocampe urna*—*Dictyomitra*

koslovae (предположительно нижний сантон), Afens perapediensis—Clathropyrgus titthium (предположительно верхи нижнего сантона—низы верхнего сантона) и Alievium gallowayi—Crucella espartoensis (верхний сантон) [Брагина и др., 2014a]. В недавно предложенной зональной шкале по радиоляриям [Брагина, 2016] установлена зона Theosampe urna (нижний сантон), которая включает в полном объеме слои с Theosampe urna—Dictyomitra koslovae, а вышележащие слои с Afens perapediensis—Clathropyrgus titthium и слои с Alievium gallowayi—Crucella espartoensis в полном объеме включены в зону Afens perapediensis (верхи верхнего сантона). Таким образом, в разрезе Струганик прослежены две зоны новой зональной шкалы.

В результате исследований в сантонской части разреза Брэждэ (верхняя часть слоя 6 в пределах нижней толщи известняков Струганика) установлен таксономически разнообразный комплекс радиолярий хорошей и удовлетворительной сохранности (фототабл. 1; фототабл. 2, 1–3, 6). Изученный комплекс содержит виды, характеризующие зону Afens perapediensis, среди которых помимо вида-индекса присутствуют *Alievium gallowayi* (White), *Crucella espartoensis* Pessagno, *Cr. robusta* Bragina, *Hexapyramis? perforatum* Bragina, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *D. koslovae* Foreman, *Neosciadica diabloensis* Pessagno, *N. urquharti* Bragina, *Pseudoeucyrtis cypricus* Bragina, *Pseudoeucyrtis* sp., *Theosampe* sp., *Vitylaria magna* Gorka. Необходимо подчеркнуть, что виды *Crucella espartoensis* Pessagno и *Pseudoeucyrtis belogorskensis* Bragina являются характернейшими видами зоны Afens perapediensis. Поэтому на основании вышесказанного возраст вмещающих отложений следует ограничить пределами позднего сантона.

Следует отметить, что зона Afens perapediensis, установленная на Кипре, прослеживается и в Северной Атлантике [Thurgow, 1988; Брагина, 2016, с. 61], и в Крыму [Корчагин и др., 2012; Брагина, 2016, с. 61]. Недавно в разрезе Алан-Кыр (Крым) в пределах самых верхов зоны A. perapediensis было установлено присутствие планктонных фораминифер *Globotruncana elevata* Brotzen, *G. arca* (Cushman) [Брагина и др., 2016]. Последнее свидетельствует, что самые верхи зоны A. perapediensis охватывают, возможно, и нижний кампан. Поэтому задачей на будущее следует считать выявление уровней в более молодых отложениях разреза Брэждэ, охарактеризованных совместным присутствием радиолярий, а также планктонных и бентосных фораминифер. Эти данные позволят подтвердить, что зона Afens perapediensis охватывает и нижнюю часть кампана.

Планктонные фораминиферы. В разрезе Брэждэ планктонные фораминиферы представлены следующими видами: *Dicarinella* sp. aff. *D. concavata*

(Brotzen), *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. linnei-ana* (d'Orbigny), *Marginotruncana* sp. cf. *M. coronata* (Bolli), *M. sp.* cf. *M. pseudolinnei-ana* Pessagno, *M. sigali* (Reichel), *M. sinuosa* Porthault, *M. undulata* (Lehmann), *Heterohelix sphenoides* Masters, *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *P. reussi* (Cushman) (фототабл. 3, 4, 5). Анализ комплекса планктонных фораминифер включал рассмотрение характерных морфологических черт, позволивших диагностировать эти таксоны при посредственной и часто плохой сохранности раковин⁵ из изученного образца № 14-1-11. Зональное деление верхнемеловых отложений, таксономия и диагностические признаки планктонных фораминифер сравнивались с материалами сайта pforams@microtax.org. Этот сайт составлялся на протяжении 10 лет с 2005 по 2015 г. коллективом ученых, в состав которого вошли микропалеонтологи из Великобритании, США, Италии, Германии, Швейцарии, Австралии. В него вошли известные ученые, среди которых следует отметить председателя международной стратиграфической подкомиссии по меловой системе проф. Мари Роз Петриччо (Университет г. Милан, Италия) и проф. Брайана Хубера (Смитсонский институт, США, Вашингтон, голосующий член подкомиссии).

Полученные материалы — первоописания и изображения голотипов, последующие описания, синонимы, изображения и диагностические признаки таксонов размещены на веб-сайте (URL: www.chronos.org). Работы поддержаны национальным научным фондом США (US National Science Foundation). В 2016 г. в рамках гранта, присужденного профессору П. Боуну (Paul Bown) и Бр. Уэйд (Bridget Wade) из Лондонского Университетского колледжа Британским советом по исследованиям окружающей среды, был разработан новый сайт систематики и таксономии планктонных фораминифер. Он основан на внедрении сайта *chronos* в систему *microtax*, которая была разработана первоначально для нанофоссилий [URL: <http://www.microtax.org>, 2017]. Ниже приведена краткая характеристика диагностических признаков и стратиграфического распространения таксонов, основанная на данных этого сайта.

Marginotruncana undulata (Lehmann) — распространение вида охватывает интервал от основания зоны *Marginotruncana shneegansi* до верхней части зоны *Dicarinella asymetrica* (верхний сантон). К его диагностическим признакам, различимым на фотоизображениях, можно отнести: слабо-асимметричную двусторонне-выпуклую раковину, содержащую 5–7 камер в последнем обороте. На периферии прослеживается одиночный киль, приближенный к дорзальной стороне и местами состоящий из двух временно разветвляющихся рядов пустул. На умбиликальной стороне септаль-

⁵ Все фото из образца № 14-1-11 (фототабл. 3–5).

ные швы сильно изогнуты, в области умбиликуса образуют приподнятую «гребневидную» структуру. Степень сохранности раковины не позволяет увидеть детали строения устья (фототабл. 3 (1)).

Marginotruncana sigali (Reichel) — распространение этого вида указывается в интервале от середины туронского яруса до кровли сантонского яруса. В классическом разрезе Губбио (Италия) выделена зона *Dicarinella primitiva*—*Marginotruncana sigali*, которая включает среднюю и верхнюю части туронского яруса, не доходя до его границы [Coccioni, Premoli Silva, 2015]. К диагностическим признакам *Marginotruncana sigali*, которые различимы на фототабл. 3 (2) и фототабл. 4 (3), можно отнести 6–7 камер в последнем обороте, относительно выпуклые камеры на умбиликальной стороне раковины, изогнутые септальные швы, один киль на периферической стороне раковины. К сожалению, степень сохранности раковины не позволяет увидеть детали строения устья.

Marginotruncana sinuosa Porthault — распространение вида охватывает интервал от нижней границы зоны *Marginotruncana schneegansi* (туронский ярус) до верхней части зоны *Dicarinella asymetrica* (кровля сантонского яруса). Его диагностические признаки, а именно асимметричная двояковыпуклая раковина, два сильно сближенных кия, сильно вытянутые в направлении навивания 6 камер последнего оборота, изогнутые септальные швы, которые приподняты около умбиликального отверстия, хорошо видны на фототабл. 3 (3, 4).

Marginotruncana sp. cf. *M. pseudolinneiana* Pessagno — появление этого вида связано с отложениями туронской зоны *Marginotruncana schneegansi* (89,91–92,56 млн лет). Его стратиграфическое распространение ограничивается пределами зоны *Globotruncanites elevata* (79,20–84,19 млн лет). Зона начинается в терминальном сантоне и входит в состав нижней части кампанского яруса. К числу отличительных признаков вида относится раковина с 6–7 камерами в последнем обороте, спиральная сторона — слабовыпуклая, умбиликальная — почти плоская. Камеры уплощенные, отделенные приподнятыми, изогнутыми, септальными швами. Умбиликальное отверстие широкое, периферический край с двумя киями, разделенными хорошо различимой на всем протяжении последнего оборота площадкой. Детали строения устья и характер стенки раковины неразличимы из-за плохой сохранности раковины (фототабл. 4 (4)). *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno (по мнению автора вида) имеет гомеоморфное сходство с *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny). Отличия заключаются в деталях строения устья, которые невозможно установить на имеющемся в нашем распоряжении материале, в линзовидной спиральной выпуклой форме раковины, а также менее грубошероховатой поверхности периферических килей.

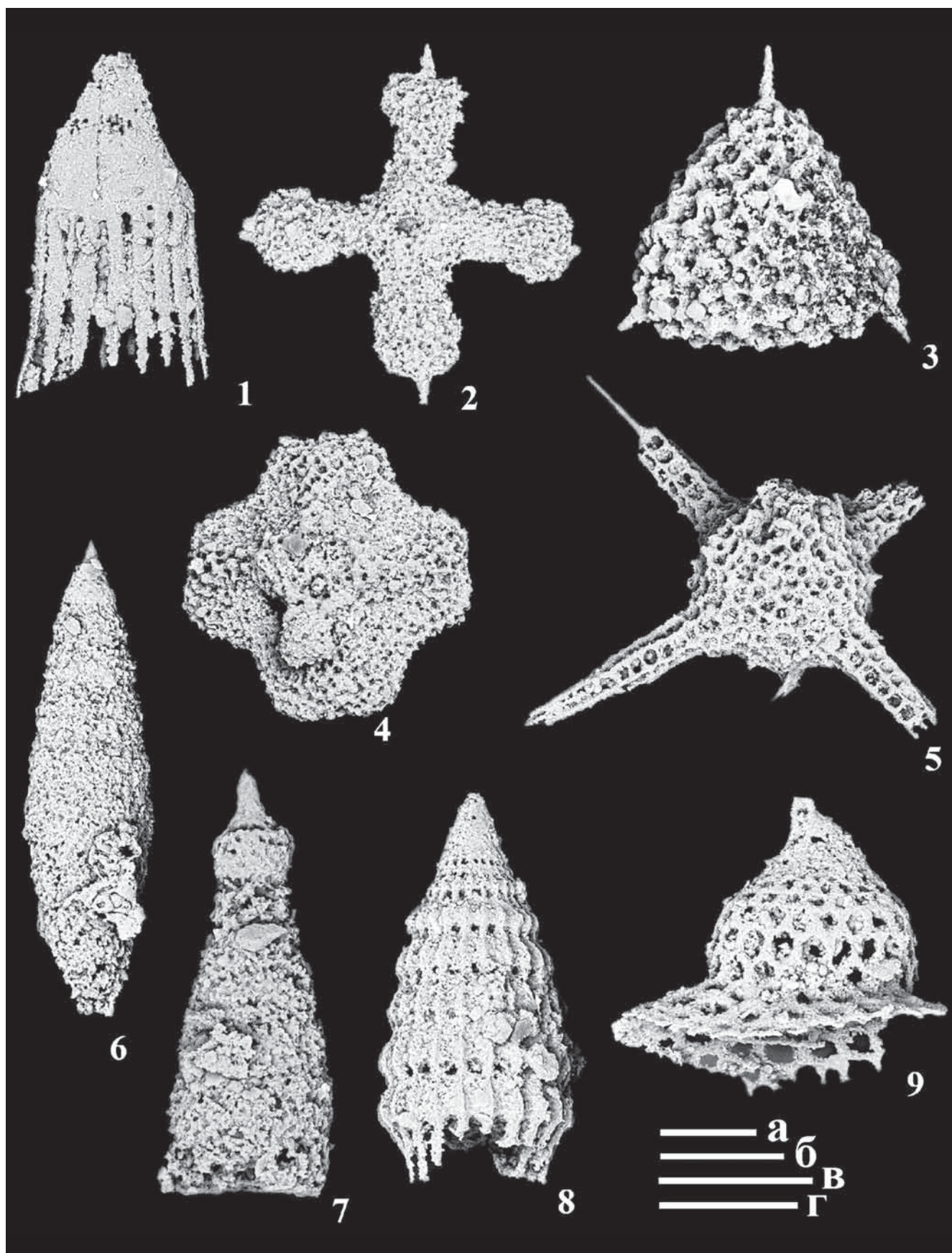
Marginotruncana sp. cf. *M. coronata* (Bolli) — появление этого вида связано с терминальным туроном, в непосредственной близости к турон-коньякской границе (зона *Dicarinella concavata*), последние экземпляры встречены в пределах нижней зоны кампана *Globotruncanites elevata*. К числу диагностических признаков вида относятся очень крупная плоская раковина (0,5–0,6 мм), в последнем обороте от 7 до 9 плоских камер, разделенных изогнутыми септальными швами; периферический край с двумя хорошо различимыми сильно сближенными киями (фототабл. 4 (2)).

Globotruncana bulloides Vogler имеет широкое стратиграфическое распространение. Его появление приурочено к отложениям зоны *Dicarinella asymetrica* (сантонский ярус), распространение продолжается вплоть до зоны *Abathomphalus mayagoensis* верхнего маастрихта. Раковины имеют двояковыпуклую форму с 5–7 камерами в последнем обороте. Поверхность камер выпуклая как с умбиликальной, так и с дорзальной стороны, септальные швы выпуклые, изогнутые. На периферическом крае хорошо различим двойной киль, разделенный широким межкильевым пространством (фототабл. 4 (1)). Умбиликус широкий, однако детали его строения неразличимы.

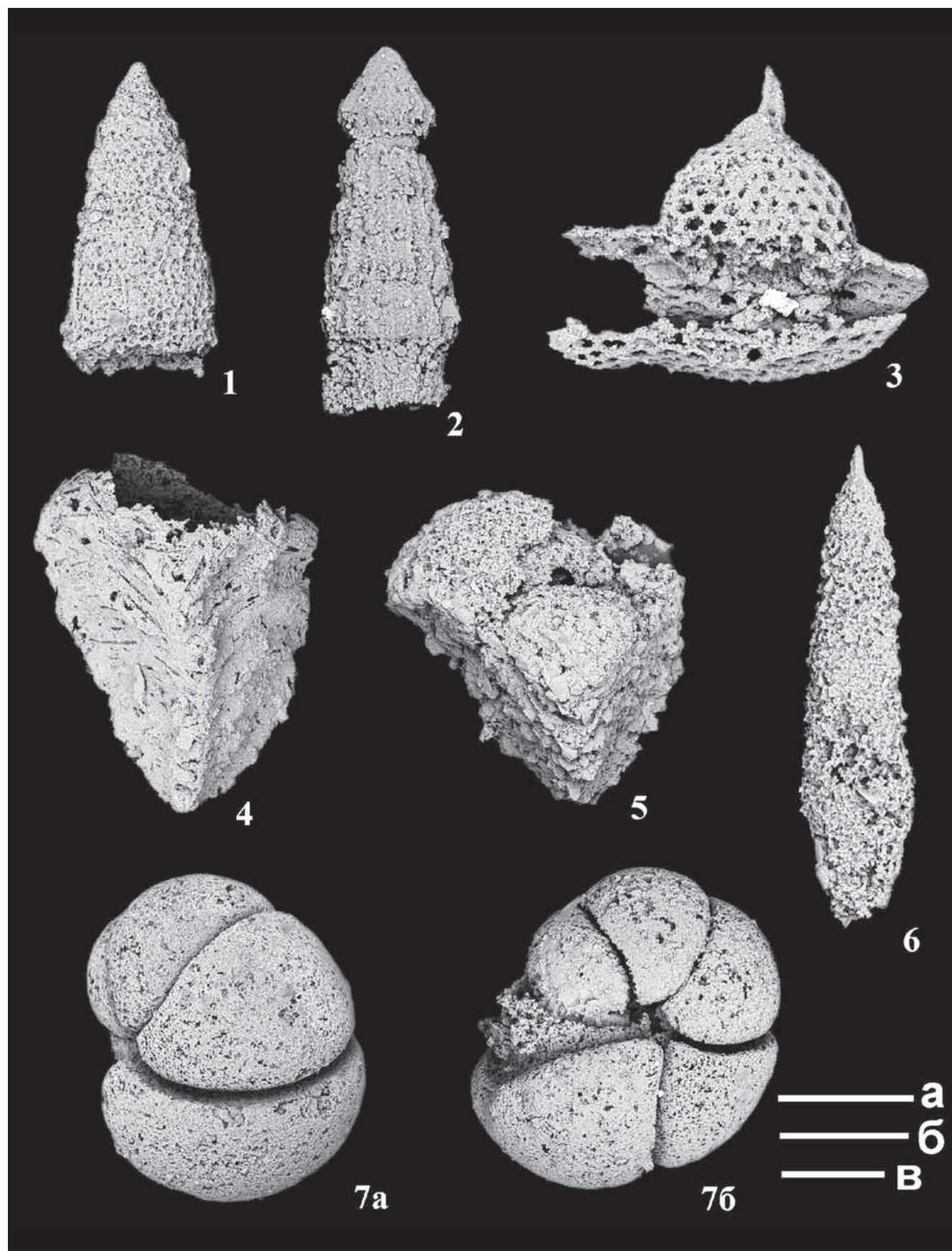
Globotruncana linneiana (d'Orbigny) — распространение этого вида охватывает интервал от основания сантонского яруса до отложений нижнего маастрихта (зона *Rugoglobigerina fructicosa*). Его диагностические признаки очень четкие: уплощенная с обеих сторон раковина с 5–6 камерами в последнем обороте, уплощенная поверхность камер с обеих сторон, рельефные септальные швы и периферический край с двумя широко расставленными грубыми киями. Септальные швы изогнутые, четкие, выпуклые. Умбиликус широкий, но из-за плохой сохранности раковины детали строения устья (портики или тегилла) неразличимы (фототабл. 5 (1, 2)).

Heterohelix sphenoides Masters — распространение таксона начинается с основания коньякского яруса (основание зоны *Dicarinella concavata*), последние экземпляры встречены в пределах терминальной зоны сантона (*Dicarinella asymetrica*). Раковины этого вида в начальной части состоят из камер глобулярной формы, в последних оборотах форма их становится более вытянутой, чечевицеобразной. Септальные швы вдавленные, неперфорированные, более рельефные на последних стадиях формирования раковины. Срединный шов зигзагообразный, в 2 раза больше ширины других швов (фототабл. 5 (3)). К сожалению, скульптура стенки из-за плохой сохранности плохо различима.

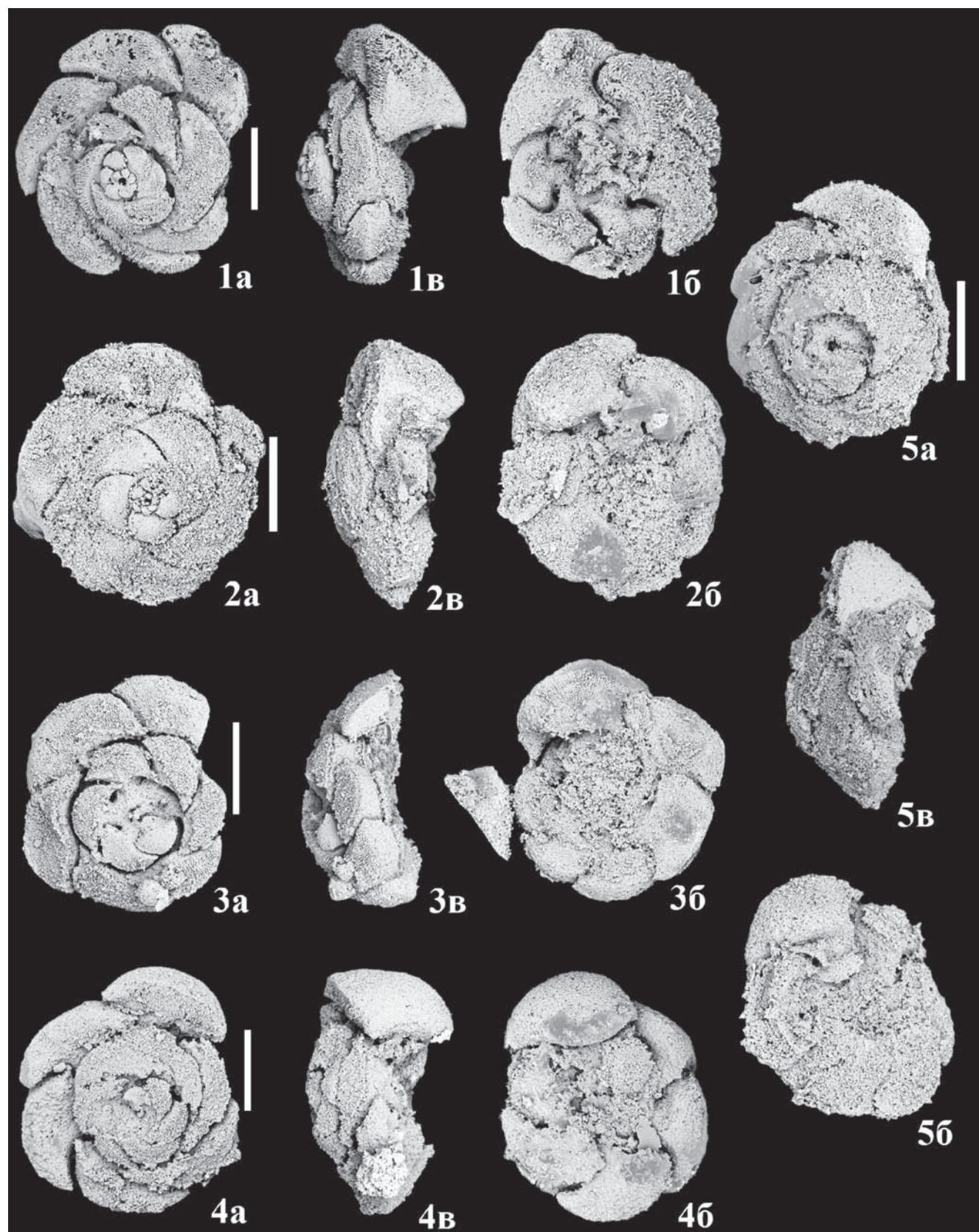
Planoheterohelix reussi (Cushman) встречен в следующем стратиграфическом интервале: появление приурочено к терминальной части сеномана, зона *Whiteinella archaeocretacea*, последние экземпляры попадают в пределы верхней части зоны *Di-*



Фототабл. 1. Радиоларии верхнего сантона из разреза Брэждэ (Сербия): 1 — *Afens perapediensis* Bragina; 2 — *Crucella espartoensis* Pessagno; 3 — *Alievium gallowayi* (White); 4 — *Crucella robusta* Bragina; 5 — *Hexapyramis? perforatum* Bragina; 6 — *Pseudoeucyrtis cypricus* Bragina; 7 — *Vistularia magna* Gorka; 8 — *Dictyomitra formosa* Squinabol; 9 — *Neosciadiocapsa urquharti* Bragina. Длина масштабной линейки 100 мк для а (1, 2, 4, 6, 8), б (3, 9) и в (7); 200 мк для г (5)

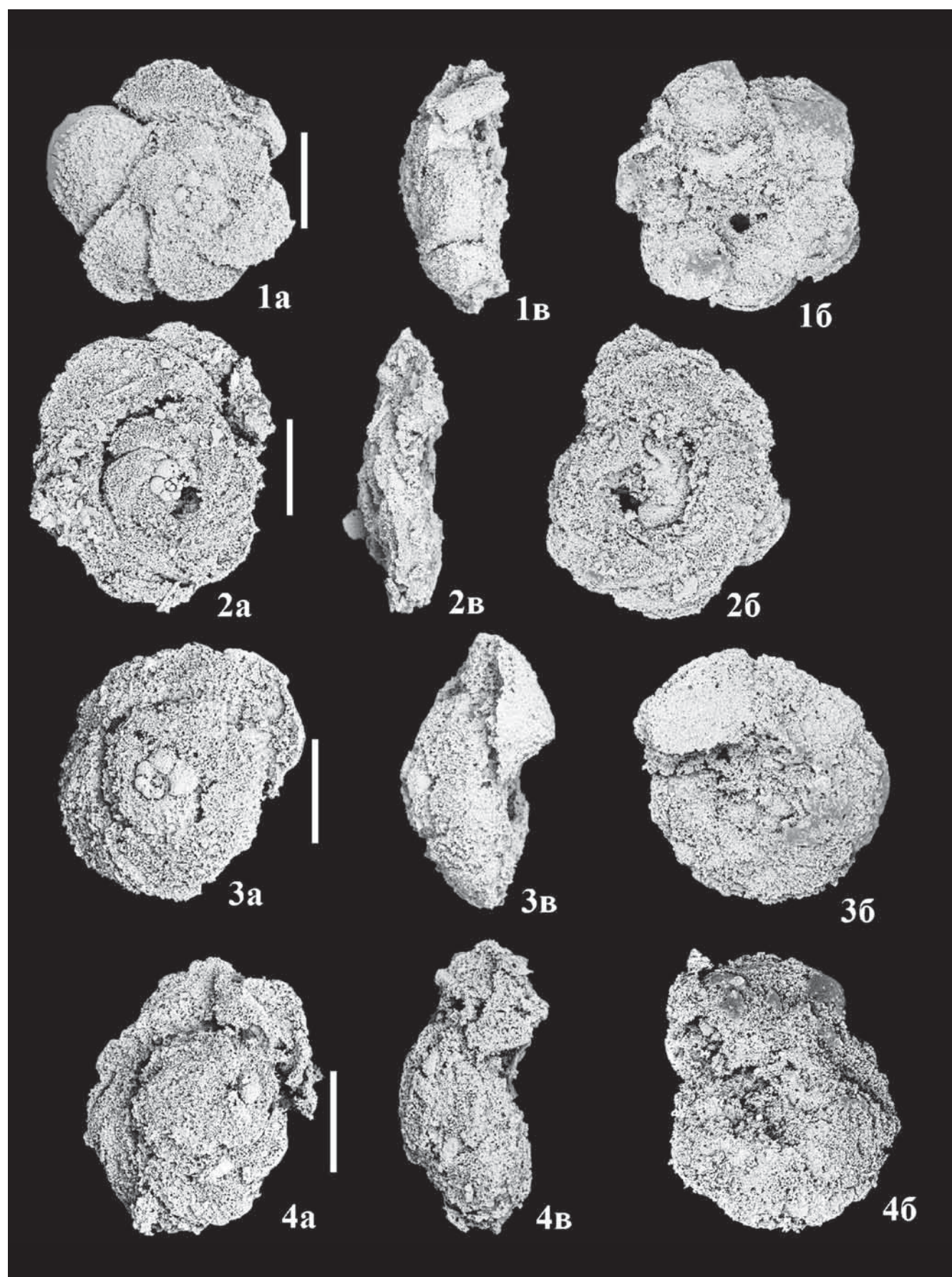


Фототабл. 2. Радиоларии и бентосные фораминиферы верхнего сантона из разреза Брэждэ (Сербия): 1 — *Theocampe* sp.; 2 — *Dictyomitra koslovae* Foreman; 3 — *Neosciadiocapsa diabloensis* Pessagno; 4, 5 — *Gaudryina rugosa* (d'Orbigny); 6 — *Pseudoeucyrtis* sp.; 7а, б — *Pullenia dampelae* Dain. Длина масштабной линейки 200 мк для а (1, 4, 5, 7а, 7б) и 100 мк для б (2, 6) и в (3)

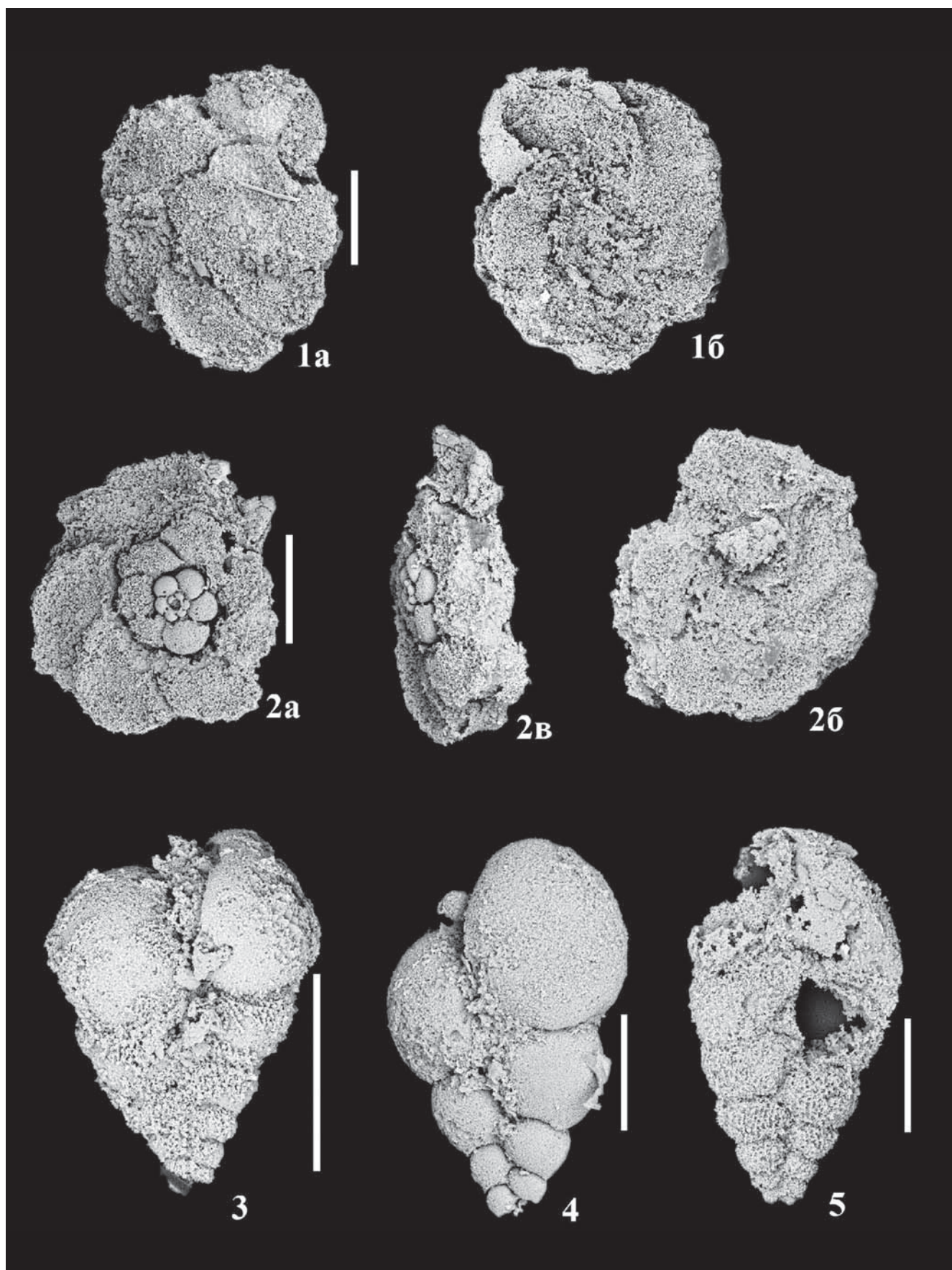


Фототабл. 3. Планктонные фораминиферы сantonа из разреза Брэдэ (Сербия): 1 — *Marginotruncana undulata* (Lehmann); 2 — *Marginotruncana sigali* (Reichel); 3, 4 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault; 5 — *Dicarinella* sp. aff. *D. concavata* (Brotzen). Длина масштабной линейки для всех изображений 200 мк

На фототаблицах 3–5 раковины планктонных фораминифер, имеющих спирально-коническое строение, изображены в трех, реже в двух положениях. а — вид со спиральной стороны раковины, где видны все обороты и все камеры; б — вид с умбиликальной стороны раковины, где виден последний оборот раковины, а также устьевое отверстие; в — вид с боковой стороны раковины, где видно строение кия, характер и степень выпуклости раковины



Фототабл. 4. Планктонные фораминиферы сantonia из разреза Брэждэ (Сербия): 1 — *Globotruncana bulloides* Vogler; 2 — *Marginotruncana* sp. cf. *M. coronata* (Bolli); 3 — *Marginotruncana sigali* (Reichel); 4 — *Marginotruncana* sp. cf. *M. pseudolinneiana* Pessagno.
Длина масштабной линейки для всех изображений 200 мк



Фототабл. 5. Планктонные фораминиферы сантона из разреза Брждэ (Сербия): 1, 2 — *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny); 3 — *Heterohelix sphenoides* Masters; 4 — *Planoheterohelix reussi* (Cushman); 5 — *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg). Длина масштабной линейки 200 мк для 1–3; 100 мк — для 4, 5

ярус	Турон			Коньяк			Сантон			Кампан		
	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний	нижний	средний	верхний
Стандартная зональная шкала по планктонным фораминиферам Globotruncanidae	W. arctaeoceras	H. helvetica	M. schneegansi	D. concavata			D. asymetrica			G. elevata		
виды планктонных фораминифер												
Planoheterohelix globulosa (Ehrenberg)												
Planoheterohelix reussi (Cushman)												
Marginotruncana sinuosa Porthault												
Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno												
Marginotruncana sigali (Reichel)												
Heterohelix sphenoides Masters												
Marginotruncan coronata (Bolli)												
Marginotruncana undulata (Lehmann)												
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)												
Globotruncana bulloides Vogler												

Рис. 3. Стандартная зональная шкала верхнего мела (в интервале турон–кампан) и стратиграфическое распространение видов фораминифер, использованных для датировки разреза Брэждэ

carinella asymetrica. Раковина двурядная, обычно состоит из 8–14 камер, относительно быстро увеличивающихся в размерах, особенно на поздних стадиях онтогенеза. Швы углубленные, прямые, слегка наклоненные по отношению к центральному осевому шву (фототабл. 5 (4)).

Planoheterohelix globulosa (Ehrenberg). Среди перечисленных выше видов планктонных фораминифер *P. globulosa* имеет наиболее широкий стратиграфический интервал распространения — от верхов сеномана (зона *Rotalipora cushmani*) до кровли маастрихта. Раковина двурядная на всем протяжении, состоит из 11–16 глобулярных камер, постепенно увеличивающихся в размерах. Поверхность раковины ребристая (фототабл. 5 (5)). Строение устья и пористость раковины из-за плохой сохранности различить не удалось.

Анализ стратиграфического распространения перечисленных таксонов указывает, что интервал их совместного нахождения ограничен отложениями сантонского яруса. Большинство видов появляется в пределах отложений туронского яруса, некоторые из них имеют широкое стратиграфическое распространение. В то же время появление первых представителей рода *Globotruncana* чаще всего приурочено к отложениям сантона. К их числу относятся присутствующие в образце виды *Globotruncana bulloides* Vogler и *G. linneiana* (d'Orbigny) (рис 3).

Бентосные фораминиферы. Образец № 14-1-11 содержит очень редкие экземпляры бентосных фораминифер. Из диагностически определяемых видов следует отметить лишь два: *Gaudryina rugosa* (d'Orbigny) и *Pullenia dampelae* Dain (фототабл. 2 (4, 5, 7)). Первый из них начал свое стратиграфическое развитие в пределах Восточно-Европейской провинции Европейской палеобиогеографической (эпиконтинентальной) области (ЕПО) в верхней части нижнесантонских отложений [Беньямовский, 2008]. Другой вид — *Pullenia dampelae* Dain — известен в Восточно-Европейской провинции с позднего сантона [Беньямовский, 2008]. Таким образом, по бентосным фораминиферам возраст комплекса не может быть древнее позднего сантона.

Выводы. 1. Нижняя часть известняков Струганика в разрезе Брэждэ охарактеризована планктонными фораминиферами (сантон), бентосными фораминиферами (верхний сантон) и радиоляриями (верхний сантон). Данные о всех группах не противоречат друг другу.

2. По радиоляриям в этом разрезе выявлена нижняя часть зоны Afens perapediensis (верхи верхнего сантона — нижний кампан) [Брагина и др., 2016], широко прослеживающейся в пределах Тетической палеобиогеографической надобласти. Таким образом, нижняя часть известняков Струганика относится к верхнему сантону.

Благодарности. Авторы выражают признательность В.С. Вишневецкой за ценные советы и критические замечания, высказанные при подготовке

статьи, а также Н.В. Горьковой (ГИН РАН) за помощь в фотографировании на СЭМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

База данных. URL: <http://www.mikrotax.org>, The mikrotax.org hosts two main databases — nanntax and pforams@mikrotax 2017 (дата обращения: 03.2.2018).

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон—маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 62–74.

Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 2. С. 41–66.

Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Джерич Н., Гаич В. Позднемеловые радиолярии и уточнение возраста субфлишевых отложений разреза Струганик (Западная Сербия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014а. Т. 22, № 2. С. 90–107.

Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Копачевич Л.Ф. Радиолярии, планктонные фораминиферы и стратиграфия турона—нижнего коньяка разреза Биюк-Карасу (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014б. № 3. С. 3–14.

Копачевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Брагина Л.Г. Фораминиферы и радиолярии из верхнего альба-турона разреза Келевудаг (Северо-Восточный Азербайджан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 28–47.

Корчагин О.А., Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Планктонные фораминиферы и радиолярии сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 1. С. 1–25.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian-Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Classical Tethyan Gubbio section // Newsletters on Stratigraphy. 2015. Vol. 48, N 1. P. 47–90.

Djerić N., Gerzina N. New data on the age of an Upper Cretaceous clastic-carbonate succession in Brežde (Western Serbia) // Geol. Croatica. 2014. Vol. 67, N 3. P. 163–170.

Djerić N., Gerzina N., Gajić V., Vasić N. Early Senonian radiolarian microfauna and biostratigraphy from the Western Vardar Zone (Western Serbia) // Geol. Carpathica. 2009. Vol. 60, N 1. P. 35–41.

Filipović I., Marković B., Pavlović Z. et al. Explanatory booklet for the Sheet Gornji Milanovac (Basic Geologic Map of Former Yugoslavia 1:100 000). Belgrade: Federal Geological Survey, 1978.

Filipović I., Pavlović Z., Marković B. et al. Osnovna geološka karta SFRJ — list Gornji Milanovac 1:100 000 [Basic Geologic Map of Former Yugoslavia — Sheet Gornji Milanovac 1: 100 000]. Beograd: Savezni geološki zavod, 1977.

Gajić V., Matović V., Vasić N., Srećković-Batočanin D. Petrophysical and mechanical properties of the Struganik limestone (Vardar Zone, western Serbia) // Ann. Geol. de la Peninsule Balkanique. N 72. Belgrade, 2011. P. 87–100.

Loeblich A.R.Jr., Tappan J.H. Foraminiferal genera and their classification. Pt 1, 2. N.Y.: Van Nostrand Reinhold Company, 1988.

Marković O., Anđelković M. Geological composition and tectonics of wider surroundings of villages Osečenica, Brežde and Struganik (West Serbia) // Zbornik radova Srbska Akademija Nauk. Geological Institute. 1953. Vol. 32, N 5. P. 111–150 (in Serbian).

Pessagno Jr.E.A. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. 1976. Vol. 2. P. 1–95.

Vishnevskaya V., Djerić N. Mesozoic Radiolaria of Bosnia and Serbia: New data // Paleontol. J. 2009. Vol. 43, N 12. P. 1513–1568.

Поступила в редакцию
27.10.2017

УДК 551.76(477.75)

Р.Р. Габдуллин¹, Н.В. Бадулина², Е.А. Бакай³, Е.В. Рубцова⁴,
А.Ю. Юрченко⁵, Е.В. Карпова⁶, А.В. Иванов⁷, М.А. Варзанова⁸,
А.В. Сергиенко⁹, Т.А. Коновалова¹⁰, М.В. Парахина¹¹

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ СУДАКСКОЙ БУХТЫ (КРЫМ)¹²

В результате обобщения собственных данных и анализа опубликованных и фондовых источников уточнены строение и условия формирования келловей-оксфордских отложений Судакской бухты. Впервые при изучении оксфордских отложений применен ботанический картировочный признак.

Ключевые слова: мезозойские отложения, келловейский ярус, оксфордский ярус, стратиграфия, Крым.

Composition and origin of Callovian–Oxfordian deposits of the Sudak Bay based upon generalizations of our own results and analysis of published and unpublished data were specified. A botanic feature for geological prospecting of Oxfordian limestones was used for the first time.

Key words: Mesozoic, Callovian stage, Oxfordian stage, stratigraphy, Crimea.

Введение. Несмотря на долгую историю геологического изучения (с XVIII в.) и обилие опубликованных работ по району окрестностей г. Судак, существует ряд кардинально отличающихся моделей геологического строения этого района [Фіколіна и др., 2008 и Юдин, 2009]. В ходе собственных полевых наблюдений последних лет и последующего комплекса лабораторных и камеральных работ нами накоплен большой фактический материал, позволяющий предложить новую — третью — модель геологического строения окрестностей г. Судак.

В ходе полевых работ 2015 г. в 15 точках наблюдений (т.н.) и на 14 разрезах нами были изучены терригенные и карбонатные отложения

нижней и верхней частей верхнесудакской под-свиты судакской свиты.

Материалы и методы исследований. Методика работ включала: 1) сбор, анализ и систематизацию фондовых, архивных и опубликованных материалов; 2) полевые наблюдения; 3) лабораторные исследования; 4) камеральные работы.

Сбор, анализ и систематизация фондовых, архивных и опубликованных материалов заключались в анализе результатов работ предшественников.

В рамках полевых наблюдений в районе Судакской бухты (рис. 1, А) были описаны отложения келловей и оксфорда верхней части судакской свиты ($J_{2-3}sd_2$) в 15 точках наблюдения, а также в районе с. Дачное в 2 точках наблюдения (рис. 1, Б)

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих полезных ископаемых, ст. науч. с.; *e-mail:* bakay_lena@inbox.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с.; *e-mail:* ekaterina.v.ru@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; *e-mail:* annette1988@inbox.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии, доцент; *e-mail:* kargoff_2002@mail.ru

⁷ Саратовский государственный технический университет, Институт урбанистики, архитектуры и строительства, зам. директора института; *e-mail:* yashkovia@mail.ru

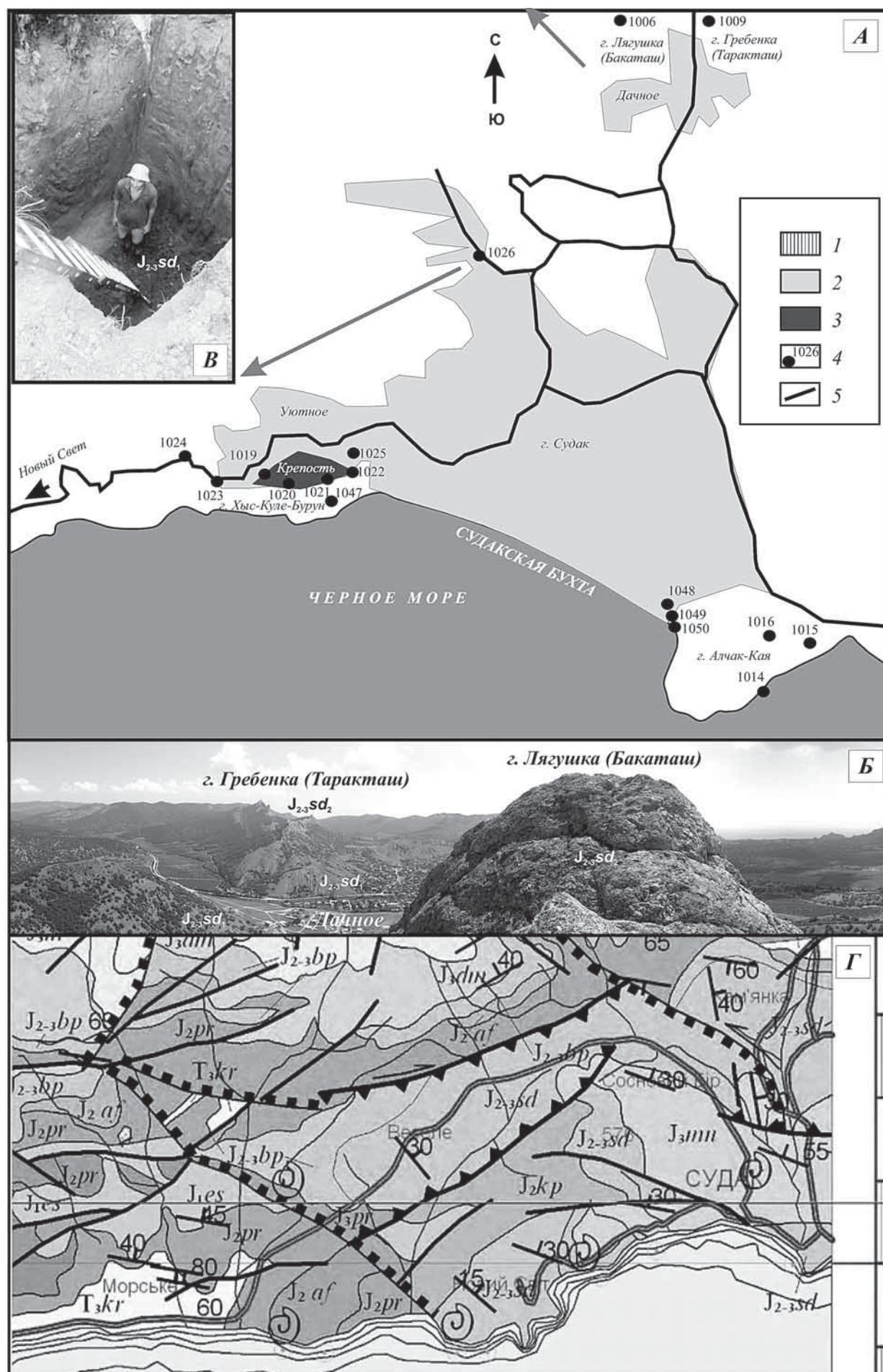
⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail:* maria.varzanova@yandex.ru

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* sergienko.andrey94@yandex.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* konovalova777333@mail.ru

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, студентка; *e-mail:* kabanpumba1321@gmail.com

¹² Работа поддержана грантом РФФИ (проекты № 15-05-03004, 15-05-04099), научные результаты получены с использованием комплекса оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage», приобретенного по Программе развития Московского университета. Лабораторные работы выполнены при поддержке Минобрнауки России по инициативному проекту № 5.5177.2017/8.9.



с замером элементов залегания и отбором проб. Полевые наблюдения включали описание опорных разрезов и специализированные литолого-фациальные исследования в естественных обнажениях и горных выработках (рис. 1, В).

Лабораторные работы включали петрографическое исследование 10 шлифов, определение концентрации нерастворимого остатка и состава породообразующих минералов карбонатных пород (газовольюметрический метод и метод нерастворимого остатка) по 10 образцам, анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, палеотермометрия по 8 образцам (6 — из Судакской бухты, 2 — из района с. Дачное).

Шлифы изготовлены и описаны на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Петрографическое исследование горных пород в шлифах выполнено по стандартной методике Е.В. Карповой и М.А. Варзановой (МГУ). Растворение карбонатных пород для определения концентрации нерастворимого остатка проведено в уксусной кислоте по стандартной методике [Анализ..., 1969] на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик — М.А. Варзанова, МГУ).

Газовольюметрический анализ был выполнен на приборе «Карбонатометр КМ-04» (аналитик Е.А. Бакай, МГУ), методика изложена в работе [Габдуллин и др., 2017].

Изотопный анализ проведен на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage» (аналитик А.Ю. Юрченко, МГУ). Методика анализа изложена в работах [Верзилин, 1979; Габдуллин и др., 2016; Каплин, Янина, 2010; Фор, 1989; Хефс, 1983].

На стадии камеральных работ выполнено ознакомление с коллекциями каменного материала по территории исследований (листы L-36-XXIX, L-36-XXX, L-36-XXXIV, L-37-XXXV) и интерпретированы данные аналитических исследований.

Литолого-стратиграфическая характеристика келловейских и оксфордских отложений района Судакской бухты. В окрестностях г. Судак отложения со второй половины среднего келловея по нижний оксфорд включительно отвечают судакской свите (рис. 1, Г). Судакская свита ($J_{2-3}sd$) представлена глинами с прослоями песчаников, известняков и линзами конгломератов внизу (нижняя подсвита, $J_{2-3}sd_1$), а также глинами с конкрециями сидеритов и биогермными массивами известняков в верхней части свиты (верхняя подсвита, $J_{2-3}sd_2$). Свита с размывом залегает на отложениях копсельской свиты, а верхняя согласная граница проводится по подошве манджильской свиты [Фіколіна и др., 2008], здесь отложения свиты обнажены полосой

шириной несколько сотен метров — несколько километров. Мощность нижней подсвиты составляет 20–180 м, а верхней — 600–800 м. Стратотип свиты описан М.В. Муратовым в 1949 г. [Анфимова, 2015] в окрестностях г. Судак, вблизи восточной рамки листа L-36-XXIX. На государственной геологической карте листа L-36-XXIX последнего издания [Успенская, 1969] картируемыми стратонами выступают ярусы; на геологической карте Украины [Фіколіна и др., 2008] в районе Судакской бухты показаны области распространения судакской свиты.

Типичные разрезы свиты прослежены в обнажениях г. Караул-Оба, Сокол, мысов Капчик, Коба-Кая, Алчак-Кая и Перчем. В частности, на северо-восточном склоне горы Караул-Оба нижняя часть разреза представлена тонкослоистыми песчаниками с конкрециями сидеритов, которые перекрываются известняками песчанистыми, а в юго-западном направлении и выше по разрезу замещаются массивными рифовыми известняками. Мощность известняков на северо-западных склонах г. Караул-Оба достигает 215 м, увеличиваясь до 400 м в юго-восточном направлении. На северном склоне нижняя часть биогермного массива составлена перекристаллизованным, неяснослоистым кораллово-водорослевым известняком, а верхняя (вблизи вершины) — слоистыми органогенно-детритовыми известняками [Фіколіна и др., 2008].

Из песчанистых известняков здесь определены кораллы *Isastraca proniagua* Thurm., I., *explanata* Goldf. и др. В северо-восточном направлении органогенно-детритовые и биогермные известняки замещаются по латерали известковыми разновидностями песчаников, обогащенных гравийным материалом. Подобные породы бронируют амфитеатр Новосветской бухты, а верхняя часть разреза здесь представлена глинами и алевролитами, среди которых находится крупный биогермный массив г. Сокол. Максимальная мощность рифогенных известняков достигает 500 м. Мощность отложенной судакской свиты в целом колеблется от 400 до 800 м [Фіколіна и др., 2008].

Основные литолого-петрографические типы пород судакской свиты представлены глинами, песчаниками, известняками. Глины темно-серые, с алевропелитовой структурой. Глинистая фракция представлена гидрослюдами (60%) и хлоритом (35%), а алевролитовая — кварцем, полевым шпатом, кальцитом, слюдой. Песчаники темно-серые, с псаммитовой структурой, в их составе присутствуют обломки кварца, полевого шпата, пироксена; цемент (до 20%) глинисто-карбонатный. Известняки серые, органогенно-обломочные, перекристаллизованные, составлены остатками

Рис. 1. Геологическое строение окрестностей г. Судак: А — схема расположения изученных разрезов Судакской бухты: 1 — Черное море; 2 — городская агломерация; 3 — Судакская крепость; 4 — точка наблюдения и ее номер; 5 — автомобильные дороги; Б — панорама района с. Дачное с горы Лягушка (Бакаташ); В — горная выработка в районе автостанции г. Судак; Г — фрагмент государственной геологической карты Украины (2008)

фауны (до 70%), сцементированы криптокристаллическим кальцитом [Фіколіна и др., 2008].

На материалах аэрокосмической съемки (МАКС) копсельская свита имеет серый или темный фототон, а судакская — белый или светлый фототон.

Известняки судакской свиты разрабатываются на малых месторождениях.

На карте аномалий магнитного поля область распространения толщи отвечает низким значениям $(-0,25 \div -0,5) \cdot 10^{-2}$ нТл, на карте аномалий гравитационного поля — высоким значениям (около 2,5–4,0 мГал).

Метаморфизм и метасоматические преобразования пород в ходе наших исследований и по данным предшественников не отмечены. Результаты радиологического определения возраста горных пород по данным предшественников нам неизвестны.

Судакская свита фаунистически охарактеризована неравномерно. Многочисленные остатки встречаются в нижней части разреза и относятся к зоне *Sigalloceras encodatum* и *Quenstedtoceras lamberti* среднего–позднего келловея. Верхняя часть несколько обеднена фаунистическими остатками, представлена фаунистическим комплексом зоны *Cardioceras cordatum* раннего оксфорда. В целом возраст судакской свиты соответствует второй половине среднего келловея–раннему оксфорду [Фіколіна и др., 2008]. Келловей-оксфордская граница проходит внутри отложений верхней подсвиты, при этом, скорее всего, терригенные толщи отвечают келловею, а карбонатные — оксфорду. Келловейские отложения верхесудакской подсвиты были изучены в 5 разрезах в окрестностях г. Судак, а также севернее — в районе с. Дачное (на горных массивах Бакаташ и Таракташ, где также обнажаются толщи нижнесудакской подсвиты). Описания разрезов района с. Дачное в статье не приводятся.

Разрез 1 (т.н. 1014). Район горы Алчак-Кая, береговая линия у подножия юго-восточной части вершины горы. В точке наблюдения находится пляж шириной 5–6 м, сложенный галькой известняков верхнесудакской подсвиты, галька имеет разные степень окатанности и размер. Соотношение окатанных и неокатанных фрагментов варьирует от гравия до крупных валунов, неокатанных — от дресвы до мелких глыб. Мощность отложений пляжной зоны во многом определяется размером валунов и глыб, но обычно составляет несколько десятков сантиметров. Коренные отложения в зоне пляжа представлены аргиллитами с сидеритовыми конкрециями верхнесудакской подсвиты, выше расположены выходы известняков оксфорда. На склоне г. Алчак-Кая, примыкающей к пляжу, обнаженность пород хорошая. Площадь покрытия растительностью составляет около 20%, в основном это травы.

Келловейские отложения здесь представлены цикличной толщей чередования двух элементов. Элемент «А» сложен карбонатными аргиллитами, которые имеют излом, типичный для мергеля, участками бурно реагируют с уксусной кислотой. В породе присутствуют мусковит и кварцевые жилы. Породы на свежем сколе серые, местами интенсивно серые, на выветрелой поверхности — серо-коричневые без видимой слоистости, при выветривании дают призматическую многогранную щебенку, местами тонкоплитчатую. Элемент «В» представлен аргиллитом карбонатным массивным, плотным, крепким, слабопесчанистым, с мусковитом, образует в склоне заметные выступы, участками ожелезнен при диагенезе, местами превращается в сидеритовые конкреции или подвергнут существенному ожелезнению, что при выветривании дает на его выветрелой поверхности характерную ржавую, красно-коричневую, местами оранжево-красную окраску. На свежем сколе порода серая, местами похожа на сильноглинистый и песчано-ожелезненный мергель, массивный, слоистость не отмечена. Азимут падения (аз. пд.) флишевой толщи келловея 283°, $\angle 47^\circ$. Разрез мощностью 54,5 м описан стратиграфически снизу вверх при движении вдоль береговой линии по падению слоев. Краткое послойное описание разреза приведено в табл. 1.

Установлена следующая закономерность: вверх по разрезу мощность карбонатных аргиллитов увеличивается (в 2 раза и более больше, чем в нижней части разреза). Мощность ожелезненных прослоев аргиллитов также существенно возрастает, например, со средней части разреза этим прослоям соответствуют конкреционные прослои сидерита.

Разрез 2 (т.н. 1023). Шоссе Судак–Новый Свет. В 20 м выше автодороги Судак–Новый Свет, в 1 км западнее западного замыкания Судакской бухты. Здесь на склоне и до основания привершинного клифа наблюдается толща цикличного переслаивания алевролитов, на выветрелой поверхности серо-бурых и светло-коричневых на свежем сколе, с мусковитом, дающих при выветривании изометричную, угловатую щебенку, и конкреционных прослоев сидеритов или уровней сидеритовых конкреций (рис. 2, А). Отмечена умеренная реакция алевролитов с уксусной кислотой. В районе точки наблюдения площадь покрытия растительностью составляет около 35% и представлена в основном травой и хвойными деревьями. По своему составу, строению и возрасту толща аналогична отложениям г. Алчак-Кая. Она представлена цикличным переслаиванием конкреционных красновато-коричневых сидеритов («А») и серо-черных алевролитов («В»). Мощность 701 см. Краткое послойное описание разреза приведено на табл. 2. Образец № 1023/1 микроскопически (рис. 2, А) — песчаник

Таблица 1

Распределение мощности чередующихся элементов в пакке цикличного переслаивания аргиллитов с сидеритовыми конкрециями верхнесудакской подсвиты ($J_{2-3}sd_2^1$) в разрезе 1 (т.н. 1014) на береговой линии у подножия юго-восточной части вершины горы Алчак-Кая

Номер слоя	Элемент цикла	Мощность, см	Примечания	Номер слоя	Элемент цикла	Мощность, см	Примечания
1	A	40		42	B	12	
2	B	7		43	A	74	Образец № 1014/50
3	A	142		44	B	10	Образец № 1014/51
4	B	8		45	A	105	
5	A	114		46	B	10	
6	B	20		47	A	115	
7	A	100		48	B	15	
8	B	13		49	A	140	
9	A	60	Образец № 1014/15	50	B	10	
10	B	10	Образец № 1014/16	51	A	12	Образец № 1014/58
11	A	5		52	B	24	Образец № 1014/59
12	B	9		53	A	116	
13	A	10		54	B	20	
14	B	8		55	A	44	
15	A	60		56	B	13	
16	B	10		57	A	44	
17	A	70		58	B	10	
18	B	10		59	A	127	
19	A	10		60	B	34	
20	B	10		61	A	220	Образец № 1014/68
21	A	116	Образец № 1014/27	62	B	20	Образец № 1014/69
22	B	10	Образец № 1014/28	63	A	60	
23	A	88		64	B	6	
24	B	14		65	A	163	
25	A	79	Образец № 1014/31	66	B	24	
26	B	12	Образец № 1014/32	67	A	101	
27	A	153		68	B	20	
28	B	10		69	A	82	
29	A	112		70	B	7	
30	B	14		71	A	23	Образец № 1014/78
31	A	12		72	B	45	Образец № 1014/79
32	B	3	В слое встречено ядро аммонита (примерно половина оборота спирально завитой раковины), высота оборота 5 см, длина 13 см, удовлетворительной формы сохранности	73	A	52	
33	A	180	Образец № 1014/39	74	B	16	
34	B	10	В слое отчетливо видна флексура с амплитудой крыльев 116 см	75	A	106	Найден отпечаток аммонита удовлетворительной сохранности, а также отпечаток двустворчатого моллюска. Образец № 1014/83а (аммонит), образец № 1014/83б (двустворчатый моллюск)
35	A	151	Образец № 1014/41а — сидерит. В одной из сидеритовых конкреций, найденной в осыпи, наблюдается отпечаток аммонита; образец № 1014/41б — макрофауна (аммонит)	76	B	33	
36	B	270		77	A	226	
37	A	13	Образец № 1014/45	78	B	5	
38	B	12		79	A	323	Образец № 1014/87
39	A	74		80	B	4	Образец № 1014/88
40	B	10		81	A	396	
41	A	175		82	B	8	Образец № 1014/7F (кораллы из осыпи)
				83	A	120	
				84	B	12	
				85	A	80	Образец № 1014/93
				86	B	10	Образец № 1014/94

тонкозернистый, алевроитовый (25–30%), хорошо сортированный, с элементами косой слоистости. Состоит из плохоокатанных мезомиктовых зерен кварца (60%), плагиоклаза и калиевых полевых шпатов (15–20%), литокластов магматических и метаморфических пород (15–20%), редко слюд (5%) с пленочным гидрослюдистым, местами хлоритовым цементом, вторично известковистым (5–7%), аз. пд. толщи 141°, $\angle 19^\circ$. Затем вверх по склону еще на протяжении 9–11 м наблюдаются отдельные выходы крупных мощных прослоев сидеритовых конкреций (мощность 0,3–0,4 м), переслаивающихся с алевролитами (рис. 2, А). Элементы залегания не меняются.

Таблица 2

Распределение мощности чередующихся элементов в пачке циклического переслаивания аргиллитов с сидеритовыми конкрециями верхнесудакской подсвиты ($J_{2-3}sd_2^1$) в разрезе 2 (т.н. 1023) на шоссе Судак–Новый Свет

Номер слоя	Элемент цикла	Мощность, см	Примечания
1	А	20	Образец № 1023/1 (песчаник), образец № 1023/2 (алевролит)
2	В	82	
3	А	19	
4	В	123	
5	А	8	
6	В	112	
7	А	21	Образец № 1023/7
8	В	23	Образец № 1023/8
9	А	15	
10	В	72	
11	А	9	
12	В	42	
13	А	19	
14	В	111	
15	А	25	

Разрез 3 (т.н. 1024) расположен в 300 м западнее западной окраины с. Уютное, на шоссе Судак–Новый Свет. Наблюдаются коренные выходы терминальной части толщи переслаивания алевролитов и конкреционных прослоев сидеритов келловейского возраста (рис. 2, Б). Видимая мощность обнажения более 1 м. Выше без явного стратиграфического перерыва залегает толща песчанистых известняков оксфордского возраста, местами с тонкими линзами или прослоями алевролитов коричнево-серого цвета. Элементы

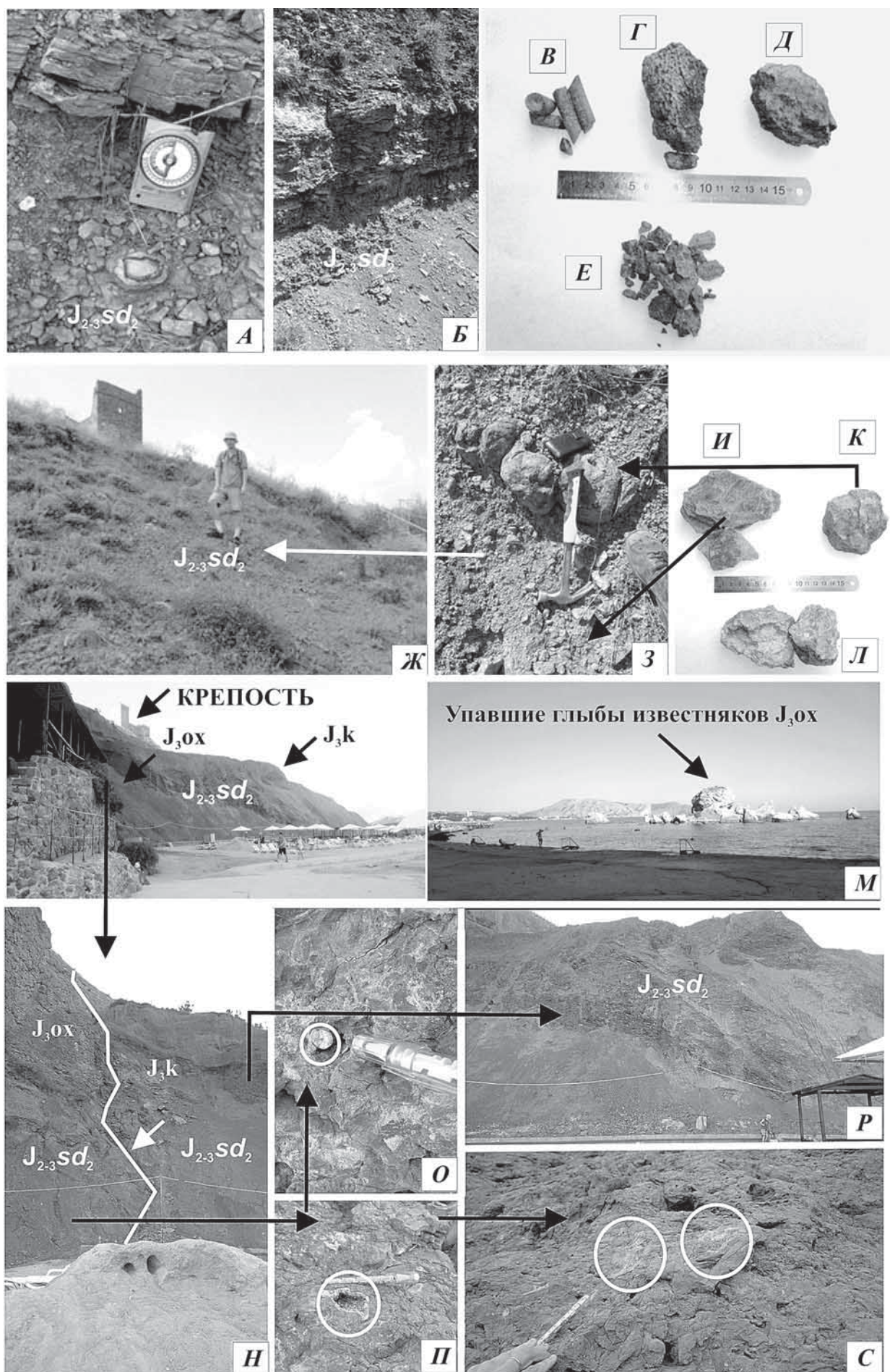
залегания келловейских и оксфордских пород одинаковы и аналогичны значениям в предыдущей точке наблюдения. Тектонические дислокации отсутствуют.

Разрез 4 (т.н. 1025) находится на северо-восточной периферии крепостной стены Генуэзской крепости, на середине расстояния между ул. Генуэзская Крепость и ул. Рыбачья, на тропе, идущей от крепости к пляжу. На склоне видны выходы толщи переслаивания алевролитов и конкреционных прослоев сидеритов келловейского возраста с фауной (рис. 2, В–Е). В алевролитах встречены органические остатки макрофауны: стебли криноидей и фрагменты кубков губок. Стебли криноидей залегают по слоистости. Образцы макрофауны взяты из слабопесчанистого карбонатного алевролита и ожелезненного алевролита (который при диагенезе мог бы превратиться в сидеритовую конкрецию).

Таким образом, отложения келловейского яруса представлены карбонатными аргиллитами, карбонатными массивными аргиллитами, прослоями алевролитов и сидеритовых конкреций, сидеритами.

Разрез 5 (т.н. 1026), северная окраина г. Судак, улица Чехова, д. 18 (рис. 1, В). В точке был вырыт шурф глубиной 2,83 м. На всех четырех стенках шурфа вскрыт однообразный разрез четвертичных отложений, находящихся в горизонтальном залегании. По северо-западной стенке шурфа разрез сложен (стратиграфически сверху вниз) следующим образом: слой 1 — почвенно-растительный (p-d IV), мощность 35 см; слой 2 — супесь коричневая, на выветрелой поверхности бежево-коричневая со щебнем известняков, дресвой и гравием (p-d IV), мощность 49 см; слой 3 — горизонт щебня известняков в супесчаном коричневом заполнителе (p-d IV), мощность 5 см; слой 4 аналогичен слою 2 (p-d IV), мощность 9 см; слой 5 аналогичен 3, но размер обломков примерно в 2 раза мельче, в основном содержит дресву (p-d IV), мощность 9 см; слой 6 — супесь бурая, на выветрелой поверхности светло-бурая с единичными включениями щебня песчаников и известняков (p-d IV), мощность 130 см; слой 7 — коренные отложения пород келловейского возраста, представленные известковистыми аргиллитами из толщи переслаивания аргиллитов с прослоями сидеритовых конкреций. Видимая мощность >30 см (образец № 1026/7). Суммарная мощность описанных чет-

Рис. 2. Фото обнажений: А — толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций (т.н. 1023); Б — коренные выходы терминальной части келловейских отложений (т.н. 1024); В — стебли криноидей в келловейских отложениях (т.н. 1025); Г — фрагменты кубков губок в келловейских отложениях (т.н. 1025); Д — ожелезненный алевролит (т.н. 1025); Е — песчанистый алевролит (т.н. 1025); Ж — келловейские терригенные отложения подстилают известняки оксфорда (т.н. 1025); З — толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций (т.н. 1025); И — алевролит (т.н. 1025); К — сидерит (т.н. 1025); Л — известняк оксфордского яруса (т.н. 1025); М — панорама западного замыкания Судакской бухты, на мелководье видны глыбы оксфордских известняков; Н — на пляже отложения келловейские ($J_{2-3}sd_2$) и оксфордские ($J_{2-3}sd_2$) расположены на одном гипсометрическом уровне (белая линия — разделяющая их граница); О — стебли криноидей в мраморизованных известняках; П — рудисты, замещенные кальцитом; Р — толща циклического переслаивания алевролитов и прослоев сидеритовых конкреций верхнесудакской подсвиты ($J_{2-3}sd_2$); С — скопления рудистов



вертикальных отложений в северо-западной стенке составляет 2,37 м.

Граница келловейских и оксфордских отложений исследована на западном и восточном окончаниях Судакской бухты в разрезах 2, 4, 6 и 7.

Разрез 2 (т.н. 1023). Выше пачки переслаивания алевролитов и сидеритовых конкреций келловейского возраста наблюдается толща переслаивания алевролитов и известняков оксфордского возраста. Выше по склону виден привершинный уступ (клиф), образованный известняками оксфорда (рис. 2, В). Известняки на выветрелой поверхности серо-бурые, на свежем сколе светло-серые с остатками макрофауны двустворчатых моллюсков и иглокожих. Известняки образуют привершинный клиф высотой 25 м (рис. 3, образцы № 1023/2 и № 1023/3). Образец № 1023/2 микроскопически представляет собой коралловый фреймстоун (60%) с флот-вакстоуновым заполнителем (5–10%), с примесью алевритового тонкопесчанистого материала, с вторично инкрустированным сидеритом (10%) по скелетным формам и алеврито-глинистого вещества. Глинистый материал осадился, и в условиях диагенеза сформировался сидерит с интракластами (рис. 3, Б, В). Образец № 1023/3 в шлифе представляет собой коралловую постройку (88%) с редким цианобактериально-водорослевым замещением. Отсутствует другая морская фауна (рис. 3, Г, Д).

Элементы залегания оксфордских известняков аналогичны таковым у келловейских алевролитов, что свидетельствует об отсутствии углового несогласия и, скорее всего, согласном залегании терригенных (келловей) и карбонатных (оксфорд) толщ. Непосредственно в этой точке келловей-оксфордская граница не обнажена, однако ей соответствует выровненная площадка, выше которой залегает толща переслаивания оксфордских известняков. Границе отвечает задернованный слой, покрывающий эту часть разреза. Мощность разреза оксфорда оценивается в 6,5 м.

Разрез 4 (т.н. 1025). Известняки оксфордского возраста подстилаются толщей переслаивания алевролитов и сидеритовых конкреций по периферии Генуэзской крепости (рис. 2, Ж–К). Элементы залегания толщи переслаивания следующие: аз. пд. 6°, $\angle 18^\circ$. В районе точки наблюдения расположены дренажные каналы и водосборные сооружения, которые указывают на то, что сквозь трещиноватый массив известняков происходит инфильтрация атмосферных осадков и их высачивание на келловей-оксфордской границе. Породы келловей являются водоупором. Алевролиты толщи переслаивания алевролитов и сидеритовых конкреций имеют глинистую примесь, местами встречаются пласты аргиллитов. В осыпи найдены известняки оксфорда (рис. 2, Л).

Разрез 6 (т.н. 1047). Западная оконечность пляжа Судакской бухты, под Генуэзской крепо-

стью (рис. 2, М–С). Обнаженность пород хорошая, растительность почти отсутствует. На пляже наблюдаются отложения келловей и оксфорда на одном гипсометрическом уровне (рис. 2, Н). Видны выходы аргиллитов с конкреционными прослоями сидеритовых конкреций келловей и глыба известняков оксфорда, на которой стоит Судакская крепость. Известняки бурно реагируют с уксусной кислотой, на свежем сколе они черные, на выветрелой поверхности — серые. Известняки мраморизованные, содержат стебли криноидей диаметром до 1 см (рис. 2, О), видны скопления рудистов, замещенных кальцитом (рис. 2, П, С). Поверхность известняков несет следы растворения от морской соли и покрыта местами черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpon geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor. Аз. пд. 320°, $\angle 33^\circ$. Отсюда взяты образцы № 1047/1 (аргиллит) и № 1047/2 (известняк). Микроскопически образец № 1047/1 представляет собой алевролит, местами содержащий хлорит, известковистый, с примесью тонкозернистого материала (20%), хорошо сортированный, неслоистый. Состоит из неокатанных зерен кварца (75–80%), слюды (5%), полевых шпатов и плагиоклаза (10–15%) и единичных литокластов метаморфических и магматических пород с поровым гидрослюдистым цементом (рис. 3, Е). Образец № 1047/2 микроскопически представляет собой известняк доломитовый (82%), микро-яснозернистый с примесью алевритового материала (<5%) с участками вторичного сидерита, неслоистый.

В верхней части обнажения плащеобразно залегают обвально-оползневые отложения голоцена (dr-ds IV) — карбонатные супеси с глыбами и брекчиями известняков мощностью 10–15 м. На мелководье, на расстоянии несколько десятков метров от береговой линии лежат глыбы оксфордских известняков, видимая часть которых над урезом воды составляет 15 м и больше (рис. 3, М). Обычно такое геологическое строение интерпретируется либо как кластоцит известняков (оксфорд) в аргиллитовом матриксе (келловей), либо как результат тектонических дислокаций (послойных и субпослойных срывов), в том числе как тектонический меланж [Юдин, 2009, 2011]. По нашему мнению, районы послойных и субпослойных срывов и зона «меланжа» в районе Судак в действительности представляет собой часть оползня-обвала, в которой терригенные отложения келловей полностью дезинтегрированы, а известняки на участках вблизи зон скольжения блоков несут следы механической обработки, порою комковатая, местами имеет жирный блеск с примазками аргиллитов.

Разрез 7 (т.н. 1015). В основании привершинного клифа г. Алчак-Кая, на восточном склоне. Наблюдается плавный переход толщи переслаивания

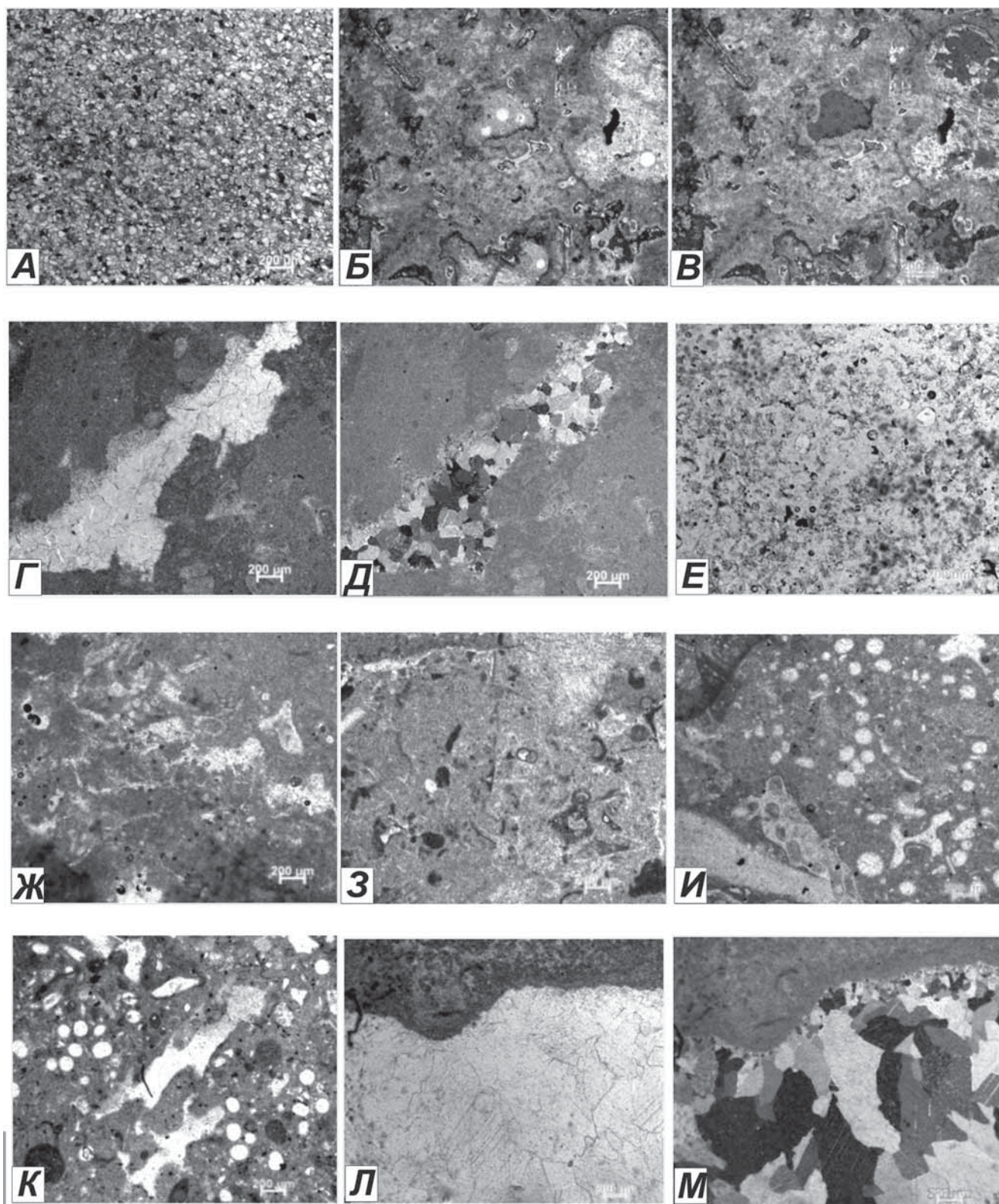


Рис 3. Микрофотографии шлифов: *А* — образец № 1023/1 (анализатор выключен), песчаник тонкозернистый алевритовый; *Б* — образец № 1023/2, коралловый фреймстоун с флоат-вакстоуновым заполнителем (анализатор выключен); *В* — то же (анализатор включен); *Г* — образец № 1023/3, коралловая постройка с редким цианобактериально-водорослевым замещением (анализатор выключен); *Д* — то же (анализатор включен); *Е* — образец № 1047/1, алевролит с примесью тонкозернистого материала, хорошо сортированный, неслоистый (анализатор выключен); *Ж* — образец № 1016, полибиокластовый известняк, флоатстоун; *З* — образец № 1019, обломочный известняк, флоатстоун (анализатор выключен); *И* — образец № 1020, известняк с литокластами цианобактериально-водорослевых известняков, сферовых известняков, погруженных в цианобактериально-водорослевой матрикс (анализатор выключен); *К* — образец № 1021, коралловая постройка, известняк с мелкокристаллическим вторичным скелетным каркасом и микритовым цианобактериально-водорослевым заполнением межскелетного пространства (анализатор выключен); *Л* — образец № 1022, известняк от вакстоуна до флоатстоуна с участками фреймстоуна, обломок кораллитов с цианобактериально-водорослевым заполнением пустот и микритовым матриксом с примесью тонкопесчаного алевритистого материала (анализатор выключен); *М* — то же, анализатор включен

аргиллитов и конкреционных прослоев сидеритов келловей к толще переслаивания известняков и терригенных пород оксфорда. Обнаженность пород хорошая. Площадь покрытия растительностью составляет около 15%, в основном растительность представлена травами, карликовыми деревьями. Тектонические контакты не отмечены. Описание опорного разреза келловей-оксфордских отложений стратиграфически снизу вверх приведено в табл. 3. В разрезе выделено 8 типов элементов пластовых циклитов.

Таблица 3

Распределение мощности чередующихся элементов в пачке циклического переслаивания терригенно-карбонатных отложений верхнесудакской подсвиты ($J_{2-3}sd_2^2$) в разрезе 7 (т.н. 1015) в основании привершинного клифа на восточном склоне горы Алчак-Кая

Номер слоя	Элемент цикла	Мощность, см	Примечания
1	А	>50	Образец № 1015/1
2	В	22	Элемент «В» аналогичен слою 21 в точке 1014. Образец № 1015/2 — конкреции сидерита
3	А	40	В кровле виден постепенный переход без каких-либо видимых следов перерыва в вышележащий слой (№ 4) оксфордского возраста
4	С	135	Образцы № 1015/4а (известняк оолитовый с кварцевыми жилами, серый на свежем сколе, на выветрелом — серо-коричневый); № 1015/4б (макрофауна, кораллы); № 1015/4в (макрофауна, двусторчатые моллюски); № 1015/4д (макрофауна, ихнофоссилии); № 1015/4е (макрофауна, иглокожие)
5	Д	22	
6	С	135	Здесь мощность прослоев известняков существенно больше и составляет около 25 см
7	Е	30–50	
8	Ф	13	Образец № 1015/8
9	Е	10	
10	Ф	7	
11	Е	17	
12	С	58	
13	Е	100	
14	Г	115	
15	Н	2	Образец № 1015/15
16	Г	170	
17	Н	5	
18	Г	85	
19	Н	4	
20	Г	9266	

Элемент «А» сложен известковистым аргиллитом. Элемент «В» аналогичен слою 21 в т.н. 1014. Элемент «С» представлен пачкой сильно-

песчанистых и менее песчанистых аргиллитов (в кровле с линзами и линзовидными прослоями известняков) мощностью несколько сантиметров, содержащих огромное количество кораллов (одиночных), а также остатков ракообразных, двусторчатых моллюсков, а также многочисленные ходы доннороящих животных (ихнофоссилии) в виде окремнелых нежелезненных песчаников. Аргиллиты и алевролиты сильноизвестковистые, хорошо реагируют с уксусной кислотой. Биогенные известняки бурно реагируют с уксусной кислотой. Также встречаются остатки иглокожих (цидароидных морских ежей).

Элемент «Д» выполнен аргиллитом известковистым, черным, на выветрелом сколе серым. Образует изометричную остроугольную щебенку. Элемент «Е» сложен алевролитом неяснослоистым, серым на свежем сколе и серо-коричневым, ржаво-красным на выветрелой поверхности. Слабо реагирует с уксусной кислотой. Элемент «Ф» — алевролит серый, слабоизвестковистый, слабо реагирует с уксусной кислотой, массивный. Элемент «Г» — известняк массивный, неяснослоистый, с кварцевыми жилами, на свежем сколе серый, на выветрелой поверхности серо-коричневый, на 50% покрытый черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpon geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor, без видимой макрофауны. Элемент «Н» сложен известняком песчанистым, менее плотным, чем предыдущий слой, образует в профиле выветривания западины. Элемент встречаются в виде мелких прослоев, что придает склону ступенчатый характер. Эти слои подчеркивают линейно распределенную на склоне растительность травянистых и древесных форм. Суммарная мощность этого интервала разреза составляет 103 м. Далее ступенчатость на склоне исчезает и начинается привершинный клиф, образованный толщей известняков мощностью 54 м. По мере подъема к вершине никаких принципиальных изменений в характере толще не заметно, находок макрофауны нет. На вершине горы (т.н. 1016) встречены кальцитовые жилы мощностью 15–20 см и длиной несколько метров с субвертикальным залеганием. Аз. пр. 60°. Микроскопически образец № 1016 представлен полибиокластовым известняком, флоатстоуном, состоит из обломков кораллов (5%), мшанок (2%), криноидей (3%), брахиопод (1%), моллюсков (2%), гастропод (3%), талломов зеленых водорослей с обильным микритовым цианобактериально-водорослевым заполнением, местами сплошной микритовый, с вторичными гигахристаллическими зернами кальцита (80%) в пустотах (рис. 3, Ж). Мощность опорного разреза составляет 157 м.

Оксфордские отложения были исследованы в разрезах 8–14 на западном и восточном замыканиях Судакской бухты.

Разрез 8 (т.н. 1048) в устье р. Суук-Су, восточная оконечность Судакской бухты, западный склон горы (мыса) Алчак-Кая, у таблички «Заповедник Алчак-Кая». В точке наблюдения обнаженность пород хорошая, площадь покрытия растительностью не более 35% (травы и деревья). Скорость течения реки в области впадения в Черное море 0,4 м/с. В устьевой части реки много бытового мусора (tIV). В русле наблюдается аллювий (aIV), сложенный галькой и мелкими обломками известняков оксфордского яруса, представленных в нижней части известковистыми песчаниками и переслаиванием известняков и песчаников, присутствует мелководно-морская фауна двусторчатых моллюсков (пектениды, образец № 1048/1). Породы аналогичны таковым в базальной части разреза г. Алчак-Кая на противоположном восточном склоне в т.н. 1015 и на г. Хыс-Куле-Бурун (т.н. 1047), на которой стоит Судакская крепость. Таким образом, под русловым аллювием р. Суук-Су проходит граница между толщей известковистых аргиллитов с конкреционными прослоями сидеритовых конкреций келловее и известняками оксфорда (под скальным массивом установлен знак: «осторожно, камнепад»). С массива известняков плащеобразно спускаются по склонам обвальнo-осыпные отложения голоцена мощностью 4–6 м в нижней части, представленные щебнистыми супесями и брекчиями известковистыми, бурно реагирующими с уксусной кислотой, присутствуют щебень и глыбы разного размера. Местами у береговой линии или на мелководье видны обвалившиеся крупные глыбы оксфордских известняков размером до 10–15 м в поперечнике (аналогичны описанным в противоположной части Судакской бухты в т.н. 1047). Причиной этих обвалов служит, с одной стороны, морская абразия, с другой — гравитационные процессы в сочетании с процессами выветривания. В районе этой точки отмечены следы выщелачивания известняков — мелкие карстовые формы (каверны, воронки), а также крупные (гроты). От этой точки начинается окультуренная туристическая тропа, ведущая с западной части мыса Алчак-Кая к его восточной и вершинной частям.

Разрезы 9 и 10 (т.н. 1049 и 1050) находятся на 70 м южнее точки 1048 (т.н. 1049) и на 82 м южнее точки 1049 (т.н. 1050), на туристической тропе. Обнаженность пород хорошая, площадь покрытия растительностью не более 27% (травы и деревья). Туристическая тропа (аналогичная тропе Голицына в пос. Новый Свет) идет вдоль массива оксфордских известняков, представленных здесь еще более молодыми интервалами известковой толщи, в основном толщей переслаивания известняков и песчаников без макрофауны, но с жилами кальцита (мощность до 0,5 м и длина несколько метров, образец № 1049/1 — кальцит) и песчаников, аналогичных таковым в разрезе на

противоположном восточном склоне в т.н. 1015. У береговой линии в районе тропы и на мелководье видны крупные глыбы оксфордских известняков размером до 12–15 м в поперечнике (аналогичны описанным в противоположной части Судакской бухты, в т.н. 1047 и в т.н. 1048) в обвалившемся состоянии. Причиной этих обвалов служит, с одной стороны, морская абразия, с другой — гравитационные процессы в сочетании с процессами выветривания. Видны следы выщелачивания известняков: мелкие карстовые формы — каверны, воронки, а также крупные — навесы.

Разрез 11 (т.н. 1019) находится на г. (мыс) Хыс-Куле-Бурун, юго-западный угол Судакской крепости (пос. Уютное). Известняки покрыты черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpon geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor, а также редкими, преимущественно хвойными деревьями и травянистыми растениями, которые в основном растут по трещинам выветривания или маркируют неясную слоистость в массиве известняков. Элементы залегания слоистости: аз. пд. 115° , $\angle 36^\circ$. В массиве видны фрагменты скелетов макрофауны, преимущественно моллюсков и иглокожих, что свидетельствует о биогенном происхождении этой толщи. Обнаженность пород хорошая, площадь покрытия растительностью составляет около 5% (рис. 4, А). Известняки на выветрелой поверхности серые, иногда светло-коричневые, на свежем сколе интенсивно серые, местами со следами перекристаллизации, преимущественно массивные (рис. 4, Б, В). Микроскопически образец № 1019 представляет собой обломочный известняк, флоатстоун, состоит из литокластов цианобактериально-водорослевых известняков (52%), строматолитовых известняков (40%), иногда с мельчайшим детритом. Биокластовая часть состоит из брахиопод (3%), фораминифер (2%), пеллеципод (2%), талломов водорослей (3%), криноидей (2%), среднесортированных комков и стустков цианобактериально-водорослевого кальцита. Известняк среднесортированный и разноокатанный, с поровым, базальным микро-яскокристаллическим цементом (рис. 3, З). Видимая мощность известняков составляет около 16 м. Породы образуют почти отвесный клиф (рис. 4, А, Л). Неясная слоистость подчеркнута в профиле выветривания параллельными западинами, которые отвечают менее устойчивой к выветриванию разности песчанистых известняков (рис. 4, Д). По пути от т.н. 1019 к т.н. 1020 наблюдается циклическая толща переслаивания двух разностей известняков, примерно на середине расстояния был взят образец № 1019/20 из массивной разности известняков (рис. 4, Е).

Разрез 12 (т.н. 1020) на южной окраине крепостной стены под триангуляционным знаком у вершины г. Хыс-Куле-Бурун. Ближе к вершине слоистость становится нечеткой, трещины по

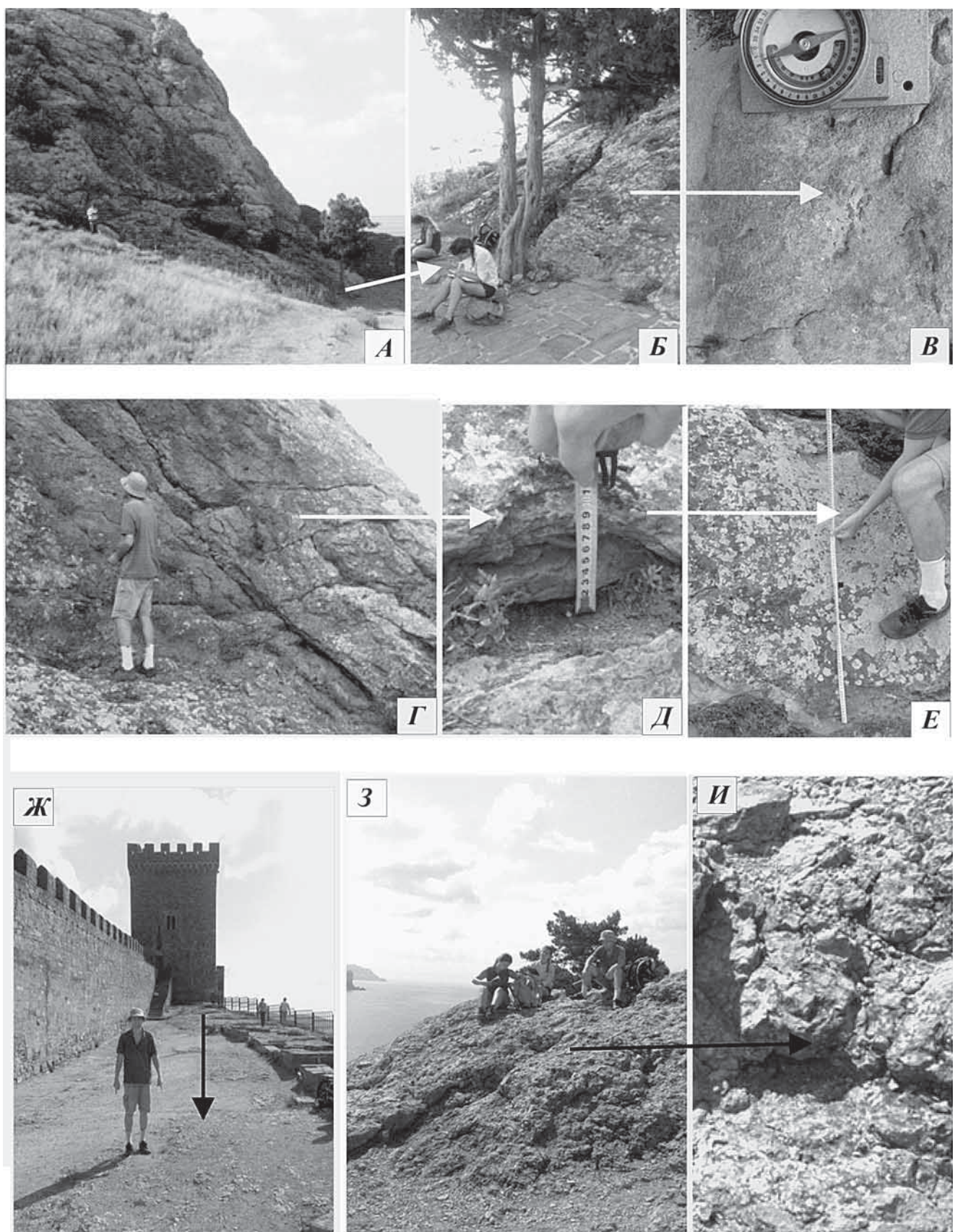


Рис. 4. Фото обнажений: *А* — известняки оксфорда, образующие почти отвесный клиф (т.н. 1019); *Б* — то же, но крупнее, видны чередующиеся массивные и рыхлые разности известняков (т.н. 1019); *В* — массивные известняки (т.н. 1019); *Г* — видна полостчатость на скальном массиве, образованная чередованием более плотных и менее плотных разностей известняков (т.н. 1019); *Д* — песчаные известняки, менее устойчивые к разрушению, чем массивные известняки, образуют западины в профиле выветривания (т.н. 1019); *Е* — массивный известняк, образующий в профиле выветривания выступы; *Ж* — смотровая площадка верхнего замка Генуэзской крепости, отвечающая выровненной поверхности кровли известняков оксфорда (т.н. 1021); *З* — известняки массивные, желваковидные, неяснослоистые (т.н. 1022); *И* — то же, но крупнее (т.н. 1022)

плоскостям напластования меняют элементы залегания (аз. пд. 234° , $\angle 37^\circ$). В точке наблюдения известняки становятся комковатыми, брекчиевидными, узловатыми, с неясно выраженной слоистостью или без нее, с жилами кальцита и кварца, с перекристаллизованными остатками макрофауны (преимущественно из призматического слоя раковин моллюсков). Образец № 1020 микроскопически аналогичен образцу № 1016 и представляет собой известняк с литокластами цианобактериально-водорослевых известняков (48%), сферовых известняков (36%), погруженных в цианобактериально-водорослевой матрикс (рис. 3, *И*). Карбонатный массив разбит многочисленными трещинами, по которым растут травы и хвойные деревья. По трещинам происходит нисходящая фильтрация атмосферных осадков. Породы местами слабовлажные, в таких участках много мокриц. Ориентировочная мощность отложений оксфордского возраста при их описании от т.н. 1019 к т.н. 1020 составляет около 70 м.

Разрез 13 (т.н. 1021). Юго-восточный угол крепостной стены, у донжона (главной башни замка, рис. 4, *Ж*). На верхней части массива известняков оксфордского возраста расположен верхний замок Генуэзской крепости. С небольшой смотровой площадки, отвечающей выровненной поверхности кровли известняков, открывается вид на Судакскую бухту, в которой видны крупные обрушившиеся глыбы скального массива. Известняки по мере движения от т.н. 1020 к т.н. 1021 по строению, составу и свойствам аналогичны описанным ранее в т.н. 1020 и микроскопически (образец № 1021) представляют собой коралловую постройку. Это известняк (80%) с мелкокристаллическим вторичным скелетным каркасом и микритовым цианобактериально-водорослевым заполнением межскелетного пространства (рис. 3, *К*).

Разрез 14 (т.н. 1022) приурочен к восточному углу крепостной стены. Здесь наблюдаются цианобактериально-водорослевые известняки, в основном массивные, неяснослоистые, желваковидные (рис. 4, *З*, *И*). Образец № 1022 микроскопически представляет собой обломок кораллитов с цианобактериально-водорослевым заполнением пустот и микритовым матриксом с примесью тонкопесчаного алевритистового материала (8%). Порода в шлифе варьирует от вакстоуна до флотстоуна с участками фреймстоуна (рис. 4, *Л*, *М*). Рифостроящими организмами были кораллы, цианобактерии, водоросли и рудисты. Встречаются травянистые растения и редкие деревья. Во всех изученных точках, в которых обнажены оксфордские известняки, отмечено, что их поверхность покрыта лишайниками, описанными в т.н. 1019.

Результаты исследований и их обсуждение.

В результате исследований в ходе полевых работ 2015 г. строение верхнесудакской подсвиты судакской свиты можно разделить на две части: нижнюю (преимущественно терригенную) и верхнюю (в основном карбонатную); выделенные нами в поле и в лабораторных условиях литотипы основных пород подсвиты в целом совпадают с результатами предшествующих исследований [Фіколіна и др., 2008].

В большинстве изученных разрезов в пределах окрестностей г. Судак границе келловей и оксфорда в разрезе отвечает стратиграфическое несогласие, причем элементы залегания толщ, разделенных несогласием, не меняются. Граница проходит внутри верхнесудакской подсвиты. В единственном месте — на западном замыкании Судакской бухты под Генуэзской крепостью (мыс Хыс-Куле-Бурун) — наблюдалось залегание нижней терригенной и верхней карбонатной частей верхнесудакской подсвиты на одном альтиметрическом уровне, что ранее [Юдин, 2009, 2011] интерпретировалось как результат тектонических дислокаций (послойных и субпослойных срывов), в том числе как тектонический меланж (здесь и в районе г. Алчак-Кая). По нашему мнению, районы послойных и субпослойных срывов и зона «меланжа» в районе Судак в действительности представляют собой часть оползня-обвала, в котором терригенные отложения келловей полностью дезинтегрированы, а известняки на участках вблизи зон скольжения блоков несут следы механической обработки, комковатые, местами имеют жирный блеск с примазками аргиллитов. Впервые модель крупных оползней-обвалов на южном берегу Крыма была предложена О.В. Зеркалем и Е.Н. Самариным¹³ (МГУ) в 2017 г. Мы придерживаемся этих соображений.

По результатам лабораторных исследований (метод нерастворимого остатка, газоволюметрический метод и петрографическое исследование пород в шлифах) получены данные о минеральном составе изученных пород (табл. 4 и 5). Отмечено почти полное отсутствие доломита в изученных пробах. Определено среднее содержание кальцита (карбонатность) по данным трех методов (табл. 5).

По результатам собственных полевых наблюдений и лабораторным исследованиям, а также по данным предшественников [Фіколіна и др., 2008] можно заключить, что основными рифостроящими организмами в оксфордское время (во время накопления осадков верхней части верхнесудакской подсвиты) были кораллы, цианобактерии, водоросли, рудисты. Также в состав палеоценоза рифа входили иглокожие и моллюски. Наличие кораллов в изученных породах свидетельствует о том, что

¹³ Об этом впервые было сказано в устном докладе О.В. Зеркала, Е.Н. Самарина «Роль крупномасштабных склоновых процессов в формировании четвертичных образований южного берега Крымского полуострова (на участке Алушта–Судак)» на X Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Москва, 25–29 сентября 2017 г.).

Таблица 4

Минеральный состав пород верхнесудакской подсвиты

Номер образца	Метод нерастворимого остатка		Газоволуметрический метод			Петрографический метод (название породы) и карбонатность (кальцит), %
	карбонатность (кальцит), %	нерастворимый остаток, %	кальцит, %	доломит, %	нерастворимый остаток, %	
1015	0	0	0	0	100	аргиллит, 0
1016	27,3	72,7	90,2	0,0	9,8	полибиокластовый известняк, 80
1019	7	93	88,6	0,0	11,4	известняк, 60
1021	22,5	77,5	83,9	0,0	16,1	коралловый известняк, 52
1022	7,9	92,1	82,5	0,0	17,5	обломок кораллитов, 50
1023/1	0	0	0	0	100	песчаник
1023/2	15,5	84,5	67,7	0,0	32,3	коралловый известняк, 60
1023/3	33,8	66,2	88,7	0,7	10,6	коралловый известняк, 88
1047/1	8,5	91,5	8,1	0,0	91,9	алевролит, 8
1047/2	20,7	79,3	82,3	2	15,6	доломитовый известняк, 82

Таблица 5

Общая карбонатность пород верхнесудакской подсвиты по данным разных методов

Номер образца	Метод нерастворимого остатка, %	Геохимический метод (доломит+кальцит), %	Петрографический метод, %	Средняя карбонатность, %
1016	27,3	90,2	80	65,8
1019	7	88,6	60	51,8
1021	22,5	83,9	52	52,8
1022	7,9	82,5	50	46,8
1023/2	15,5	67,7	60	47,7
1023/3	33,8	88,7	88	70,2
1047/1	8,5	8,1	5	7,2
1047/2	20,7	82,3	82	61,6

температура воды была в среднем выше 20 °С в оксфордское время. Вместе с тем наличие среди рифостроителей цианобактерий и водорослей указывает на вариации температуры.

Определение палеотемператур (табл. 6) показало, что средняя палеотемпература на северной окраине океана Тетис по разрезам Судакской бухты составляла 23,6 °С (полученное значение

Таблица 6

Сравнение значений содержания $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB) и T (°С) при $\delta^{18}\text{O}$ воды, равной 0‰, для пород верхней части верхнесудакской подсвиты

Номер образца	$\delta^{13}\text{C}$, ‰VPDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰VPDB	T , °С при $\delta^{18}\text{O}$ воды, равной 0‰
1015*	-0,125	-6,28	46
1022	3,795	-1,69	22
1021	4,265	-0,73	17
1023/3	3,205	-1,2	19
1016	2,435	-4,11	34
1019	4,095	-0,51	16
1006/1	1,105	-4,64	37
1009/1	3,155	-1,36	20

* Курсив — значения, не принятые к расчету.

температуры, равное 46 °С, в дальнейших расчетах не учитывалось), в то время как для южной окраины океана Тетис характерны значения около 25 °С и более. Климат в течение геологического времени от келловей к оксфорду и в течение оксфордского века постепенно становился более теплым [Matthias et al., 2017; Wierzbowski, 2015].

Судакская свита отвечает позднеюрской трансгрессии, начавшейся в позднем келловее, которая распространялась из участков наиболее устойчивого в то время прогибания — западной части прогиба Юго-Западного Крыма, восточной части прогиба Восточного Крыма и Судакского прогиба. Седиментация осадков свиты проходила в условиях нормальноморских океанских вод и потепления климата (смена терригенных фаций на карбонатные), а также частых эвстатических вариаций (пестрота осадков, фаций свиты).

Изученный стратиграфический интервал разреза отвечает келловей-оксфордскому комплексу синрифтовых осадков келловей-берриасской мегасеквенции [Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2015]. Осадки нижней подсвиты и нижней части верхней подсвиты судакской свиты формировались в Судакском глубоководном прогибе и представлены флишевым комплексом — глинами с прослоями песчаников, известняков и линзами

конгломератов (нижняя подсвита ($J_{2-3}sd_1^1$)), а также известковистыми аргиллитами (глинами) с конкрециями сидеритов (нижняя часть верхней подсвиты ($J_{2-3}sd_2^1$)). С течением геологического времени глубина бассейна постепенно уменьшалась, о чем свидетельствует сначала появление глубоководных форм — аммонитов, криноидей и губок в самом конце келловей ($J_{2-3}sd_2^1$), а позднее, начиная с оксфорда, — более мелководных форм, включая рифостроящих кораллов в толще терригенно-карбонатных осадков ($J_{2-3}sd_2^2$). Глубина в раннеоксфордское время составляла несколько десятков метров (по кораллам) или даже меньше (по цианобактериальным постройкам).

При картировании исследуемых отложений был применен ботанический косвенный картировочный признак. Поверхность известняков верхней части верхнесудакской подсвиты несет следы растворения от морской соли и часто покрыта черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpum geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor, что делает невозможным изучение первичной структуры и текстуры породы (за исключением района тропы Голицына в Новом Свете).

В результате процессов выветривания происходит разрушение биогермных карбонатных массивов, блоки и глыбы которых обваливаются или оползают по склонам Первой гряды, а также почвообразование.

В Судакском районе основной тип почв — коричневые горные щебнистые. На территории Крымского полуострова площадь распространения этих почв очень невелика. Они формируются на Южном берегу Крыма под влиянием климатического барьера — Главной гряды гор с высотами 1200–1500 м — на продуктах выветривания известняков, мергелей, глинистых сланцев, песчаников, магматических пород. Процесс почвообразования здесь напрямую связан со специфическим гидро-термическим режимом, который формируется в зимнее время (влажно и тепло). Летом происхо-

дит консервация гумусовых веществ почвы из-за замедления процесса минерализации в условиях засушливого климата. Коричневые горные щебнистые почвы на элювии и делювии коренных пород отличаются большим содержанием карбонатов во всем профиле, содержат значительное количество гумуса (7–10%), формируются под ксерофитными (растения сухих мест обитания, засухоустойчивые) лесами и зарослями кустарников. Климат района очень засушливый, жаркий, с очень мягкой зимой (Крымское южноебережное субсредиземноморье).

Заключение. Приведена характеристика верхнекекелловейских и нижнеоксфордских отложений, относящихся к судакской свите, на основе изучения 14 разрезов в районе Судакской бухты.

Впервые был применен ботанический косвенный картировочный признак — поверхность известняков верхней части верхнесудакской подсвиты несет следы растворения от морской соли и часто покрыта черно-оранжевыми лишайниками *Rhizocarpum geographicum* (L.) и кустистыми серо-белыми лишайниками *Parmelia sulcata* Taylor.

Основными рифостроящими организмами в оксфордское время (во время накопления осадков верхней части верхнесудакской подсвиты) были кораллы, цианобактерии, водоросли, рудисты. Также в состав палеоценоза рифа входили иглокожие и моллюски. Наличие кораллов в изученных породах свидетельствует о том, что температура воды была в оксфордское время в среднем выше 20 °С, что подтверждается полученным нами средним значением палеотемпературы 23,6 °С. Присутствие среди рифостроителей цианобактерий и водорослей указывает на вариации температуры.

Нами предложена новая модель крупных оползней-обвалов, объясняющая присутствие локальных участков «дислоцированного» залегания разных частей одной свиты, ранее интерпретируемых как «зоны меланжа».

Благодарности. Авторы благодарны А.М. Никишину (МГУ) за консультации в ходе полевых наблюдений и интерпретации полученных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимова Г.В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов юры Горного Крыма // Вісн. Харків. нац-го ун-ту. Сер. Геологія. Географія. Екологія. 2015. Вип. 42, № 1157. С. 11–19.
- Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая, петромагнитная и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Ульяновско-Саратовском прогибе в кампане–зеландии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 5. С. 27–38.
- Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Бакай Е.А. и др. Строение и условия формирования отложений беднекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 6.

- Каплин П.А., Янина Т.А. Методы палеогеографических реконструкций: Метод. пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
- Успенская Е.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист L-36-XXIX. Объясн. зап. Киев: Киев-геология, 1973.
- Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О. и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Поясн. зап. Київ: Державна геол. служба, Казеннепідприємство «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мысль, 1983. 200 с.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙ-ПИ, 2011. 336 с.

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200 000. Симферополь: Союзкарта, 2009.

Matthias A., Fürsich F.T., Abdelhady A.A. et al. Middle to Late Jurassic equatorial seawater temperatures and latitudinal temperature gradients based on stable isotopes of brachiopods and oysters from Gebel Maghara, Egypt // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2017. Vol. 468. P. 301–313.

Okay A., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Intern. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57, N 5–8. P. 1051–1076.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region: Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // *Geol. Soc. London. Spec. Publ. L.: Publ. House*, 2015. Vol. 428. SP428.1.

Wierzbowski H. Seawater temperatures and carbon isotope variations in central European basins at the Middle–Late Jurassic transition (Late Callovian–Early Kimmeridgian) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2015. Vol. 440. P. 506–523.

Поступила в редакцию
25.08.2017

УДК [552.5+551.762.3]:553.98 (571.122)

Р.М. Гиляев¹, А.В. Ступакова², А.Н. Стафеев³, А.А. Суслова⁴, Е.С. Шелков⁵

СТРОЕНИЕ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

На основе литолого-фациального и структурного анализа рассмотрен вариант структурно-фациальной зональности баженовского горизонта (титон—нижний берриас) в северо-восточной части Западной Сибири. Низкое содержание терригенного осадочного материала в высокоуглеродистых фациях (баженовской свите) объясняется его улавливанием относительно глубоководным Пур-Тазовским палеобассейном, в котором формировался конус выноса Енисей-Хатангского морского пролива. Пур-Тазовский бассейн заполнялся отложениями яновстанской свиты, он прилегал с северо-востока к обширному относительно мелководному Обскому палеобассейну — области накопления черных сланцев нефтематеринской баженовской свиты.

Ключевые слова: северо-восток Западной Сибири, баженовский горизонт, титон, нижний берриас, тектоника, фации, гидродинамика.

Based on the lithofacies and structural analysis we consider a new variant of the structural-facies zonation of the Bazhenov horizon (Tithonian — lower Berriasian) in the north-eastern part of West Siberia. The low content of terrigenous sedimentary material in high-carbon facies the bazhenov formation, due to its capture of relatively deep Pur-Tazovsky paleobasins, which formed the cone of the Yenisei-Khatanga sea strait. Pur-Tazovsky basin filled with the yanovstanskaya formation, he adjoined from the north-east to extensive relatively shallow Obsky paleobasin — the accumulation of black shale bazhenov formation.

Key words: north-east of West Siberia, the bazhenov horizon, Tithonian, lower Berriasian, tectonics, facies, hydrodynamics.

Введение. Титон—ранний берриас — время формирования черных сланцев нефтематеринской баженовской свиты, представленной карбонатно-глинисто-кремнистыми высокоуглеродистыми (до 25%) отложениями со средней мощностью около 30 м [Брадучан и др., 1986]. Традиционно считается, что баженовская свита накапливалась в простом по форме чашеобразном, относительно глубоководном (до 500–600 м) море [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Конторович и др., 2013]. Мнение о мелководности Западно-Сибирского моря в титоне—раннем берриасе высказывал А.С. Фомичев [2006]. В настоящее время считается, что Западно-Сибирский бассейн более сложный по структуре. В нем локализованы два относительно изолированных суббассейна — Пур-Тазовский и Обский, которые разделены системой Надым-Караминских поднятий [Ступакова и др., 2015; Стафеев и др., 2017].

В Пур-Тазовском бассейне титон-нижнеберриасские отложения представлены яновстанской свитой толщиной свыше 400 м [Шурыгин и др.,

2007]. Повышенное содержание органического вещества (ОВ) в яновстанской свите, обычно не превышающее 5%, характерно только для отдельных прослоев. Однако без детальной расшифровки строения и обстановок осадконакопления в Пур-Тазовском бассейне невозможно создать достоверную геологическую модель формирования черных сланцев баженовской свиты, а в перспективе — разработать единую модель коллекторских свойств баженовского горизонта Западной Сибири.

Тектоника и фации. На севере относительно глубоководный Пур-Тазовский бассейн отделялся от мелководного Ямало-Карского бассейна Мессояхской системой поднятий, протягивающейся вдоль Приуральско-Хатангского левого сдвига северо-восточного простираения [Ступакова и др., 2016]. На территории Мессояхских поднятий частично или полностью отсутствуют келловейско-верхнеюрские отложения [Девятков и др., 2011]. С востока бассейн ограничивался Приенисейским сбросом вдоль Восточно-Сибирской суши, а с запада — Надым-Караминской зоной

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* r.gilayev@oilmsu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; *e-mail:* a.stoupakova@oilmsu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; *e-mail:* anstafeev@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail:* a.suslova@oilmsu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, магистрант; *e-mail:* es.shelkov@yandex.ru

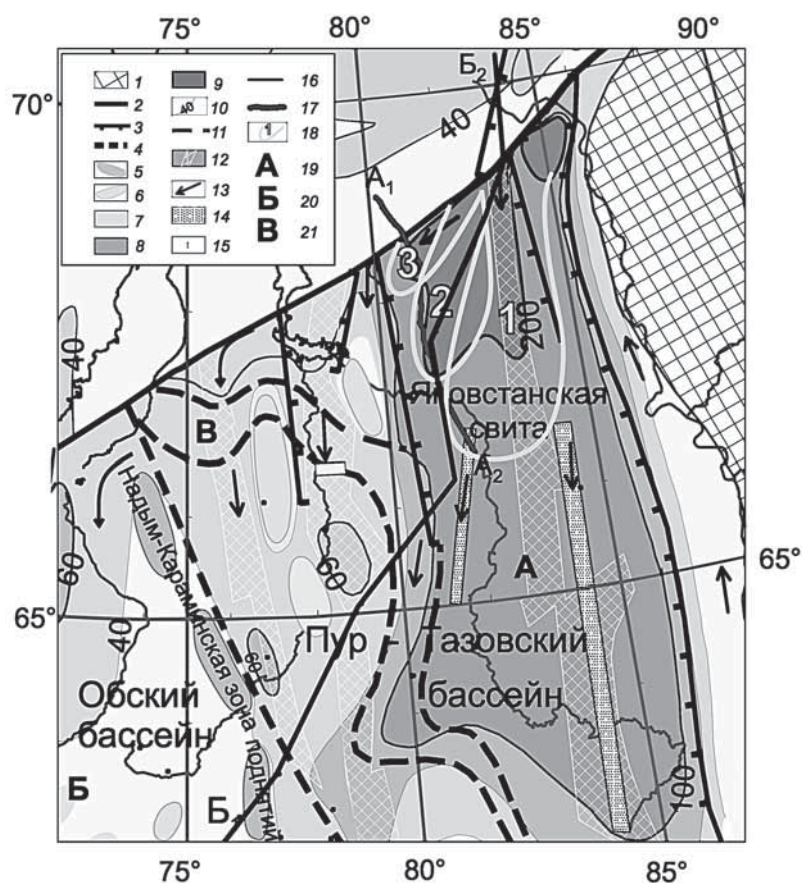


Рис. 1. Структурно-фациальная схема баженовского горизонта на северо-востоке Западной Сибири: 1 — суша; 2–4 — конседиментационные разломы; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — Надым-Караминский разлом; 5–6 — относительные поднятия дна бассейна (глубина, м): 5 — до 30; 6 — до 50–70; 7–9 — глубина дна бассейна (м): 7 — до 100; 8 — 100–200; 9 — 200–500; 10 — изопакиты, м; 11 — границы структурно-фациальных зон (свит); 12 — триасовые рифты и грабены, по [Сурков, Жеро, 1981]; 13 — придонные течения по ложбинам, контурные и вдольбереговые; 14 — обломочные фации русел и конусов выноса; 15 — скважины; 16 — линия структурно-фациального профиля Западно-Сибирского бассейна в титоне–раннем берриасе; 17 — сейсмический профиль А₁–А₂; 18 — лопасти конуса выноса стокового течения (номера снизу вверх по разрезу); 19–21 — структурно-фациальные зоны: 19 — конус выноса межбассейновых стоковых течений и максимально прогнутая часть бассейна, улавливающая терригенный осадочный материал; 20 — относительно приподнятое холмистое плато (черные сланцы); 21 — переходная зона (чередование высоко- и низкоуглеродистых отложений)

поднятий вдоль одноименного разлома (рис. 1). В южном направлении бассейн сужался и становился мелководным. На западе Пур-Тазовского бассейна выделяется широкая, погружающаяся на северо-восток Пурская ступень, осложненная субмеридиональными ложбинами дна над погребенными триасовыми рифтами. В средней части Пурскую ступень пересекает Верхне-Толькинский прогиб северо-восточной ориентировки. Толщина баженовского горизонта нарастает с юго-запада на северо-восток от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров (рис. 2).

Юго-западнее Пур-Тазовского бассейна был расположен относительно мелководный Обский бассейн, главной особенностью которого было мелководное холмистое плато — область накопления черных сланцев баженовской свиты [Ступакова и др., 2016]. В центральной части баженовского моря могли существовать отмели и низкие острова, его максимальная глубина не превышала 200 м, в основном она составляла 20–50 м [Фомичев, 2006].

Максимальные значения скорости погружения дна в титоне–раннем берриасе отмечены в пределах Западно-Сибирской депрессии, где западнее Приенисейского сброса активно развивался меридиональный Тазовский палеопрогиб [Ступакова и др., 2015]. Осевая зона прогиба приблизительно совпадала с ниже-среднетриасовым Худосейским рифтом [Сурков и др., 1997]. С запада прогиб ограничивался мелководной Пурской ступенью и Надым-Караминской зоной поднятий,

которые служили барьером на пути транспортировки терригенного материала с северо-востока в центральную часть Обского бассейна. На севере Тазовского палеопрогита установлена резкая смена фаций — от мелководных на севере до относительно глубоководных на юге. Отмечена также зона, в которой наряду с относительно глубоководной индикаторной фауной обнаружены мелководные формы, перемещенные со стороны Мессояхской зоны поднятий локальными плотностными потоками [Маринов и др., 2012].

На Пурской ступени, осложненной относительными поднятиями и меридиональными ложбинами дна, происходит фациальный переход между баженовской и яновстанской свитами. Ранее в этой зоне выделяли самостоятельную «переходную» свиту, которая характеризовалась повышенной мощностью. Здесь на ряде площадей наблюдается переслаивание битуминозных и небитуминозных слоев с толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров, это много десятков чередующихся слоев в верхней части разреза [Эдер и др., 2015].

В северной части Тазовского палеопрогита в Большехетской впадине, расположенной в присдвиговой зоне, распознается относительно глубоководный радиальный конус выноса. На сейсмическом профиле (рис. 3) прослеживаются пачки, отвечающие нижней, средней и верхней частям яновстанской свиты, выделенные в скважинах Хальмерпаютинской площади. Эти пачки

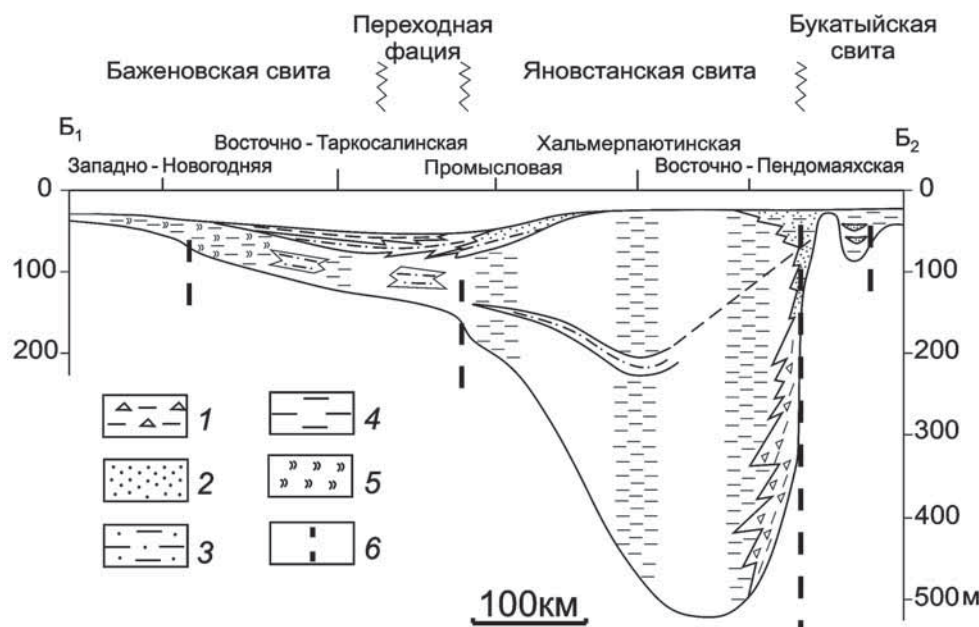


Рис. 2. Литологический профиль баженовского горизонта на северо-востоке Западной Сибири: 1 — осадочные брекчи; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — кремнистые породы; 6 — конседиментационные разломы

характеризуются разным характером сейсмической записи, имеют линзовидное строение и могут условно рассматриваться в качестве лопастей конуса выноса. Седиментация в радиальном конусе выноса мигрирует по латерали в направлении по часовой стрелке, что характерно для обстановки левостороннего сдвига. Кроме асимметричного строения конуса выноса, присдвиговая природа Большехетской впадины подтверждается соседством областей активной эрозии (Мессояхская зона поднятий) с областями быстрой седиментации (Большехетская впадина) [Митчелл, Рединг, 1990]. Среди основных морфологических элементов конуса вноса (за исключением лопастей)

выделяются питающие русла шириной до 5 км, а также скопления оползневых коллювиальных отложений вдоль конседиментационных разломов [Ступакова и др., 2015].

Периодическая активность разломов приводила к углублению бассейна, увеличению скорости осадконакопления, утолщению осадочных тел, появлению их ритмического строения и утончению вверх по разрезу осадочного материала в каждом из тектоно-седиментационных циклов. По распределению обломочного материала в разрезе можно выделить до 15 пачек. Крупные пачки распадаются на более мелкие, связанные с блужданием подводных русел.

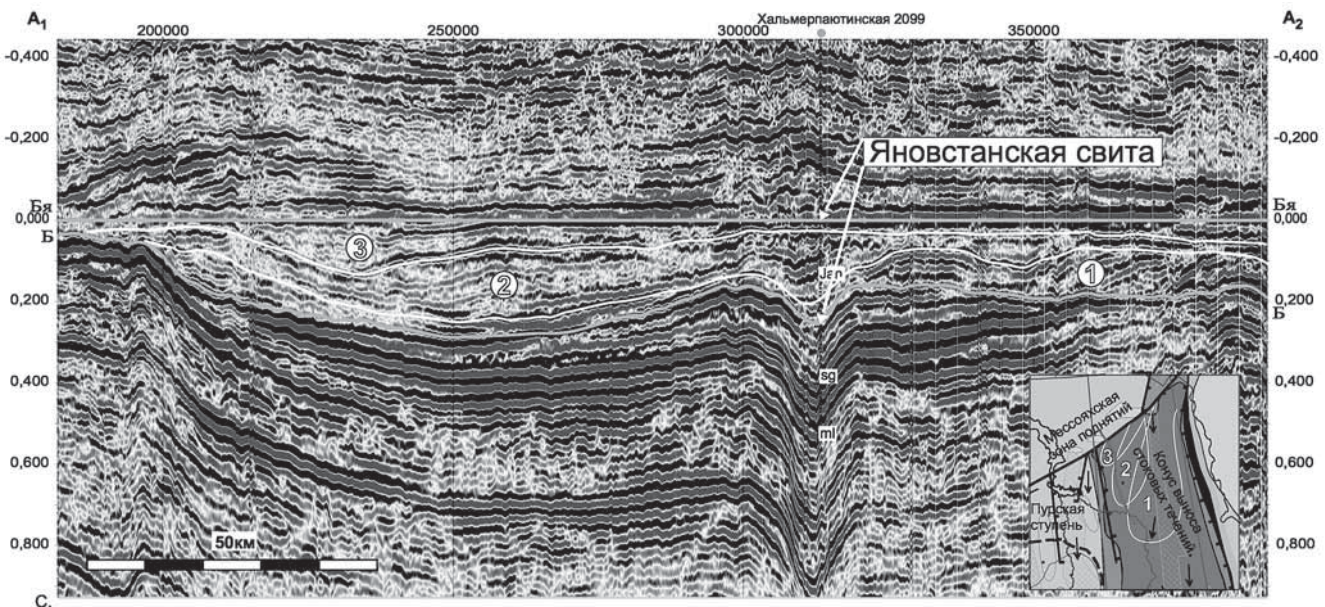


Рис. 3. Схема строения конуса выноса Енисей-Хатангского морского пролива: 1–3 — отложения нижней, средней и верхней лопастей соответственно

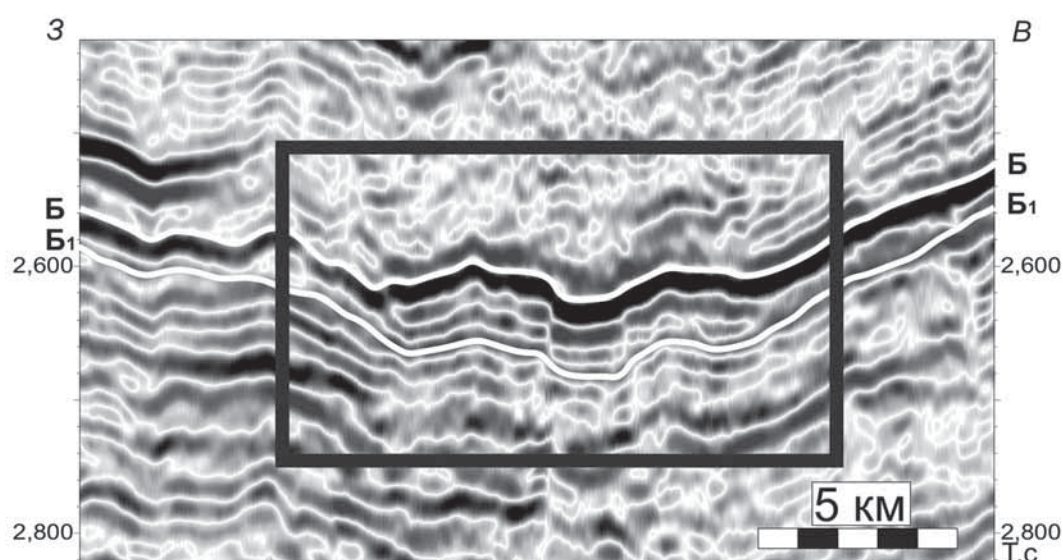


Рис. 4. Увеличение мощности баженовского горизонта в зоне придонного течения: Б — кровля баженовского горизонта, Б₁ — подошва баженовского горизонта

Гидродинамика, перенос и распределение терригенного осадочного материала и питательных веществ. Роль Енисей-Хатангского течения не ограничивалась формированием подводного конуса выноса. Будучи холодным, оно создавало расслоенность вод бассейна по плотности — пикноклин. Положение уровня пикноклина зависело от скорости прогибания дна бассейна, а также усиления или ослабления межбассейнового стокового течения. Отдельные ветви этого течения в эпизоды его периодического ослабления распространялись над поверхностью пикноклина. На Пурской ступени течение часто следовало по меридиональной ложбине дна над погребенным Уренгой-Колтогорским триасовым рифтом (рис. 4). Именно здесь (вдоль западного склона ложбины), западнее Уренгоя, наблюдается частое чередование битуминозных и небитуминозных пород [Эдер и др., 2015], что, вероятно, связано с колебаниями уровня пикноклина.

Вдольсклоновое (контурное) течение огибало с востока главное поле развития черных сланцев, оно отводило из Пур-Тазовского бассейна в южном направлении (в восточную часть Широкого Приобья) практически весь глинистый и тонкообломочный материал. При высоком уровне пикноклина контурное течение образовывало отдельные ветви через седловины Надым-Караминской зоны поднятий в область почти сплошного распространения черных сланцев. Эти локальные струи поставляли материал в область накопления черных сланцев и формировали в их разрезе небитуминозные глинистые линзы [Стафеев и др., 2017].

Кроме упомянутых выше особенностей гидродинамики, важное значение имело циклоническое течение вдоль восточного побережья Тазовского палеопрогиба (рис. 1). Оно транспортировало терригенный материал в область впадения в Пур-Тазовский бассейн Енисей-Хатангского течения и,

возможно, было важным источником обломочного материала, принимавшего участие в формировании Большехетского подводного конуса выноса. Еще одним источником обломочного материала могла быть Мессояхская система поднятий, которая испытывала восходящие движения и размыв. Вероятно, некоторую роль в формировании конуса выноса играл обломочный материал, сносимый с мелководий южной части Ямало-Карского бассейна. Форма подводного Большехетского конуса не идеальная. Она усложняется локальным рельефом дна (вследствие конседиментационных тектонических движений), а также последующим неравномерным уплотнением осадка.

Некоторую роль в транспортировке и распределении осадочного материала могли играть цунамигенные течения, которые инициировались за счет фокусировки волн цунами в Верхне-Толкинском прогибе — «заливе» дна, сужающемся в юго-западном направлении. Волны цунами возникали за счет конседиментационной тектоники и оползней. Масса взмученной воды могла проникать в Обский палеобассейн — область формирования черных сланцев — она приносила терригенный материал и аэрировала западины дна.

Питательные вещества в направлении относительно мелководного холмистого плато — в зону накопления черных сланцев — могли поступать за счет апвеллинга из Тазовского палеопрогиба, а также распространяться блуждающими медленными течениями вдоль поверхности пикноклина.

Заключение. На северо-востоке Западно-Сибирской плиты в титоне—раннем берриасе локализовался относительно глубоководный (до 300–400 м) Пур-Тазовский палеобассейн. Этот бассейн улавливал практически весь терригенный материал, приносимый Енисей-Хатангским проливным течением, а также материал, поступающий с Восточно-Сибирской платформы и с мелководий

южной части Ямало-Карского бассейна. Твердый сток Енисей-Хатангского течения формировал асимметричный радиальный подводный конус выноса. В то же время Пур-Тазовский бассейн играл роль накопителя питательных веществ, поступавших с холодным бореальным течением. Течение активизировалось периодически, вероятно, одновременно с эпизодами погружения дна Пур-Тазовского бассейна. Холодное течение обе-

спечивало разделение водной массы по плотности, по мере затухания оно распространялось как контурное вдоль изобаты на уровне пикноклина. Питательные вещества могли поступать в область относительных мелководий, где накапливались черные сланцы баженовской свиты благодаря апвеллингу из Пур-Тазовского прогиба, а также распространяться рассеянными медленными течениями вдоль уровня пикноклина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.

Деятлов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // *Новости палеонтологии и стратиграфии*. 2011. Вып. 16–17. С. 87–101. (Приложение к журналу «Геология и геофизика»; т. 52).

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // *Эволюция биосферы и биоразнообразия*. М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2006. С. 552–568.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.

Маринов В.А., Злобина О.Н., Игольников А.Е. и др. Палеогеография Усть-Енисейского района (Западная Сибирь) в раннемеловое время // *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Краснодар: Изд-во Кубанского гос. ун-та, 2012. С. 200–203.

Митчелл А.Х.Г., Рединг Х.Г. Осадконакопление и тектоника // *Обстановки осадконакопления и фации* / Под ред. Х. Рединга. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 227–283.

Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А. и др. Условия осадконакопления баженовского горизонта Западной Сибири // *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы Седьмого Всеросс. совещ. с международным участием*. 18–22 сентября 2017 г., Москва. М.: ГЕОС, 2017. С. 209–212.

Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гиляев Р.М. Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне–раннем берриасе // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2016. № 6. С. 10–19.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Фомичев А.С. Глубина и продуктивность баженовского моря // *Горные ведомости*. 2006. С. 19–26.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С. и др. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемотратиграфия // *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы Второго Всеросс. совещ.* Ярославль, 2007. С. 253–255.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // *Геология нефти и газа*. 2015. № 6. С. 96–106.

Поступила в редакцию
26.10.2017

УДК 550.40

О.А. Липатникова¹

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЫШНЕВОЛОЦКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА²

Для характеристики водной экосистемы Вышневолоцкого водохранилища исследовано распределение форм нахождения микроэлементов в твердой фазе и поровых водах донных отложений. С использованием метода последовательных экстракций показано, что для Mn преобладают обменные и связанные с карбонатами формы; для Fe, Zn, Pb и Co значительную роль играют формы, связанные с гидроксидами железа и марганца, а Cu и Ni в основном связаны с органическим веществом. С помощью термодинамических расчетов установлено, что в поровых водах преобладают следующие формы: для Zn, Ni, Co, Cd — свободные ионы, для Pb — карбонатные комплексы, для Cu — фульватные комплексы. Выявлено, что формы нахождения микроэлементов в донных отложениях зависят от литологических особенностей и содержания органического вещества в осадке.

Ключевые слова: донные отложения, микроэлементы, подвижные формы, метод последовательных экстракций, термодинамический расчет, Вышневолоцкое водохранилище.

The study of heavy metal speciation in bottom sediments of the Vyshnevolotsky water reservoir is presented in this paper. Sequential selective procedure was used to determine the heavy metal speciation in bottom sediments and thermodynamic calculation — to determine ones in interstitial water. It has been shown that Mn are mainly presented in exchangeable and carbonate forms; for Fe, Zn, Pb и Co the forms are related to iron and manganese hydroxides is played an important role; and Cu and Ni are mainly associated with organic matter. In interstitial waters the main forms of heavy metal speciation are free ions for Zn, Ni, Co and Cd, carbonate complexes for Pb, fulvate complexes for Cu. Effects of particle size and organic matter content in sediments on distribution of mobile and potentially mobile forms of toxic elements have been revealed.

Key words: bottom sediments, heavy metals, mobile forms, sequential selective procedure, thermodynamic calculation, Vyshnevolotsky reservoir.

Введение. Один из важных компонентов водных экосистем — донные отложения (ДО), образующиеся в результате седиментации взвешенного в воде материала и его взаимодействия с водной фазой. Донные отложения аккумулируют вещества, поступающие с водосборной территории, и при изменении физико-химических условий в водоеме могут стать источником вторичного загрязнения поверхностных вод. Ведущую роль в прогнозе поведения тяжелых металлов в системе донные отложения—поверхностные воды играют формы нахождения микроэлементов как в твердой фазе донных отложений, так и в поровых водах. [Манихин, Никаноров, 2001; Бреховских и др., 2006; Липатникова и др., 2014].

Цель исследования — оценка распределения форм нахождения микроэлементов в твердой фазе и поровых водах донных отложений Вышневолоцкого водохранилища с учетом свойств осадков (их литологических особенностей и содержания органического вещества).

Объект исследования. Вышневолоцкое водохранилище, расположенное в Вышневолоцком районе Тверской области, создано в 1719 г. в до-

линах рек Шлина и Цна в ходе строительства Вышневолоцкой водной системы. Район приурочен к северо-западной и западной частям Московской синеклизы (Восточно-Европейская платформа), а в гидрогеологическом отношении — к Московскому артезианскому бассейну. Основные морфометрические характеристики водоема при нормальном подпорном уровне (НПУ): длина 17 км, максимальная ширина 9 км (средняя 6,4 км), глубина колеблется от 1 до 12 м (средняя 3 м), протяженность береговой линии 51 км, площадь водного зеркала 109 км², площадь мелководий с глубиной до 2 м — 37,5 км², полный объем 0,32 км³ (полезный объем 0,24 км³, мертвый объем 0,08 км³).

Водохранилище — важный источник водных ресурсов для р. Тверца (через Новотверецкий канал) и канала имени Москвы. Используется для водоснабжения, водного транспорта, энергетики, рыбного хозяйства и рекреации (в основном для неорганизованного отдыха). Напор водохранилища используется для выработки электроэнергии на двух малых ГЭС: Ново-Тверецкой мощностью 2,36 МВт (в среднем 7,5 млн кВт·ч/год) и Ново-Цнинской мощностью 0,22 МВт (в среднем

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

² Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проект № 16-35-00594).

1,3 млн кВт·ч/год). Вышневолоцкое водохранилище относится к слабозаросшим (не более 5% акватории). Основные площади зарастания приходятся на заливы и затишные места со слабой гидродинамической активностью и органическими грунтами [Григорьева и др., 2009].

В соответствии с программой гидрохимических наблюдений за состоянием водных объектов, утвержденной ФГБУ «Центррегионводхоз», сотрудниками Дубнинской экоаналитической лаборатории осуществляется мониторинг качества воды [URL: <http://fgwu.ru>]. По результатам обследования вода водохранилища характеризуется малой минерализацией ($70\text{--}150\text{ мг/дм}^3$) и жесткостью не выше $2,0\text{ мг-экв/дм}^3$. Цветность воды изменяется от 60 до 180 градусов шкалы цветности, а значения химического потребления кислорода (ХПК) — от 22 до 48 мг О/дм³. Концентрация сульфатов в последние годы не превышает 15 мг/дм^3 , хлоридов — $3,5\text{ мг/дм}^3$. Отмечена высокая концентрация аммонийного иона (до $1,4\text{ мг/дм}^3$), железа общего (до $1,0\text{ мг/дм}^3$) и марганца (до $0,26\text{ мг/дм}^3$). Содержание нефтепродуктов и фенолов зафиксировано на уровне ПДК, установленных для водоемов рыбохозяйственного назначения [Приказ Росрыболовства..., 2010], и составляет $0,05\text{--}0,07$ и

$0,9\text{ мкг/дм}^3$ соответственно. Воды в створах наблюдений по качеству относятся к классу «очень загрязненные» [Григорьева и др., 2009].

Состав и загрязненность донных отложений водохранилища прежде не изучали, что определяет актуальность исследований.

Материалы и методика исследования. Полевой материал, используемый в работе, был отобран в августе 2013 г. Для отбора проб донных отложений использовали ковш Ван Вина; пробы отбирали в полиэтиленовые емкости объемом $0,7\text{--}1\text{ л}$. Всего отобрано 9 проб: в устьях рек Шлина и Цна, истоке Новотверецкого канала, а также в центральной части водохранилища (рис. 1). Осадки были подразделены на три группы: 1-я группа — пески (пробы 4, 6, 9), 2-я — глинистые илы (пробы 2, 3, 7), 3-я — сапропели — глинистые илы с высоким содержанием органического вещества (ОВ) (пробы 1, 5, 10). В пробах осадков определены pH, влажность и содержание органического вещества методом окисления по Тюрину (табл. 1). С помощью рентгенофазового анализа установлен состав глинистых минералов, которые в донных отложениях представлены преимущественно магнезиальным хлоритом ($27\text{--}44\%$), гидрослюдой ($18\text{--}35\%$), каолинитом ($14\text{--}28\%$) и смектитом ($14\text{--}30\%$).

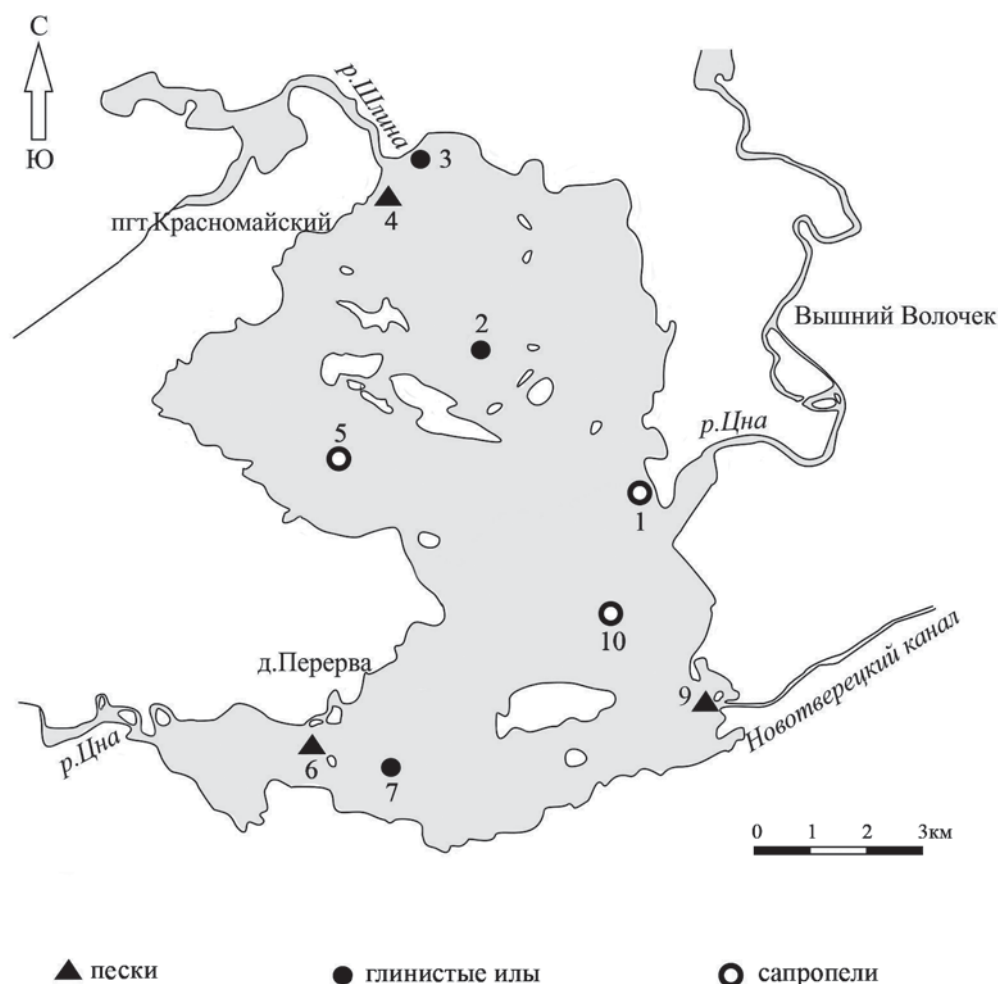


Рис. 1. Схема отбора проб донных отложений

Таблица 1

Характеристика проб донных осадков

Номер пробы	Место отбора	Макроописание	pH	Влажность, %	C _{орг} , %
1	Новодвинская плотина	Сапропель черного цвета, отмечено выделение биогаза	6,8	800	14,3
2	Плес в районе плотины на р. Тоболка	Ил глинистый, темный, липкий, вязкий, со слабым ожелезнением	7,1	160	3,3
3	Устье р. Шлина, дамба № 3	Ил глинистый, темный, липкий, вязкий, с ожелезнением	7,1	390	8,9
4	Устье р. Шлина	Песок мелкозернистый, рыжий	7,5	32	0,5
5	Плес у д. Градолюбля	Сапропель черного цвета, вязкий, с ожелезнением	6,8	950	18,1
6	Д. Перерва	Песок мелкозернистый, светло-рыжий	7,3	23	0,6
7	Устье р. Цна	Ил глинистый, серый, без ожелезнения	6,9	325	8,0
9	Исток Новотверецкого канала	Песок мелкозернистый, светло-коричневый, с растительными остатками и дресвой	7,6	28	0,6
10	Плес Кашарово	Сапропель черного цвета, жидкий, с сильным ожелезнением	6,8	960	21,8

Из осадка методом центрифугирования с использованием настольной центрифуги «Digicen 21» с индукционным двигателем без охлаждения выделены поровые воды. Время центрифугирования составляло 20 мин. при скорости 6000 об./мин. В поровых водах определяли макросостав и окисляемость методами объемного титрования [Количественный..., 1978] и содержание микроэлементов (Fe, Mn, Cd, Zn, Pb, Co, Cu, Ni) масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС).

Формы нахождения микроэлементов в твердой фазе осадка (фракция <1 мм) определяли методом последовательных селективных экстракций по модернизированной схеме Тессье [Tessier et al., 1979]. Эта схема анализа позволяет выделить формы микроэлементов с разной степенью подвижности: 1) обменные катионы и формы, связанные с карбонатами (вытяжка ацетатно-аммонийным буфером с pH 4,8); 2) связанные с аморфными гидроксидами Fe и Mn (вытяжка солянокислым гидроксиламинном при pH 2); 3) связанные с органическим веществом (вытяжка 30%-ным раствором H₂O₂ при pH 2); 4) остаточная форма (разложение смесью кислот). Первую группу форм традиционно относят к легкоподвижным, наиболее биодоступным формам. Вторую и третью можно отнести к условно подвижным, т.е. они способны переходить в раствор при изменении физико-химических условий. Валовое содержание элементов в пробах рассчитывали по сумме всех четырех экстракций.

Для определения микрокомпонентного состава экстрактов, так же, как и для поровых вод, применяли метод ИСП–МС. Для измерений использовали одноколлекторный масс-спектрометр высокого разрешения «ELEMENT 2» фирмы

«Thermo Finnigan». Анализ проводили с использованием внутреннего стандарта In с концентрацией 10 мкг/кг. Калибровочные растворы приготовлены из 69-элементного стандарта High Purity Standard фирмы «Merk» путем разбавления 3%-ной азотной кислотой марки «ос.ч.» весовым способом с использованием аналитических весов «Ohaus Analytical Plus AP 250D» (точность 0,0001 г).

Для контроля качества определения содержания микроэлементов (потери при экстрагировании) в твердой фазе измерены значения валового содержания Fe, Mn, Pb и Zn методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с использованием портативного спектрометра «Thermo Niton XL3t» (модификация «Niton XL3t900»). Содержание остальных изучаемых микроэлементов оказалось ниже пределов обнаружения прибора. Расхождения результатов измерения валового содержания различными методами (сумма по экстракциям и РФА) не превысили 10%.

Для определения форм нахождения микроэлементов в поровых водах использовали термодинамические расчеты с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.4 [Шваров, 2008], в котором в качестве критерия равновесия используется минимум свободной энергии Гиббса системы.

Валовый состав систем задавали по результатам химических анализов. Концентрацию органических ионов оценивали по величине C_{орг} в поровой воде по методике, приведенной в [Методы..., 1988], с учетом средних молекулярных масс (40 000 для гуминовых кислот, 1500 для фульвокислот) по [Кирюхин, Швеиц, 1976].

Моделируемая система включала 17 независимых компонентов — 15 химических элементов (H, O, Ca, Mg, Na, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb,

Co, Cd) и 2 квазиэлемента (гуминовую кислоту (Hu) и фульвокислоту (Fu)). Набор растворенных частиц в расчетах включал 120 простых ионов и комплексов, среди которых 100 неорганических (включая карбонатные, сульфатные, хлоридные, гидроксокомплексы, а также свободные ионы) и 20 органических комплексов. Для более точного регулирования pH система была открыта по CO_2 . Источником термодинамических данных в работе служил банк данных UNITHERM, дополненный эффективными и термодинамическими константами комплексообразования, найденными в литературе. Используемые в расчетах константы приведены в работе [Липатникова и др., 2011].

Результаты исследований и их обсуждение.

Макросостав поровых вод приведен в табл. 2. По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] воды относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой группы. Воды пресные, минерализация в среднем находится в интервале 130–440 мг/л.

Содержание микроэлементов в поровых водах донных отложений приведено в табл. 3 (столбец 3). Среди изученных микроэлементов концентрация Fe и Mn находится на уровне $n \cdot 10$ мг/л; Zn, Pb, Ni, Cu — n мкг/л; Co и Cd — $n \cdot 0,1$ мкг/л. Сравнение с имеющимися данными о поверхностных водах водохранилища [Григорьева и др., 2009] показывает, что превышение содержания железа и марганца в поровых водах по сравнению с поверхностными водами достигает 17 и 50 раз соответственно. Для оценки потенциального загрязнения при переходе тяжелых металлов из поровых вод

осадков в поверхностные воды вследствие изменения физико-химических условий выполнено сравнение концентрации элементов в поровых водах с ПДК вод рыбохозяйственных объектов [Приказ Росрыболовства..., 2010] (табл. 3, столбец 2), которое показало превышение для железа и марганца до 150 и 1500 раз соответственно, для меди — в 4 раза. Содержание цинка находится на уровне ПДК, для остальных элементов превышений нет.

Повышенное содержание железа и марганца в осадке может положительно влиять на качество поверхностных вод, образуя гидроксидные пленки на границе донные отложения–поверхностные воды, на которых могут сорбироваться катионы токсичных элементов, что препятствует их миграции в толщу вод.

Результаты расчетов распределения форм нахождения микроэлементов в поровых водах донных отложений Вышневолоцкого водохранилища представлены на рис. 2.

Большинство рассмотренных элементов (Cd, Zn, Ni, Co) присутствует в воде преимущественно в форме свободных ионов. Вторые по значению для Cd, Co и Ni — карбонатные комплексы (до 8, 10 и 25% соответственно), а для Zn — гидроксокомплексы (15–40%). Для свинца доминирующая форма нахождения представлена карбонатным комплексом PbCO_3 (75–87%), оставшаяся доля металла находится в виде фульватного комплекса PbFu и в свободной форме Pb^{2+} . Для меди характерно преобладание фульватных CuFu (52–78%)

Таблица 2

Макросостав водных проб

Номер пробы	Макрокомпоненты, мг/л						Минерализация, мг/л	Формула Курлова
	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+		
1	298	15	3	65	12	26	418	$\text{M } 0,42 \frac{\text{HCO}_3 91 \text{Cl } 8}{\text{Ca } 61 \text{Na } 21 \text{Mg } 18} \text{ pH } 6,8$
2	63	12	1	18	5	2	101	$\text{M } 0,10 \frac{\text{HCO}_3 74 \text{Cl } 24}{\text{Ca } 63 \text{Mg } 29 \text{Na } 8} \text{ pH } 7,1$
3	317	15	3	84	15	5	439	$\text{M } 0,44 \frac{\text{HCO}_3 92 \text{Cl } 7}{\text{Ca } 74 \text{Mg } 21} \text{ pH } 7,1$
4	73	15	8	24	6	1	127	$\text{M } 0,13 \frac{\text{HCO}_3 71 \text{Cl } 24 \text{SO}_4 5}{\text{Ca } 72 \text{Mg } 28} \text{ pH } 7,5$
5	166	12	2	49	5	6	240	$\text{M } 0,24 \frac{\text{HCO}_3 87 \text{Cl } 11}{\text{Ca } 78 \text{Mg } 13 \text{Na } 9} \text{ pH } 6,8$
6	127	18	2	32	7	11	197	$\text{M } 0,20 \frac{\text{HCO}_3 79 \text{Cl } 19}{\text{Ca } 60 \text{Mg } 22 \text{Na } 18} \text{ pH } 7,3$
7	73	15	15	26	6	1	136	$\text{M } 0,14 \frac{\text{HCO}_3 67 \text{Cl } 24 \text{SO}_4 9}{\text{Ca } 73 \text{Mg } 27} \text{ pH } 6,9$
9	168	15	8	63	2	1	257	$\text{M } 0,26 \frac{\text{HCO}_3 82 \text{Cl } 13 \text{SO}_4 5}{\text{Ca } 95 \text{Mg } 5} \text{ pH } 7,6$
10	195	15	3	50	7	15	285	$\text{M } 0,29 \frac{\text{HCO}_3 87 \text{Cl } 11}{\text{Ca } 68 \text{Na } 17 \text{Mg } 15} \text{ pH } 6,8$

Таблица 3

Микроэлементы в поровых водах и донных отложениях Вышневолоцкого водохранилища

Элемент	Поровые воды		Твердая фаза донных отложений					
	ПДК, мкг/л, [13]	концентрация в поровой воде, мкг/л	фон в ДО верхней Волги, мг/кг [4]	валовое содержание, мг/кг	суммарное содержание подвижных и условно подвижных форм, мг/кг	формы нахождения, % от суммы подвижных и условно подвижных форм		
						обменные и связанные с карбонатами	связанная с Fe—Mn	связанная с органическим веществом
1	2	3	4	5	6	8	9	10
Fe	100	$\frac{60 \div 17700}{5140}$	—	$\frac{2,2 \div 78^{**}}{34}$	$\frac{0,6 \div 32,4^{*}}{14,5}$	$\frac{11 \div 25}{17}$	$\frac{35 \div 83^{**}}{58}$	$\frac{6 \div 54}{25}$
Mn	10	$\frac{3840 \div 14600}{7200}$	680	$\frac{70 \div 1320}{690}$	$\frac{20 \div 1100}{510}$	$\frac{48 \div 79}{66}$	$\frac{18 \div 50}{29}$	$\frac{2 \div 13}{5}$
Zn	10	$\frac{4,5 \div 10,5}{7,7}$	37	$\frac{17 \div 148}{80}$	$\frac{9 \div 93}{49}$	$\frac{13 \div 25}{21}$	$\frac{44 \div 53}{49}$	$\frac{23 \div 43}{31}$
Pb	6	$\frac{0,7 \div 3,8}{0,3}$	19	$\frac{9,4 \div 66}{29}$	$\frac{1,8 \div 47}{18}$	$\frac{12 \div 53}{31}$	$\frac{32 \div 70}{42}$	$\frac{13 \div 52}{27}$
Ni	10	$\frac{1,4 \div 3,1}{2,3}$	11	$\frac{2,8 \div 32}{17}$	$\frac{0,9 \div 21}{8,3}$	$\frac{9 \div 65}{25}$	$\frac{11 \div 54}{31}$	$\frac{22 \div 67}{45}$
Cu	1	$\frac{1,1 \div 4,1}{2,2}$	35	$\frac{2,5 \div 30}{17}$	$\frac{1,2 \div 16,5}{8,2}$	$\frac{5 \div 19}{12}$	$\frac{18 \div 57}{34}$	$\frac{24 \div 71}{54}$
Co	10	$\frac{0,1 \div 1,6}{0,5}$	6,3	$\frac{1,0 \div 11}{6,0}$	$\frac{0,2 \div 5,6}{2,9}$	$\frac{12 \div 25}{19}$	$\frac{18 \div 68}{44}$	$\frac{14 \div 64}{37}$
Cd	5	$\frac{0,2 \div 0,5}{0,3}$	—	$\frac{0,12 \div 2,1}{0,8}$	$\frac{0,03 \div 1,8}{0,6}$	$\frac{20 \div 65}{43}$	$\frac{29 \div 62}{41}$	$\frac{6 \div 42}{16}$

Примечания. Над чертой — минимальное и максимальное значение, под чертой — среднее значение ($n=9$); * — содержание Fe, г; ** — Fe в виде аморфных гидроксидов; Прочерк — нет данных; [13] — [Приказ Росрыболовства..., 2010]; [4] — [Иваньковское водохранилище..., 2000].

и карбонатных CuCO_3 (17–39%) комплексов. Содержание наиболее токсичного свободного иона составило <5%. Необходимо отметить, что для Cd, Ni, Co и Pb формы нахождения не зависят от типа осадка, тогда как для Cu и Zn наблюдаются различия распределения форм нахождения микроэлементов в поровом растворе. При переходе от группы песков к группе сапропелей поровый раствор обогащается растворенным ОВ, при этом наблюдается незначительное снижение pH (от 7,6 в поровых водах песчаных отложений до 6,8 в поровых водах сапропелей). В результате для меди растет доля фульватных комплексов CuFu за счет уменьшения доли карбонатных (реакция на увеличение содержания растворенного ОВ), а для цинка уменьшается доля гидроксокомплексов ZnOH^+ при увеличении содержания свободных ионов (реакция на снижение pH).

Полученное в результате термодинамических расчетов распределение форм нахождения микроэлементов в целом согласуется с ранее опубликованными данными по другим пресноводным водоемам, не испытывающим значительной антропогенной нагрузки [Линник и др., 1986; Липатникова и др., 2011].

Валовое содержание микроэлементов в твердой фазе донных отложений приведено в табл. 3

(столбец 5). Железо присутствует в концентрации на уровне $n \cdot 10$ г/кг, Mn — $n \cdot 100$ – $n \cdot 1000$ мг/кг, Zn, Pb, Ni, Cu — $n \cdot 10$ мг/кг, Co — n мг/кг и Cd — $n \cdot 0,1$ мг/кг. Сравнение этих величин с фоновыми значениями в ДО верхней Волги [Иваньковское водохранилище..., 2000] (табл. 3, столбец 4) показало превышение по Mn и Co до 2 раз и по Zn и Pb, Ni — до 3 раз в глинистых илах и сапропелях. В песчаных пробах содержание микроэлементов меньше фона либо на уровне фона. Необходимо отметить, что для фоновых значений [Иваньковское водохранилище..., 2000] не указан тип отложений, для которых они приведены.

Суммарное содержание подвижных и условно подвижных форм микроэлементов в твердой фазе ДО приведено в табл. 3 (столбец 6). На рис. 3 представлены графики изменения валового содержания и суммарного количества подвижных и условно подвижных форм. По полученным данным доля подвижных и условно подвижных форм от валового содержания составляет 25–55% для Fe и Co; 25–70% для Ni и Pb; 40–80% для Mn, Cu и Zn и 60–90% для Cd (рис. 3). В глинистых илах и сапропелях по сравнению с песками возрастает как абсолютное, так и относительное (процент от валового) содержание подвижных и условно подвижных форм всех микроэлементов.

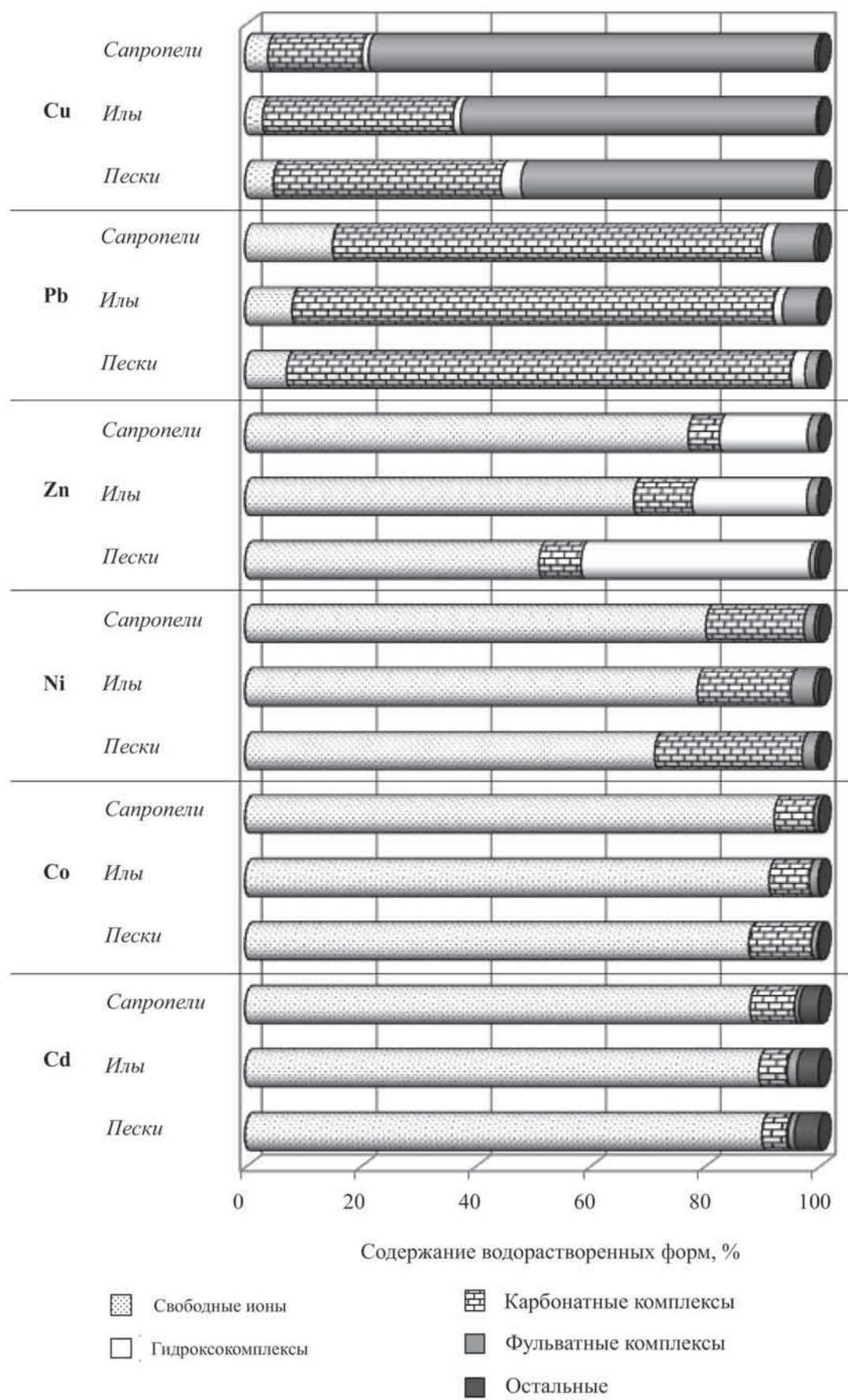


Рис. 2. Результаты расчетов распределения форм нахождения микроэлементов в поровых водах донных отложений Вышневолоцкого водохранилища

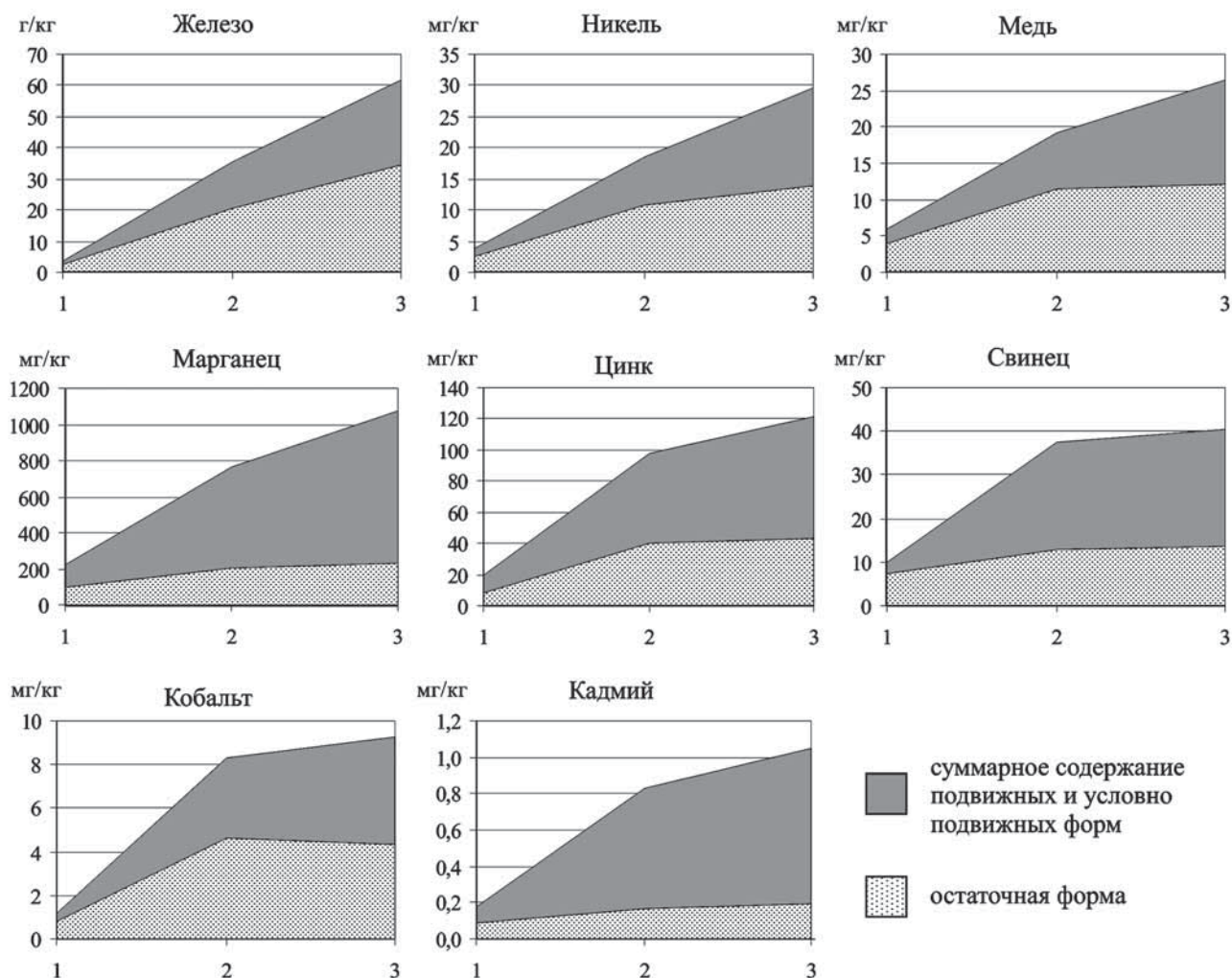


Рис. 3. Распределение валового содержания и миграционно способных форм нахождения микроэлементов в различных типах донных отложений: 1 — пески, 2 — глинистые илы, 3 — сапропели

В среднем около 50% от суммы подвижных и условно подвижных форм Zn, Pb и Co в ДО Вышневолоцкого водохранилища связано с гидроксидами железа и марганца; для Mn преобладают (до 79%) подвижные формы; Cu и Ni в основном связаны с ОВ (до 70%); в среднем по 40% от суммы всех подвижных и условно подвижных форм Cd приходится на обменные и связанные с карбонатами формы и на формы, связанные с гидроксидами железа и марганца (табл. 3, столбцы 8, 9, 10). При этом в осадках, обогащенных ОВ, доля форм, связанных с ним, практически не изменяется для Mn, Zn, Cd и возрастает для Fe, Co, Pb, Cu, Ni, причем для Fe, Co и Cu за счет уменьшения доли микроэлементов, связанных с гидроксидами железа и марганца, а для Pb и Ni за счет уменьшения доли легкоподвижных форм (рис. 4).

Выводы. 1. Поровые воды донных отложений Вышневолоцкого водохранилища пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, по сравнению с поверхностными водами они значительно обогащены Fe и Mn (в 17 и 50 раз соответственно).

2. По результатам термодинамических расчетов форм нахождения токсичных микроэлементов в поровых водах ДО для Zn, Ni, Co, Cd преобладающими формами являются свободные ионы, для Pb — карбонатные комплексы, для Cu — фульватные комплексы.

3. Валовое содержание токсичных микроэлементов в ДО Вышневолоцкого водохранилища, представленных глинистыми илами и сапропелями, превышает фоновое содержание микроэлементов в ДО верхневолжских водотоков в 2–3 раза.

4. Основными формами токсичных микроэлементов — металлов являются для Mn — обменная и связанная с карбонатами; для Zn, Pb и Co — связанная с гидроксидами железа и марганца; для Cu и Ni — связанная с органическим веществом.

5. Количественные соотношения подвижных и условно подвижных форм микроэлементов зависят от гранулометрического состава и содержания органического вещества в ДО, что позволило разделить пробы на 3 группы: пески, глинистые илы, сапропели. Распределение значений относительного содержания форм микроэлементов в

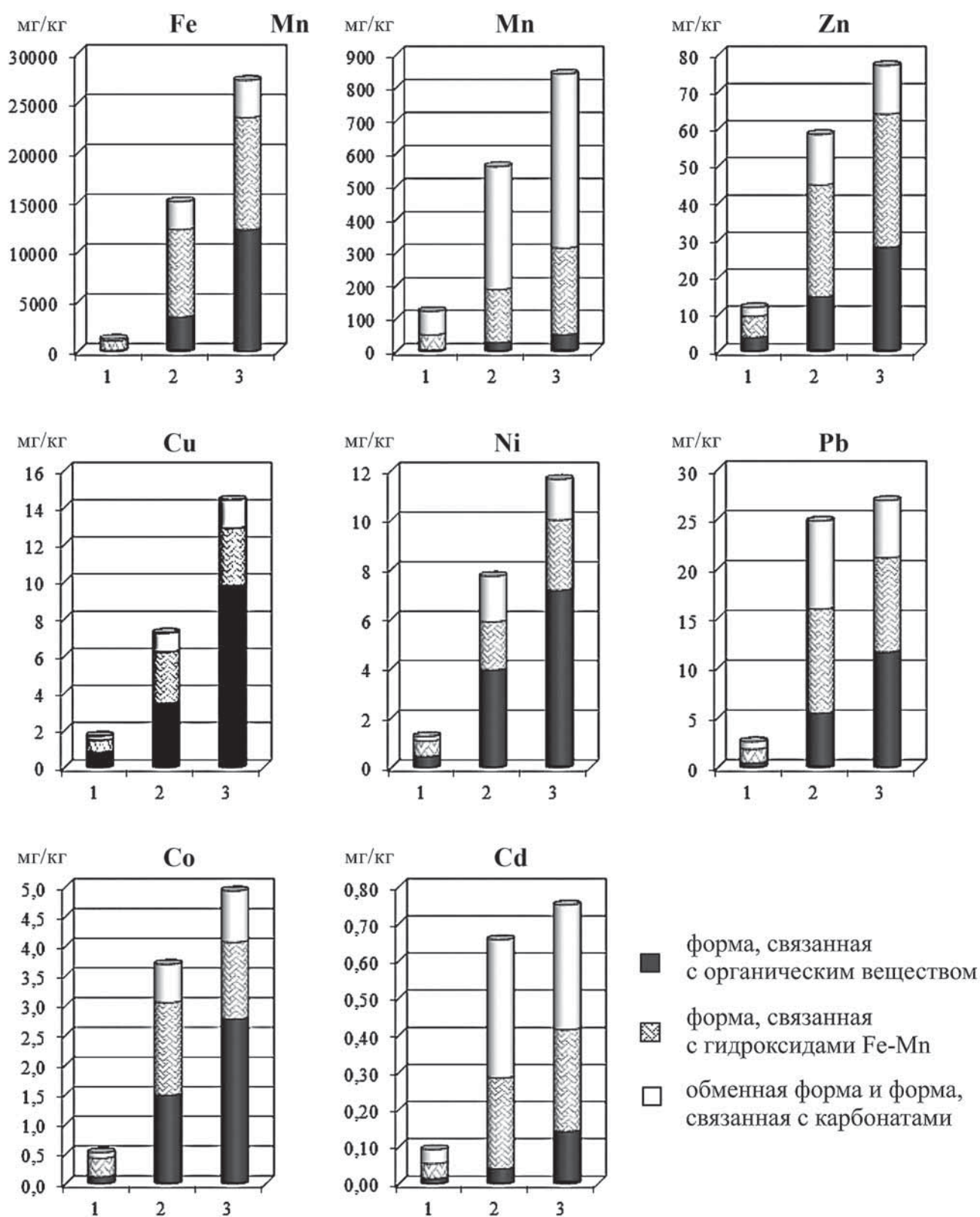


Рис. 4. Распределение подвижных и условно подвижных форм нахождения микроэлементов в различных типах донных отложений: 1 — пески, 2 — глинистые илы, 3 — сапропели

пределах каждой группы постоянно и не зависит от их абсолютного содержания.

6. В осадках, обогащенных ОВ, вклад форм, связанных с ним, возрастает для Fe, Co, Pb, Cu, Ni и не меняется для Mn, Zn, Cd.

Благодарности. Автор выражает благодарность А.Б. Комиссарову (ИВП РАН), Т.В. Шестаковой, Т.Н. Лубковой и О.В. Нетай (МГУ имени М.В. Ломоносова) за содействие в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 413 с.

Бреховских В.Ф., Казмирук Т.Н., Казмирук В.Д. Донные отложения Иваньковского водохранилища: состояние, состав, свойства. М.: Наука, 2006. 176 с.

Григорьева И.Л., Комиссаров А.Б. Гидрохимическая характеристика некоторых водохранилищ Тверской области // Вест. ТвГУ. Сер. География и геоэкология. 2009. № 1. С. 27–42.

Иваньковское водохранилище. Современное состояние и проблемы охраны. М.: Наука, 2000. 344 с.

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

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

Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 270 с.

Липатникова О.А., Гричук Д.В. Термодинамическое моделирование форм нахождения тяжелых металлов в донных отложениях на примере Иваньковского водохранилища // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 2. С. 51–59.

Липатникова О.А., Гричук Д.В., Григорьева И.Л. и др. Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Иваньковского водохранилища // Геоэкология.

Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2014. № 1. С. 37–48.

Манихин В.И., Никаноров А.М. Растворенные и подвижные формы тяжелых металлов в донных отложениях пресноводных экосистем. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 182 с.

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

Официальный сайт ФГБУ «Центррегионводхоз». URL: <http://fgwu.ru> (дата обращения: 12.08.2017).

Приказ Росрыболовства от 18.01.2010 № 20 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрировано в Минюсте РФ 09.02.2010 № 16326).

Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <http://docs.cntd.ru> (дата обращения: 22.09.2016).

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

Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M. Sequential Extraction Procedure for the Speciation of Particulate Trace Metals // Analyt. Chem. 1979. Vol. 51, N 7. P. 844–851.

Поступила в редакцию
25.08.2017

УДК 550.4.01

Е.С. Сидкина¹, И.А. Бугаев², А.Ю. Бычков³, А.Г. Калмыков⁴**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ «ВОДА–ПОРОДА» ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ НА БАЖЕНОВСКУЮ СВИТУ⁵**

Термодинамическое моделирование гидротермального воздействия на породы баженовской свиты позволило установить равновесные минеральные ассоциации при температуре от 50 до 350 °С и давлении насыщенного пара воды. Результаты расчетов показывают, что минеральные парагенезисы при повышении температуры меняются незначительно: для цеолитов характерен ряд стильбит–ломонтин–вайрацит, каолинит сменяется монтмориллонитом и/или альбитом, пирит — пирротинном, доломит — кальцитом, браннерит — уранинитом. Результаты моделирования подтверждаются экспериментальными данными.

Ключевые слова: баженовская свита, минеральный состав, термодинамическое моделирование, органическое вещество.

Equilibrium mineral assemblages at temperatures from 50 °C to 350 °C and pressure of saturated water vapor were established by the thermodynamic modeling of hydrothermal reaction on the Bazhenov Formation rocks. The calculation results show that the mineral parageneses vary slightly with the temperature increase: for zeolites stilbite-laumontite-wairakite row is typical, kaolinite is replaced by montmorillonite and/or albite, pyrite — by pyrrhotite, calcite — by dolomite, brannerite — by uraninite. The simulation results are confirmed by experimental data.

Key words: Bazhenov Formation, mineral composition, thermodynamic modeling, organic matter.

Введение. Исчерпание месторождений нефти и газа вызывает необходимость исследования нетрадиционных источников углеводородного сырья. Один из преспективных объектов — баженовская свита (Западная Сибирь). Отложения баженовской свиты (J_3-K_1) распространены на всей территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна на глубине 2500–3000 м, имеют незначительную мощность (до 30 м), подстилаются абалакской свитой и перекрыты толщей неокомского возраста. Породы баженовской свиты по количеству породообразующих компонентов разделяются на несколько литофизических типов [Козлова и др., 2015].

В ряде работ показано, что разработка углеводородов баженовской свиты традиционными методами нерентабельна, требуется создание новых технологий добычи сырья [Калмыков и др., 2017]. Одной из таких технологий может стать гидротермальная обработка пласта с целью получения синтетической нефти при гидропиролизе керогена осадочных пород. Экспериментальные данные показывают, что при 300 °С до 10% органического углерода (C_{org}) породы преобразуются в

жидкие углеводороды за 7–10 дней [Бычков и др., 2015; Попов et al., 2017]. Исследования показали, что образование нефти зависит от минерального состава пород и степени преобразования органического вещества (ОВ). Влияние минеральной матрицы можно объяснить образованием минералов, выступающих в качестве катализаторов крекинга керогена, например, цеолитов, гидрослюд, барита, а также влиянием металлов переменной валентности (уран, ванадий).

Цель исследования — определение равновесных минеральных ассоциаций при гидротермальном воздействии на осадочные породы методом термодинамического моделирования.

Материалы и методы исследований. Исходные данные. Исследуемая скважина (№ 8) расположена в центральной части Западно-Сибирской низменности, в западной части Широкого Приобья на территории Ханты-Мансийского автономного округа [Проведение..., 2013]. Ближайшие крупные населенные пункты — города Ханты-Мансийск, Нефтеюганск и Сургут. Исследуемые отложения — составляющая часть мезозойско-кайнозойского чехла в центральной области молодой Западно-

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, лаборатория моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: SidkinaES@yandex.ru

² Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, лаборатория моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов, мл. науч. с.; e-mail: iliabougayev@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра геохимии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер, канд. хим. н.; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

⁵ Аналитические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 15-17-00010). Термодинамические расчеты выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-35-60047).

Исходный состав образцов пород баженовской свиты

Состав	Литологический тип				
	1	2	3	4	5
	карбонатно-кремнистый	карбонатно-глинистый	кремнисто-глинистый	карбонатный	корогеново-глинисто-кремнистый
H ₂ O	1,82	3,29	3,48	0,67	0,88
Na ₂ O	0,98	0,74	0,67	0,36	0,39
MgO	2,28	1,52	1,39	13,84	0,36
Al ₂ O ₃	11,48	18,47	20,37	3,50	4,50
SiO ₂	54,33	45,53	48,93	11,35	75,54
K ₂ O	1,40	2,53	2,68	0,61	0,73
CaO	3,51	1,11	0,23	27,02	0,15
TiO ₂	0,50	0,86	0,97	0,16	0,25
MnO	0,14	0,07	0,02	0,50	0,01
FeO	13,58	11,12	6,05	2,74	2,65
P ₂ O ₅	0,44	0,21	0,10	0,04	0,07
S	0,21	1,50	1,89	1,36	1,25
CO ₂	6,05	7,98	5,92	36,68	1,30
ОВ	1,19	3,21	5,92	0,31	10,96
Cl	312	88	94	125	63
Ba	1666	2407	2594	2375	2002
V	341	187	208	22	518
U	5	5	5	5	15

Примечание. Содержание — масс.%, Cl, Ba, V, U в ppm; 1–5 — номера образцов.

Сибирской плиты. В этой области выделяют несколько наиболее крупных и значимых структур: Красноленинский и Сургутский своды, Фроловскую мегавпадину, Салымский и Верхнесалымский мегавалы.

Малобалыкское месторождение относится к Фроловско-Тамбейскому структурно-фациальному району Обь-Ленской фациальной области. В этом районе прослеживаются три горизонта: васюганский, георгиевский и баженовский. Первые два соответствуют абалакской свите, третьему в полном объеме отвечает баженовская свита. Таким образом, в стратиграфическом плане в качестве подстилающих отложений по отношению к баженовской свите мы считаем абалакскую свиту.

При определении минерально-компонентного состава за основу были взяты результаты рентгенофлуоресцентного анализа в виде содержания (масс.%) оксидов элементов (Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃, CaO и др.), валентность железа этим методом определить нельзя. Поскольку в породах выявлено присутствие минералов двухвалентного (II) железа, результаты анализа были пересчитаны на содержание FeO. Также есть данные о потерях при прокаливании, т.е. выходе летучих компонен-

тов. К этим компонентам относятся углекислый газ, выделяющийся при разложении карбонатных минералов; вода, входящая в структуру глинистых минералов; а также ОВ пород, поскольку отдельно содержание углерода как элемента не измеряли. Кроме того, важна информация о содержании серы. Потери при прокаливании были откорректированы на содержание сульфидной и самородной (выгораемых форм) серы.

Рентгенофазовый анализ показал постоянное присутствие альбита (помимо кварца, пирита, глинистых и карбонатных минералов). Как уже упоминалось, в результате рентгенофазового анализа определяются массовые соотношения компонентов только кристаллической части пород, поэтому они были пересчитаны с учетом содержания ОВ. Оно вычислялось из данных пиролиза с допущением, что в ОВ содержится примерно 0,743 C_{орг}.

Для моделирования минеральных преобразований было выбрано 5 образцов разных типов пород (таблица).

Образец № 1 представляет собой карбонатно-кремнистую породу, в минеральном составе содержатся (%) кварц (34,7), иллит-сметтит (14,1), альбит (10), слюды (4,7), хлорит (5,9), цеолиты (1,2), пирит (1,2); карбонаты представлены доломитом (5,9), кальцитом (3,5), сидеритом (18,8).

В карбонатно-глинистой породе (образец № 2) преобладают глинистые минералы (30%). Помимо сидерита (23,5%) карбонаты представлены кальцитом, доломитом и родохрозитом; кроме того, в небольшом количестве в образце содержатся альбит, пирит, цеолиты, кварц.

В кремнисто-глинистой породе также преобладают глинистые минералы (56%), кварц (19%), хлорит (8,8%), карбонаты представлены кальцитом и сидеритом.

Карбонатная порода (образец № 4) сложена преимущественно карбонатами (доломит 73,8% и кальцит 4,6%), также присутствуют кварц, иллит-сметтит, слюды, каолинит, альбит, цеолиты, пирит.

В корогеново-глинисто-кремнистой породе (образец № 5) преобладает кварц (79,1%), в небольшом количестве отмечены гидрослюды (4,3%), иллит-сметтит (10%), альбит (3,6%) и пирит (3%).

Методика проведения моделирования. Моделирование выполнено с помощью программного продукта HCh [Shvarov, 1999; Шваров, 2008], который позволяет описывать динамические геохимические процессы и неоднократно был использован при моделировании гидротермального процесса [Борисов, Шваров, 1992; Борисов, 2000]. Программный комплекс HCh позволяет оценить равновесное (предельное) состояние системы вода–порода–газ–органическое вещество и через серию равновесных состояний создать модель изучаемого геохимического процесса. Стандартная база данных Unitherm была дополнена термодинамической

информацией. Для этого были собраны литературные данные и в базу данных добавлены следующие компоненты: 5 типов керогена [Helgeson et al., 2009], углеводороды [Helgeson et al., 1998]. Модель состоит из 17 элементов: Al, Ba, C, Ca, Cl, Fe, H, K, Mg, Mn, Na, O, P, Si, Ti, U, V; кроме того, в базу данных добавлен в форме «пользовательского» элемента углерод органических соединений. Всего в модель входит 58 минералов, 119 водорастворенных частиц (включая водорастворенные углеводороды), 28 углеводородов, 5 типов керогена.

Условия расчетов выбраны согласно условиям экспериментальной работы [Бычков и др., 2015]. Моделирование проведено при температуре от 50 до 350 °C и давлении насыщенного пара. Исходный состав минерального вещества вводился в программу в виде оксидов (таблица). За органическое вещество принят кероген состава $C_{292}H_{288}O_{12}$, который соответствует II типу и на диаграмме Ван Кревелена ложится на границу зон прото- и мезокатагенеза. Кероген типа II образуется из накопленного фито- и зоопланктона, бактерий и при участии привнесенного в бассейн вещества высших растений. Водная фаза представляет собой 0,05 m раствор Na_2CO_3 . Как показано в работе [Бычков и др., 2015], раствор такого состава способствует преобразованию керогена.

Результаты моделирования. Образец № 1, карбонатно-кремнистая порода. С ростом температуры в карбонатно-кремнистой породе увеличивается доля кварца, цеолиты теряют воду, причем отчетливо отмечается ряд смены одного минерала другим с более низким содержанием воды (рис. 1): сначала устойчив стильбит, затем при температуре 200 °C устойчив ломонтит, свыше 250 °C — вайрацит. Карбонаты представлены сидеритом (6–17 масс.% при температуре от 50 до 300 °C), анкеритом (3–5 масс.% в интервале 200–300 °C), витеритом (0,1–0,3 масс.%), кальцит отмечается только при высокой температуре (около 1% при 350 °C). При разных значениях температуры с разным процентным соотношением в образце представлены альбит и клинохлор, отмечено образование сапонита при 350 °C. Слюды представлены мусковитом (9–12 масс.%) и в значительно меньшем количестве биотитом (0,2–0,4 масс.%). Показано, что содержание слюд в образце практически не зависит от изменения температуры. Помимо представленных на графике минералов в образце при низкой температуре присутствует пирит, при высокой — его сменяет пирротин, рутил устойчив при температуре 50–150 °C, затем — сфен. Урановые минералы представлены при температуре 50–100 °C браннеритом, а свыше — уранинитом.

Образец № 2, карбонатно-глинистая порода. При гидротермальном преобразовании карбонатно-глинистой породы во всем температурном интервале устойчивы (масс.%) кварц (13–25), мусковит (21–24), клинохлор (2–5). Из глинистых

минералов присутствуют каолинит и монтмориллонит. Содержание каолинита снижается с 28 до 15 масс.% в интервале температуры от 50 до 250 °C, затем он сменяется монтмориллонитом. Также при температуре 200 °C более устойчив альбит. Вайрацит (9–10%) присутствует в образце при температуре 250–350 °C. Карбонаты представлены в основном сидеритом (14–16%), а также доломитом (4% при температуре 50–100 °C), анкеритом (5% при 150–200 °C) и в малом количестве витеритом и магнезитом. Уран в температурном интервале 50–100 °C содержится в браннерите, а свыше 100 °C — в уранините. Кроме того, в образце присутствуют пирит (50–200 °C), пирротин (свыше 200 °C), рутил (во всем температурном интервале) и магнетит (при 350 °C).

Образец № 3, кремнисто-глинистая порода. Как видно на рис. 1, преобразования кремнисто-глинистой и карбонатно-глинистой пород довольно схожи. В образце № 3 преобладают (масс.%) кварц (15–33) и мусковит (22–26), глины (24–36) представлены каолинитом и монтмориллонитом. В меньшем количестве, чем в карбонатно-глинистой породе, в этом образце содержатся карбонаты (до 10 масс.%) сидерит, доломит, анкерит, магнезит, вайрацит.

Образец № 4, карбонатная порода. В образце № 4 преобладают карбонаты. Содержание доломита с ростом температуры снижается с 63 до 25 масс.%, а кальцита, наоборот, возрастает с 10 до 40%. Также среди карбонатов выявлен анкерит (1–4%) и в малом количестве витерит. При невысокой температуре (50–150 °C) устойчив стильбит (до 17%). Также в карбонатной породе присутствуют альбит, клинохлор, сапонит, мусковит, биотит, пирит, пирротин, магнетит, рутил, уранинит, браннерит.

Образец № 5, керогеново-глинисто-кремнистая порода. Керогеново-глинисто-кремнистая порода отличается значительно большим содержанием органического вещества (10,9% в исходном образце) и SiO_2 (75,5%). Преобладает кварц (71–81 масс.%), также обнаружены (масс.%): альбит (до 11), каолинит (1–9 при различной температуре), мусковит (3–7), клинохлор (1), вайрацит (1). Среди карбонатов преобладает сидерит (до 2). В малом количестве присутствуют сапонит, биотит, урановые минералы (уранинит, браннерит), пирит, пирротин, магнетит. При 50 °C устойчивым оказался кероген состава $C_{292}H_{288}O_{12}$.

Водная фаза при моделировании меняется незначительно. Состав воды гидрокарбонатно-натриевый за счет первоначально добавленной в раствор Na_2CO_3 . Изменение pH и Eh растворов показано на рис. 2.

В карбонатно-кремнистой и карбонатной породе подкисление раствора на первых шагах моделирования связано с образованием карбонатных минералов и, соответственно, увеличением в воде

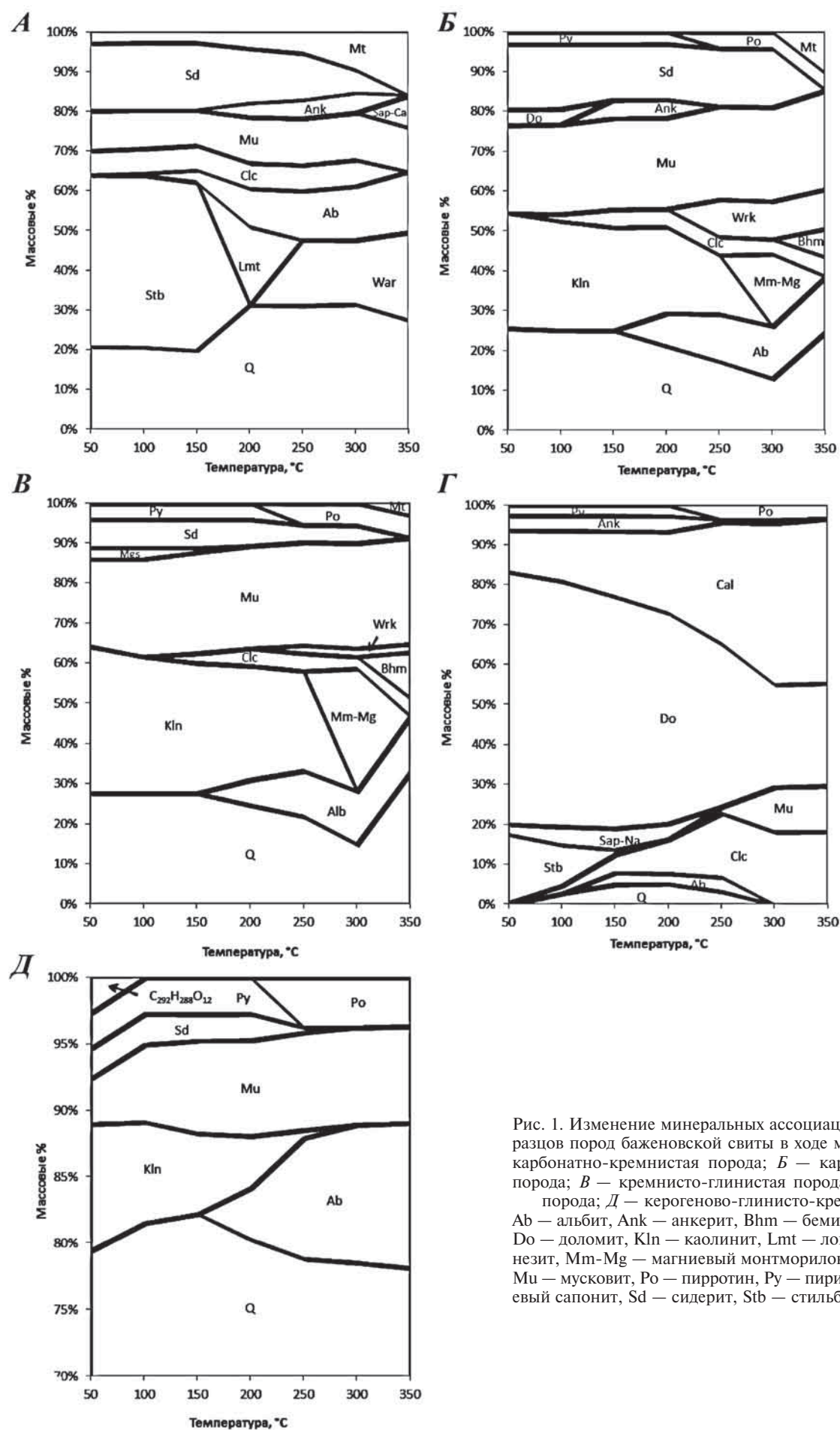


Рис. 1. Изменение минеральных ассоциаций исследуемых образцов пород баженовской свиты в ходе моделирования: *А* — карбонатно-кремнистая порода; *Б* — карбонатно-глинистая порода; *В* — кремнисто-глинистая порода; *Г* — карбонатная порода; *Д* — керогеново-глинисто-кремнистая порода. Ab — альбит, Ank — анкерит, Bhm — бемит, Clc — клинохлор, Do — доломит, Kln — каолинит, Lmt — ломонтин, Mgs — магнезит, Mm-Mg — магниевый монтмориллонит, Mt — магнетит, Mu — мусковит, Po — пирротин, Py — пирит, Sap-Ca — кальциевый сапонит, Sd — сидерит, Stb — стильбит, War — вайрацит

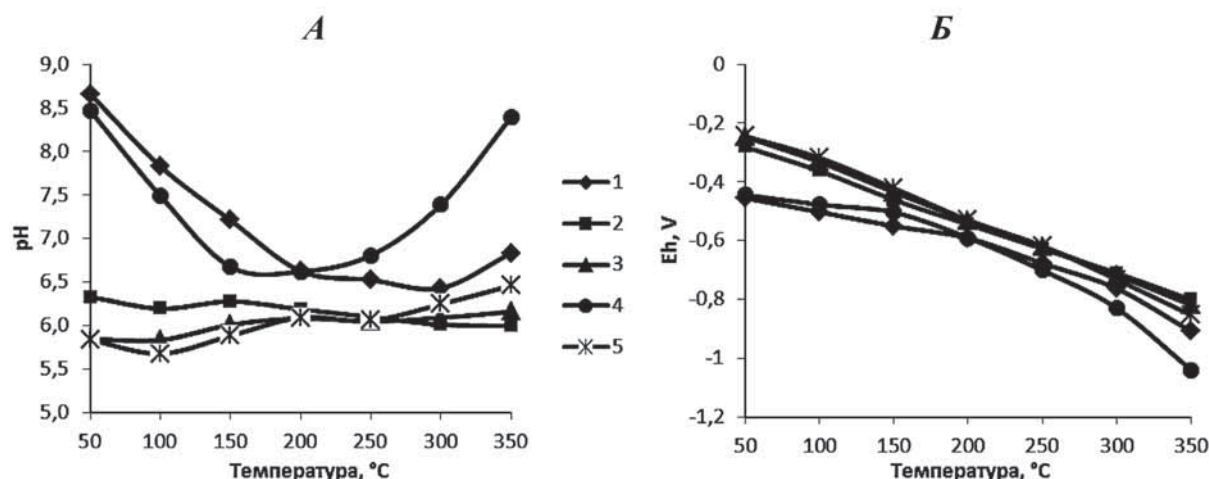


Рис. 2. Изменение pH (А) и Eh (Б) раствора при моделировании: 1 — карбонатно-кремнистая порода; 2 — карбонатно-глинистая порода; 3 — кремнисто-глинистая порода; 4 — карбонатная порода; 5 — керогеново-глинисто-кремнистая порода

количества иона H^+ . Подщелачивание раствора — результат образования натриевых минералов.

Выводы. 1. Термодинамические расчеты равновесия вода–порода при гидротермальном воздействии позволили установить равновесные минеральные ассоциации при температуре от 50 до 350 °C и давлении насыщенного пара воды. Результаты показали, что при температуре 100 °C, которая соответствует температуре пласта баженовской свиты, устойчивы те фазы, которые выявлены в породах в результате рентгенофазового анализа (кварц, альбит, каолинит, карбонаты, гидрослюда, цеолиты, пирит). Для карбонатно-кремнистой и карбонатной пород устойчивы цеолиты. Их количество варьирует от 10 до 46%.

2. Результаты расчетов показывают, что минеральные парагенезисы при повышении температуры меняются незначительно: для цеолитов характерен ряд стильбит–ломонтин–вайрацит,

каолинит сменяется монтмориллонитом и/или альбитом, пирит — пирротинном, доломит — кальцитом, браннерит — уранинитом.

3. Кероген термодинамически устойчив только при 50 °C и только в образце с максимальным содержанием органического вещества. Это свидетельствует о том, что кероген в пластовых условиях баженовской свиты представляет собой метастабильное соединение, которое постепенно преобразуется в углеводороды, но скорость этого преобразования мала. Повышение температуры, как показывают экспериментальные исследования [Бычков и др., 2015], увеличивает скорость преобразования керогена.

4. Раствор в ходе моделирования изменяется мало, по химическому составу он гидрокарбонатно-натриевый, значительно изменяется величина pH раствора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.

Борисов М.В., Шваров Ю.В. Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 256 с.

Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А. и др. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.

Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А. и др. Геохимические особенности пород баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 86–93.

Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Калмыков Г.А. и др. Генерационный потенциал керогена баженовской свиты и возможность его реализации // Георесурсы. 2017. № 2. С. 165–172.

Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная

Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.

Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 890–897.

Helgeson H.C., Owens C.E., Knox A.M., Richard L. Calculation of the standard molal thermodynamic properties of crystalline, liquid, and gas organic molecules at high temperatures and pressures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62, N 6. P. 985–1081.

Helgeson H.C., Richard L., McKenzie W.F. et al. Chemical and thermodynamic model of oil generation in hydrocarbon source rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73. P. 594–695.

Popov E., Kalmykov A., Cheremisin A. et al. Laboratory investigations of hydrous pyrolysis as ternary enhanced oil recovery method for Bazhenov formation // J. Petrol. Sci. and Engineering. 2017. Vol. 156. P. 852–857.

Shvarov Y.V. Algorithmization of the numeric equilibrium modeling of dynamic geochemical processes // Geochem. Intern. 1999. Vol. 37, N 6. P. 571–576.

УДК 553.411.071

Д.Б. Бондарь¹, А.В. Чугаев², Ю.С. Полеховский³, Н.Н. Кошлякова⁴**МИНЕРАЛОГИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КЕДРОВСКОЕ (МУЙСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ, РОССИЯ)⁵**

Изучена минералогия руд самой крупной кварцевой жилы Осиновая на золоторудном месторождении Кедровское. Выделены три стадии минералообразования: марказит-пирротин-пиритовая, золото-полисульфидная и гипергенная. Самородное золото приурочено к золото-полисульфидной стадии и представлено двумя генерациями. Ранняя высокопробная генерация (пробность 600–870, преобладает 780–820) цементирует фрагменты зерен пирита или образует включения в пирите, а поздняя низкопробная генерация (520–580, преобладает 540–580) приурочена к сфалерит-халькопирит-галенитовым прожилкам в пирите. Отмечено исчезновение мышьяковистого пирита, а также увеличение железистости сфалерита и смена пирита пирротинном с глубиной.

Ключевые слова: минералогия руд, вертикальная зональность, генерации самородного золота, пирит, пирротин, марказит, сфалерит, месторождение Кедровское, Забайкалье.

Ore mineralogy of the largest quartz vein Osinovaya at the Kedrovskoye gold deposit has been studied. Three stages of mineral formation are identified: marcasite-pyrrhotite-pyrite, gold-polysulphide and hypergenic ones. Native gold belongs to gold-polysulfide stage and is represented by two generations. The earlier high fineness (600–870, prevails 780–820) generation cements fragments of pyrite grains and forms inclusions in pyrite, and the later low fineness (520–580, prevails 540–580) generation associates with sphalerite-chalcopryrite-galena veinlets in pyrite. The disappearance of arsenoan pyrite, the increase in iron content of sphalerite, the change of pyrite to pyrrhotite with depth is noted.

Key words: ore mineralogy, vertical zoning, generations of native gold, pyrite, pyrrhotite, marcasite, sphalerite, Kedrovskoe deposit, Transbaikalia.

Введение. Генезис золоторудных месторождений в докембрийских метаморфических поясах относится к числу наиболее актуальных проблем современной рудной геологии и широко обсуждается в научной литературе [Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015]. В экономическом отношении эти месторождения играют важную роль в общем балансе добычи золота в мире. Среди них известны объекты мирового класса — Ашанти (Гана), Голден Майл (Австралия), Мурунтау (Узбекистан), Сухой Лог (Россия), Хоумстейк (США) и ряд других. Обобщение их геолого-структурной позиции и минералого-геохимических особенностей руд позволило Д.И. Гровсу с соавторами [Goldfarb et al., 2005; Groves et al., 2003] выделить среди них два основных генетических типа: орогенные месторождения (orogenic gold deposits) и месторождения, связанные с магматизмом (intrusion-related deposits). Несмотря на различное происхождение, месторождения этих двух типов по ряду геологиче-

ских признаков (характер околорудных изменений, минеральный состав руд, тектоническая позиция рудных тел и др.) весьма сходны [Goldfarb, Groves, 2015; Gebre-Mariam et al., 1995]. Это обстоятельство в ряде случаев затрудняет генетическую идентификацию конкретного месторождения без привлечения комплекса данных, включающего результаты детальных геологических, минералого-геохимических, структурных, изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

Объект наших исследований — месторождение Кедровское — типичный представитель золоторудных месторождений докембрийских метаморфических поясов. Географически оно расположено в Муйском районе Республики Бурятия, на южных склонах Южно-Муйского хребта. Месторождение локализовано в пределах крупнейшей в России Ленской золоторудной провинции [Золоторудные..., 2010] и входит в состав Кедровско-Ирокиндинского рудного поля. По ресурсам (20,3 т, Au) и

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, магистрант; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, вед. инженер; *e-mail:* geolog.bondar@yandex.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vassachav@mail.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра геологии месторождений полезных ископаемых, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* yury1947@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра кристаллографии и кристаллохимии, аспирантка; *e-mail:* nkoshlyakova@gmail.com

⁵ Работа выполнена в рамках государственного задания (тема НИР № 0136-2018-0027).

запасам (6,8 т, Au), со средним содержанием 8,6 г/т и 20,4 г/т для ресурсов и запасов соответственно, месторождение относится к средним [Zapadnaya..., 2011]. В настоящее время месторождение эксплуатируется подземным способом и отработано приблизительно на 80% [там же].

Месторождение Кедровское изучается с первой половины XX в. В последних работах оно по ряду признаков было отнесено к орогенным месторождениям золота [Goldfarb et al., 2001; Чугаев и др., 2017]. На принадлежность месторождения Кедровское к орогенному типу указывает: 1) отсутствие в регионе отчетливой латеральной геохимической зональности для рудных объектов; 2) структурный контроль рудных тел на месторождении; 3) наличие рудных тел, представленных крупными по мощности и протяженности жильными зонами. Однако данные о детальном исследовании минералогии руд и их сопоставление с эталонными объектами этого типа для месторождения Кедровское не опубликованы в научной литературе. Цель нашей работы заключалась в определении последовательности минералообразования, а также в выявлении особенностей химического состава рудных минералов на основе детального минера-

логического изучения самой крупной кварцевой жилы Осиновая на месторождении Кедровское.

Геологическое строение. В геотектоническом отношении месторождение Кедровское расположено в северо-восточной части Байкало-Муйского пояса Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Рыцк и др., 2011]. Район месторождения (рис. 1) сложен интенсивно дислоцированными карбонатно-терригенными породами кедровской свиты неопротерозойского возраста, подвергшимися метаморфизму зеленосланцевой фации, возраст которого оценивается в 0,62–0,59 млрд лет [Рыцк и др., 2011]. Метаосадочные породы прорваны интрузивными телами муйского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса неопротерозойского возраста [Рыцк и др., 2001; Цыганков, 2005] и позднепалеозойскими гранитоидами, относящимися к северной части Ангаро-Витимского батолита [Рыцк и др., 2011; Цыганков и др., 2010; Ковач и др., 2012]. Кроме того, на месторождении развиты многочисленные дайки основного, среднего и кислого состава. Дайки щелочных долеритов нередко пространственно совмещены с рудными жилами [Кучеренко, 2014].

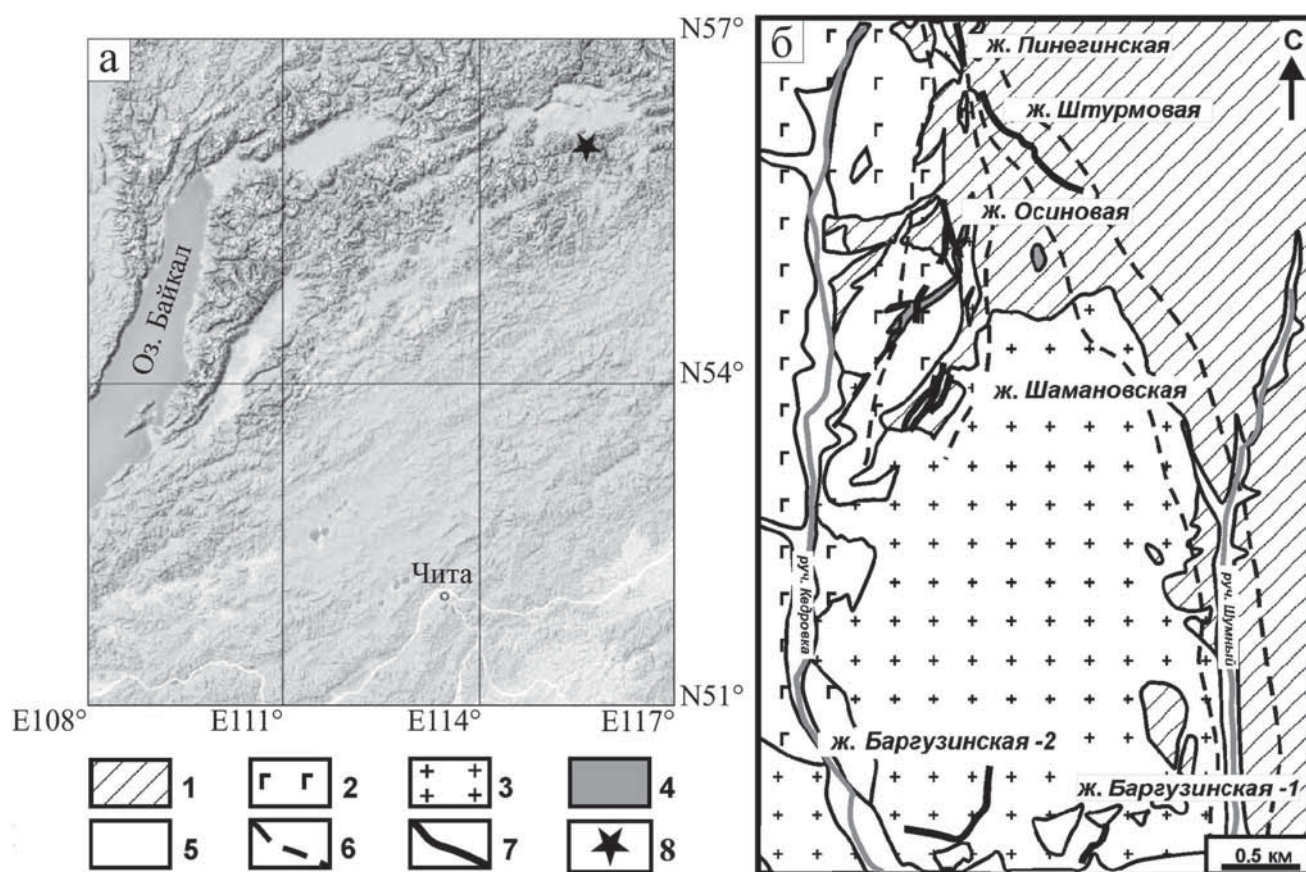


Рис. 1. Географическое положение Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (а) и схема геологического строения (б) золото-рудного месторождения Кедровское (составлена по материалам ГРР ООО «Артель старателей Западная»): 1 — метаосадочные породы (метапесчанники, биотитовые и двуслюдяные сланцы, серицит-хлоритовые сланцы, метаизвестняки, углеродистые сланцы) кедровской свиты (неопротерозой); 2–3 — породы муйского комплекса (неопротерозой): 2 — габброиды (габбро, оливиниты), 3 — гранитоиды (гранодиориты, плагиограниты); 4 — гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (поздний палеозой); 5 — аллювиальные отложения (четвертичный период); 6 — основные тектонические нарушения Тулдуновской зоны; 7 — кварцевые жилы; 8 — Кедровско-Ирокиндинское рудное поле (ж — жила)

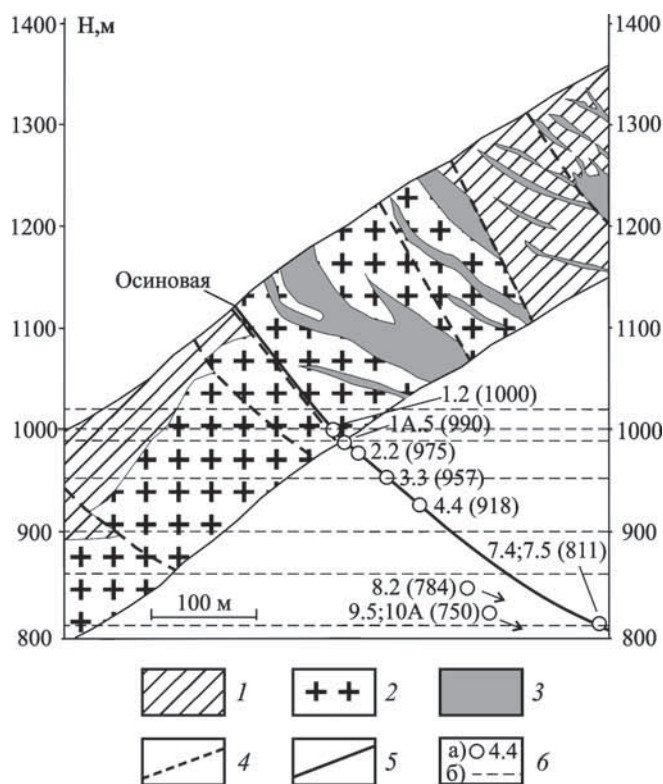


Рис. 2. Геологический разрез через кварцевую жилу Осиновая (составлен Д.Г. Мизиряком и Г.Г. Поповым, компания ООО «Теллур Северо-Восток») с дополнениями авторов: 1 — метасадочные породы кедровской свиты (неопротерозой); 2 — габброиды и гранитоиды муйского комплекса (неопротерозой); 3 — гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (поздний палеозой); 4 — тектонические нарушения (взбросы и разломы); 5 — кварцевые жилы; 6 — точки пробоотбора с номерами образцов и абсолютными отметками (а) и горизонты жилы Осиновая (б)

Рудные тела представлены кварцевыми жилами, которые крайне неравномерно распространены по площади. Они контролируются взбросо-сдвиговыми дислокациями Тулдуньской зоны глубинных разломов северо-северо-западного простирания [Попов и др., 2017]. Они имеют субмеридиональное, северо-северо-восточное и северо-северо-западное простирание и характеризуются различными углами падения (от 20 до 75°) в восточных румбах.

Вмещающие породы березитизированы вблизи рудных тел и пропилитизированы на удалении от них. Березитизированные породы сложены преимущественно кварцем, серицитом и карбонатами с рассеянной вкрапленностью пирита. Ширина ореолов березитизации достигает 20 м, но обычно не превышает 2 м.

На месторождении Кедровское известно несколько кварцевых жил, из которых жила Осиновая — самая крупная и наиболее изученная (рис. 2). Эта жила пересекает породы различного состава и возраста, характеризуется сложной морфологией, переменной мощностью и различными углами падения. Мощность рудного тела изменяется от 10 см на верхних горизонтах (1000–975 м)

до 3 м в средней части (957–846 м). На нижних горизонтах (811–750 м) мощность рудного тела в среднем составляет около 2 м, в местах раздувов — до 3,2 м. Угол падения варьирует от 20 до 40°.

Материалы и методы исследования. Для минералогической характеристики золоторудной минерализации кварцевой жилы Осиновая выполнено опробование штучным способом (53 образца) в подземных горных выработках по падению в интервале абсолютных отметок 1000–750 м. Отбор образцов производился не реже чем через каждые 50 м.

Оптические исследования и фотодокументация аншлифов выполнены на микроскопе «Olympus BX53» с цифровой камерой DP72 в лаборатории экспериментальной и технической петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова. Изучение пространственного распределения самородного золота и сульфидов в кварце проводилось на кафедре региональной геологии СПбГУ на томографе «SkyScan 1172», (оператор С.П. Нилов). Химический состав минералов определяли на кафедре петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова при помощи сканирующего электронного микроскопа «JEOL JSM-6480LV», оснащенного энергодисперсионным спектрометром «INCA X-MaxN-50» при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 10 нА. Время накопления спектра составляло 70 с.

Результаты исследований. Жила Осиновая выполнена преимущественно молочно-белым кварцем, который иногда приобретает светло-желтую окраску в результате окисления пирита. Изредка встречается доломит. Рудные минералы, в основном представленные сульфидами и золотом, развиты практически во всем объеме жилы Осиновая (рис. 3). При этом их массовая доля в среднем составляет 4–5%. Количество сульфидов и размер их выделений широко варьируют на разных горизонтах жилы. Встречаются интервалы, на которых сульфиды присутствуют в виде мелкой вкрапленности среди жильного кварца, а также участки, на которых сульфиды представлены крупными (десятки сантиметров) скоплениями.

Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, марказитом, халькопиритом, тетраэдритом и самородным золотом. Преобладающий минерал — пирит. Крупные скопления галенита и сфалерита, как правило, обнаружены на средних и верхних горизонтах, а пирротина и марказита — на нижних. Макроскопически пирит отмечен в кварце в виде метакристаллов (0,2–2 см), гнезд размером до 10 см и единичных прожилков. Галенит и сфалерит встречаются в виде мелких выделений и крупных (до 6 см) гнезд. Для пирротина характерны крупные изометричные агрегаты размером до 20 см. Самородное золото в основном встречается в виде тонких прожилков и зерен размером несколько десятков–сотен микрон, реже в виде относительно крупных

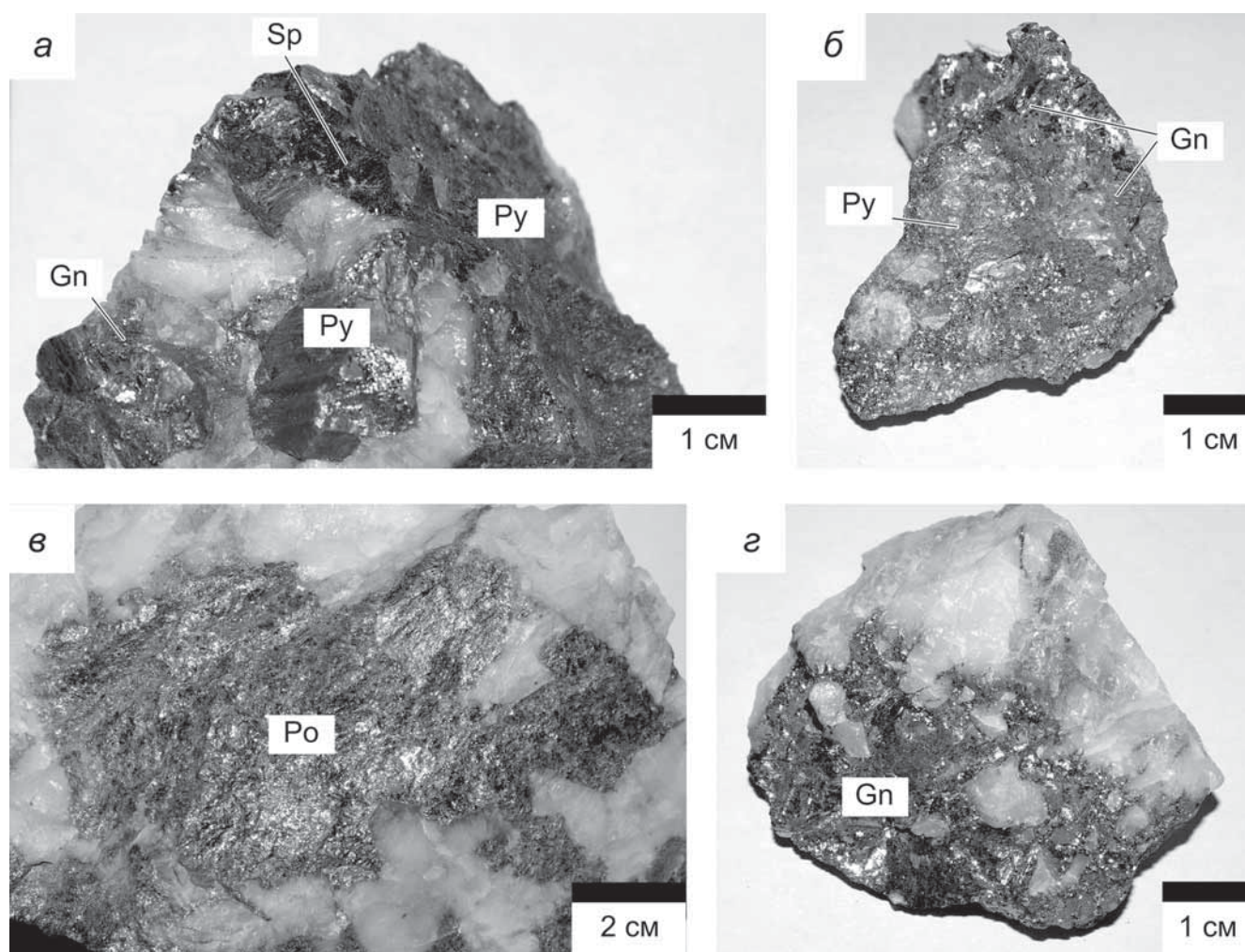


Рис. 3. Фото массивных выделений сульфидов в кварце жилы Осиновая (месторождение Кедровское): а — крупнозернистый пирит с галенитом и сфалеритом в кварце (образец № 4.4), б — пирит с галенитом в кварце (образец № 7.5), в — пирротин в кварце (образец № 10А), г — галенит в кварце (образец № 8.2). Обозначения минералов: Py — пирит, Sp — сфалерит, Gn — галенит, Po — пирротин

зерен размером до 1 мм. Самородное золото преимущественно приурочено к сульфидам, реже обособлено в жильном кварце (рис. 4).

На основе изучения минералогии кварцевой жилы Осиновая выделены дорудная ассоциация, а также три стадии рудообразования (рис. 5): 1) марказит-пирротин-пиритовая, 2) золото-полисульфидная, 3) гипергенная.

Дорудная ассоциация сложена рутилом и титанитом, которые наблюдаются в виде сростков размером до 1 мм. В отдельных участках рутила содержится до 5,6 масс.% вольфрама. Минералы дорудной ассоциации, по всей видимости, унаследованы от измененных пород муйского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса.

Минерализация первой рудной стадии включает пирит, марказит и пирротин-1. Пирит распространен на верхних и средних горизонтах и характеризуется различными размерами (от 5 мкм до 2 см) и морфологией зерен (гипидиоморфные и идиоморфные кристаллы кубического габитуса). Он встречается в кварце в виде обособленных зерен, в которых часто присутствуют зерна

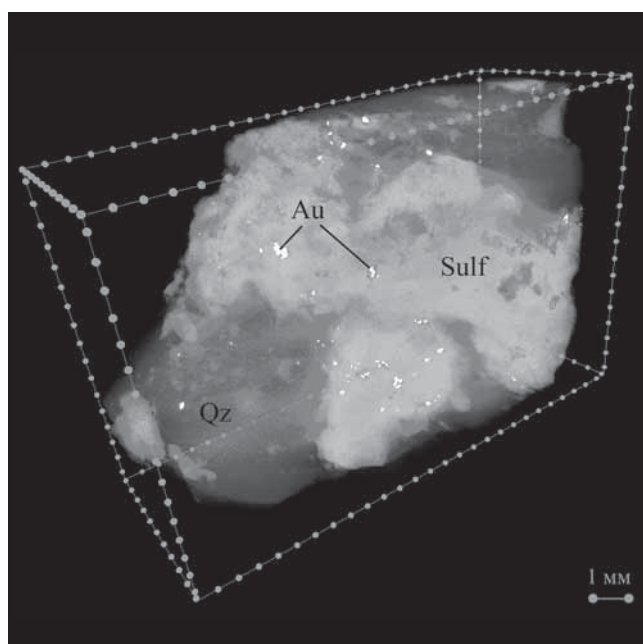


Рис. 4. Распределение самородного золота в образце № 3.3, полученное на томографе (Qz — кварц, Au — самородное золото, Sulf — сульфиды)



Рис. 5. Генерализованная схема последовательности минералообразования жилы Осинová. Толщина линий соответствует относительной распространенности минерала: 1–3 — стадии минералообразования: 1 — марказит-пирротин-пиритовая, 2 — золото-полисульфидная, 3 — гипергенная

и прожилки галенита, сфалерита, халькопирита и самородного золота полисульфидной стадии. Кроме того, пирит наблюдается в виде прожилков, секущих рутил (рис. 6, а). На верхних горизонтах встречаются метакристаллы пирита зонального строения. Их центральные части не имеют кристаллографических очертаний, в них фиксируются включения нерудных минералов и тетраэдрита полисульфидной стадии (рис. 6, б). Последующий рост пирита привел к формированию его крупных зерен с отчетливой зональностью (меньше предела обнаружения — 2,6 масс.%) по содержанию мышьяка (рис. 6, е). Пирротин-1 ($\text{Fe}_{0,885}\text{S}$) моноклинный, что установлено с использованием магнитной суспензии. Он редко встречается на верхних и средних горизонтах в виде ксеноморфных зерен (реликтов) в зернах пирита размером до 0,03 мм. При этом пирротин-1 широко распространен

Рис. 6. Взаимоотношения рудных минералов в кварце жилы Осинová: а — прожилки пирита в рутиле; б — вросстки тетраэдрита в центральной части кристалла пирита; в — самородное золото-1, цементирующее пирит; г — минералы полиметаллической стадии, представленные галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, сфалеритом, и вторичные минералы ковеллин и англезит; д — включения самородного золота-2 в галенитовых прожилках в пирите; е — зональные кристаллы пирита с золотом и халькопиритом с нанесенным содержанием мышьяка (масс.%) по результатам точечных анализов на сканирующем электронном микроскопе; ж — развитие пирита и марказита по пирротину и прожилкам галенита, секущий остальные минералы; з — замещение пирротина марказитом; б, г, е — изображения в отраженных электронах, а, в, д, ж, з — фото в отраженном свете. Обозначения минералов: Rt — рутил, Ttr — тетраэдрит, Csp — халькопирит, Cv — ковеллин, Mrc — марказит, Dol — доломит. Остальные обозначения см. на рис. 3 и 4

на нижних горизонтах, где встречается в виде крупных выделений (до 20 см) (рис. 3, в). Пирротин-1 замещается мелкозернистым марказитом (рис. 6, ж), который иногда образует структуру типа «птичий глаз» (рис. 6, з).

Минерализация второй рудной стадии включает сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, пирротин-2, самородное золото-1 и самородное золото-2. Зерна сфалерита ксеноморфные, как правило изометричные, размер от 0,1 до 4 мм. В сфалерите присутствуют изометричные включения пирротина-2 (размер от 1 до 15 мкм) и халькопирита. Сфалерит на верхних горизонтах представлен маложелезистой (0,5–0,6 масс.% Fe) разновидностью — клейофаном, в то время как на нижних горизонтах встречается железистый (3,7–7,3 масс.% Fe) сфалерит-марматит (табл. 1). Обе разновидности сфалерита всегда содержат примесь кадмия (0,8–1,0 масс.%, табл. 1). Халькопирит встречается в виде ксеноморфных зерен размером до 1 мм и тонких прожилков в пирите, а также эмульсионной вкрапленности размером до 0,01 мм в сфалерите. Галенит образует прожилки в пирите, реже ксеноморфные зерна в пирите или кварце размером до 2–4 мм. Тетраэдрит наблюдается в виде включений в центральных частях зерен пирита (рис. 6, б) и сростаний со сфалеритом, халькопиритом и галенитом (рис. 6, г) и характеризуется повышенным содержанием серебра

Состав сфалерита жилы Осинová по данным микрозондового анализа (масс.%)

Таблица 1

Номер по порядку	Номер образца	Абсолютная отметка, м	Минерал	Элемент				
				S	Fe	Zn	Cd	Сумма
1	1А.5	990	Клейофан	33,04	0,54	65,19	0,97	99,73
2	1А.5			33,51	0,55	65,33	1,03	100,42
3	1А.5			33,30	0,59	65,44	0,96	100,28
4	7.4	811	Марматит	33,68	6,89	59,64	0,84	101,05
5	7.4			33,30	7,19	59,04	0,99	100,52
6	7.5			33,04	3,72	62,09	0,87	99,72
7	7.5			33,41	3,68	62,93	0,94	100,96
8	9.5	750		32,96	6,97	59,14	0,94	100,01
9	9.5			33,40	7,30	59,05	0,89	100,65

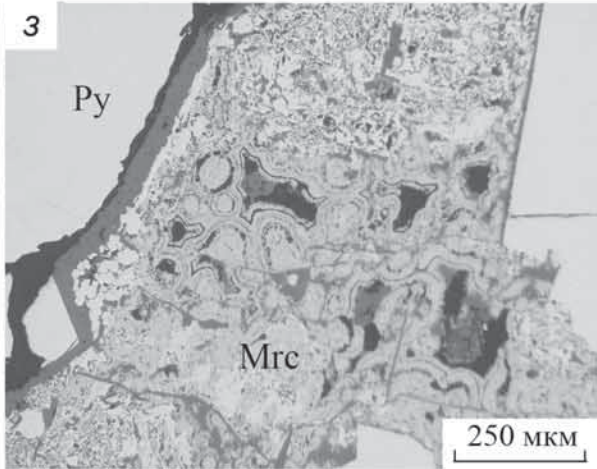
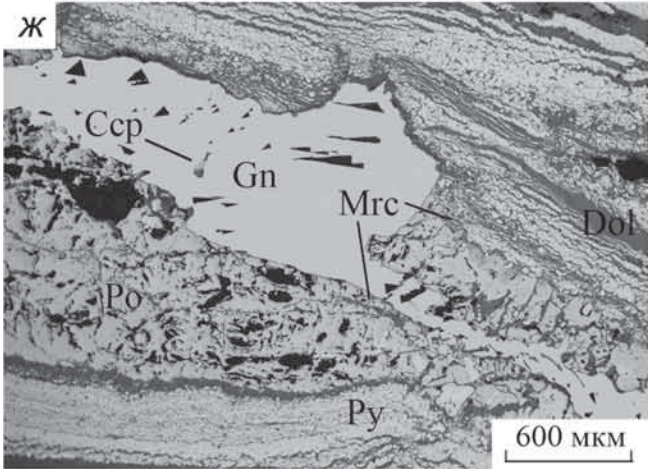
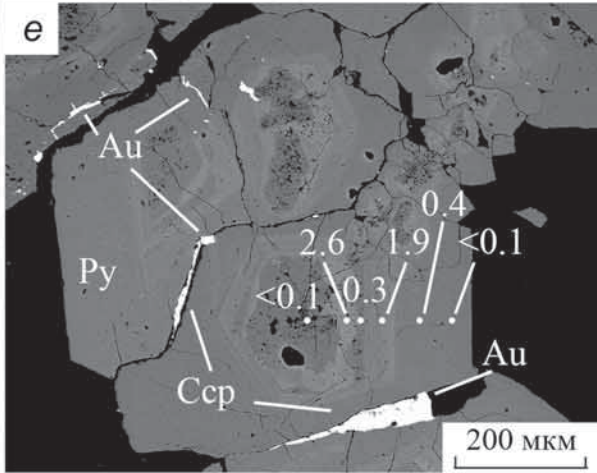
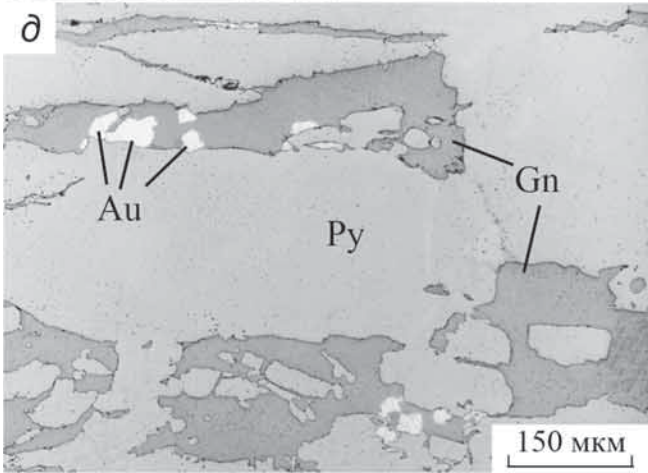
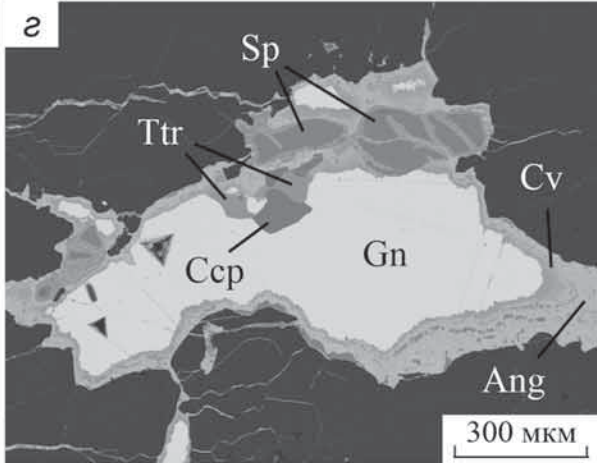
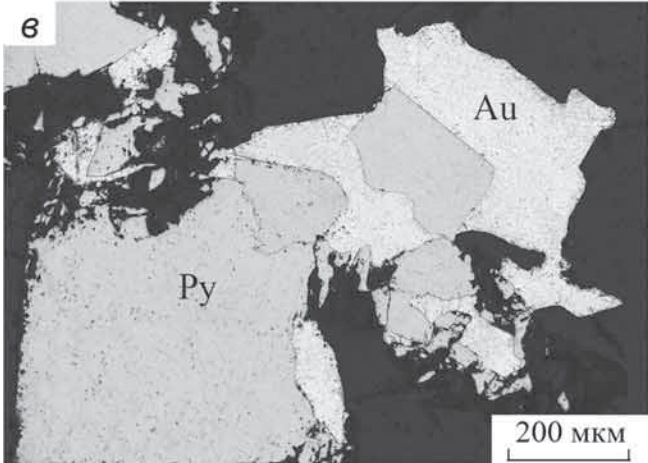
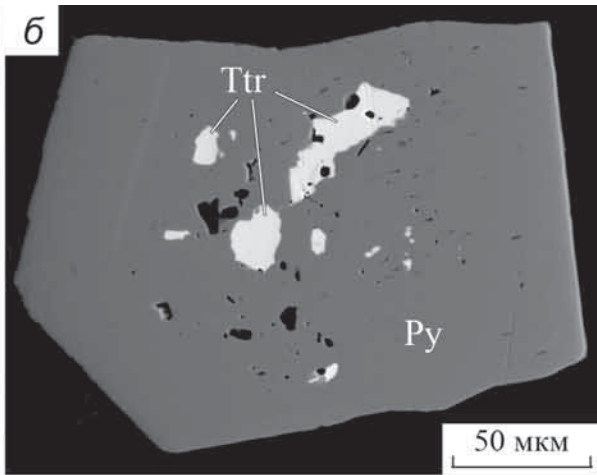
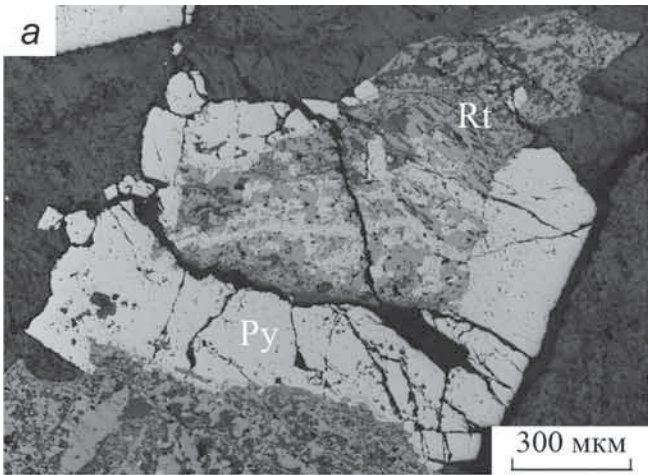


Таблица 2

Состав тетраэдрита жилы Осиновая (масс.%) по данным микрозондового анализа

Номер по порядку	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Сумма	Формула
1	24,85	3,39	33,21	5,39	4,67	7,76	21,63	100,90	(Ag _{1,19} Cu _{8,65}) _{9,84} (Fe _{1,00} Zn _{1,36}) _{2,36} (As _{1,03} Sb _{2,94}) _{3,97} S _{12,82}
2	24,68	3,24	32,55	5,30	4,92	7,72	21,44	99,86	(Ag _{1,20} Cu _{8,57}) _{9,77} (Fe _{0,97} Zn _{1,36}) _{2,33} (As _{1,10} Sb _{2,94}) _{4,04} S _{12,87}
3	24,72	3,28	32,65	5,45	4,63	7,58	21,53	99,86	(Ag _{1,17} Cu _{8,58}) _{9,75} (Fe _{0,98} Zn _{1,39}) _{2,37} (As _{1,03} Sb _{2,96}) _{3,99} S _{12,88}
4	24,93	3,02	32,93	5,52	4,60	7,68	21,51	100,18	(Ag _{1,18} Cu _{8,62}) _{9,80} (Fe _{0,90} Zn _{1,40}) _{2,30} (As _{1,02} Sb _{2,94}) _{3,96} S _{12,93}
5	25,05	3,50	33,14	5,89	5,16	6,99	21,29	101,02	(Ag _{1,06} Cu _{8,58}) _{9,64} (Fe _{1,03} Zn _{1,48}) _{2,51} (As _{1,13} Sb _{2,87}) _{4,00} S _{12,84}
6	23,95	4,02	29,61	4,70	4,13	11,66	21,65	99,72	(Ag _{1,85} Cu _{7,96}) _{9,81} (Fe _{1,23} Zn _{1,23}) _{2,46} (As _{0,94} Sb _{3,04}) _{3,98} S _{12,76}
7	23,87	4,19	29,38	4,66	4,30	11,63	21,17	99,20	(Ag _{1,85} Cu _{7,93}) _{9,78} (Fe _{1,28} Zn _{1,22}) _{2,50} (As _{0,98} Sb _{2,98}) _{3,96} S _{12,76}
8	25,20	1,93	34,80	5,30	3,34	5,83	24,79	101,19	(Ag _{0,89} Cu _{9,07}) _{9,96} (Fe _{0,57} Zn _{1,34}) _{1,91} (As _{0,74} Sb _{3,37}) _{4,11} S _{13,01}
9	25,20	1,85	34,49	5,62	2,98	5,81	25,44	101,40	(Ag _{0,89} Cu _{8,99}) _{9,88} (Fe _{0,53} Zn _{1,42}) _{1,97} (As _{0,66} Sb _{3,46}) _{4,12} S _{13,02}
10	25,04	1,71	34,72	5,36	3,34	5,46	25,13	100,76	(Ag _{0,84} Cu _{9,10}) _{9,94} (Fe _{0,51} Zn _{1,37}) _{1,88} (As _{0,74} Sb _{3,44}) _{4,18} S _{13,01}
11	24,75	1,62	33,42	5,37	2,36	6,54	26,53	100,59	(Ag _{1,02} Cu _{8,87}) _{9,89} (Fe _{0,49} Zn _{1,38}) _{1,87} (As _{0,53} Sb _{3,68}) _{4,21} S _{13,02}
12	25,22	1,52	33,10	5,45	2,22	7,17	26,81	101,48	(Ag _{1,11} Cu _{8,71}) _{9,82} (Fe _{0,46} Zn _{1,39}) _{1,85} (As _{0,50} Sb _{3,68}) _{4,18} S _{13,15}
13	25,40	1,77	34,44	5,25	3,74	5,55	24,87	101,02	(Ag _{0,85} Cu _{8,97}) _{9,82} (Fe _{0,52} Zn _{1,33}) _{1,85} (As _{0,83} Sb _{3,38}) _{4,21} S _{13,11}
14	24,02	1,27	29,33	6,12	0,63	10,73	28,76	100,85	(Ag _{1,73} Cu _{8,01}) _{9,74} (Fe _{0,39} Zn _{1,62}) _{2,01} (As _{0,15} Sb _{4,10}) _{4,25} S _{13,00}
15	24,03	1,32	28,82	5,77	0,78	11,69	28,78	101,19	(Ag _{1,88} Cu _{7,88}) _{9,76} (Fe _{0,41} Zn _{1,53}) _{1,94} (As _{0,18} Sb _{4,10}) _{4,28} S _{13,01}

Примечание. Анализы 1–7 — тетраэдрит в пирите (образец № 1.2 с абсолютной отметки 1000 м), при анализе захватывалось железо последнего. Анализы 8–15 — тетраэдрит в сростаниях с халькопиритом и галенитом (образец № 1А.5 с абсолютной отметки 990 м).

(5,5–11,7 масс.%) (табл. 2). Тетраэдрит (рис. 7), находящийся в зернах пирита, отличается меньшим содержанием сурьмы (в среднем на 5 масс.%) и большим содержанием мышьяка (в среднем на 2 масс.%) и железа (в среднем на 2 масс.%). Это может быть связано с образованием тетраэдрита в мышьяковистых зонах пирита и захватом железа из пирита при проведении анализа.

Самородное золото-1 (рис. 6, в) наблюдается в виде включений и мономинеральных прожилков в пирите, а также цементирует зерна пирита. Размер зерен самородного золота-1 составляет от 5 до 100 мкм, редко до 1 мм. Самородное золото-2 (рис. 6, д) находится в прожилках совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом в виде изометричных выделений размером до 60 мкм, при этом тяготеет к галениту. Генерации золота различаются по пробности (табл. 3, рис. 8): первая генерация — высокопробная (пробность 600–870, с максимумом в интервале 780–820), вторая генерация — низкопробная (520–580, с максимумом в интервале 540–580). Изученные зерна самородного золота обеих генераций однородны по химическому составу.

Третья стадия представлена англезитом, ковеллином, гидрогематитом и лейкоксеном. Англезит развивается по галениту, ковеллин по халькопириту и сфалериту, гидрогематит по пириту и в виде пленок и примазок в кварце, а лейкоксен по титаниту.

Обсуждение результатов. На верхних и средних горизонтах (1000–846 м) кварцевой жилы Осино-

Таблица 3

Состав самородного золота (масс.%) жилы Осиновая по данным микрозондового анализа (представительные анализы)

Номер по порядку	Номер образца	Абсолютная отметка, м	Минерал	Ag	Au	Сумма
1	1.2	1000	Золото-1	39,79	60,44	100,23
2	2.2	975		18,51	81,72	100,23
3	3.3	957		19,85	80,52	100,37
4	3.3			13,77	86,33	100,10
5	7.4	811		22,09	78,44	100,53
6	7.4			29,11	71,92	101,02
7	7.4			26,00	74,03	100,03
8	7.5		Золото-2	43,26	56,35	99,60
9	7.5			46,77	52,74	99,50
10	7.5		Золото-1	33,26	66,24	99,51
11	7.5		Золото-2	45,39	54,39	99,78

вая преобладает пирит, а на нижних горизонтах (811–750 м) — пирротин, частично замещенный пиритом и марказитом. На верхних горизонтах присутствуют зональные метакристаллы пирита с содержанием мышьяка до 2,6 масс.%, а на средних и нижних горизонтах зональность в кристаллах пирита отсутствует. Сфалерит на верхних горизонтах практически не содержит железа (0,9–1,0 мол.% FeS), а на нижних горизонтах он устойчиво желе-

зистый (6,4–12,6 мол.% FeS). Такое распределение минеральных ассоциаций может контролироваться повышением фугитивности серы или снижением температуры в направлении от нижних горизонтов жилы к верхним [Vaughan, Craig, 1978]. На основании приведенных данных можно предположить наличие вертикальной минералогической зональности, для подтверждения и уточнения которой требуется дополнительное изучение минералогии руд и условий их образования на месторождении Кедровское.

Набор рудных минералов (пирит, пирротин, марказит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, самородное золото) и последовательность минералообразования на месторождении Кедровское типичны для орогенных месторождений золота. Установленный минеральный состав аналогичен таковому на месторождении Ирокинда, которое является эталонным месторождением Кедровско-Ирокиндинского рудного поля [Хрусталева, Хрусталева, 2006]. Сходную минералогию руд имеют крупнейшие эталонные орогенные месторождения золота, такие, как Ашанти (Гана) [Oberthür et al., 1997; Groves et al., 1998], Голден Майл (Австралия) [Shackleton et al., 2003; Goldfarb, Groves, 2015], Мурунтау (Узбекистан) [Drew et al., 1996; Groves et al., 1998] и Хоумстейк (США) [Noble, 1950; Goldfarb, Groves, 2015].

На перечисленных месторождениях доля сульфидов составляет 4–8%, преобладающий сульфид, как правило, представлен пиритом. На всех месторождениях (за исключением Голден Майл) упомянуто замещение пирротина марказитом. На месторождении Кедровское наблюдается замещение пирротина пиритом и марказитом с формированием совместных слоев, а на месторождении Ашанти встречаются их взаимные сростания, причем пирротин, марказит и пирит на месторождении Ашанти включены в одну стадию минералообразования [Oberthür et al., 1997].

На месторождении Кедровское в пирите отмечено содержание мышьяка до 2,6 масс.%, что также свойственно пириту месторождений Ашанти (до 5,5 масс.%) [Oberthür et al., 1997] и Голден Майл (до 3,2 масс.%) [Shackleton et al., 2003]. Минералы полиметаллической ассоциации формируются в пределах одной стадии минералообразования, что проиллюстрировано в работах [Oberthür et al., 1997; Shackleton et al., 2003; Хрусталева, Хрусталева, 2006]. На месторождении Кедровское содержание серебра в тетраэдрите варьирует от 5,5 до 11,7 масс.%, а на месторождении Ашанти [Oberthür et al., 1997] выделяются две генерации тетраэдрита с содержанием серебра до 3,2 и 12,5–21,7 масс.% соответственно.

Самородное золото часто встречается в виде двух генераций: ранней высокопробной, ассоциирующей с пиритом (на месторождении Ашанти с арсенопиритом), и более поздней низкопроб-

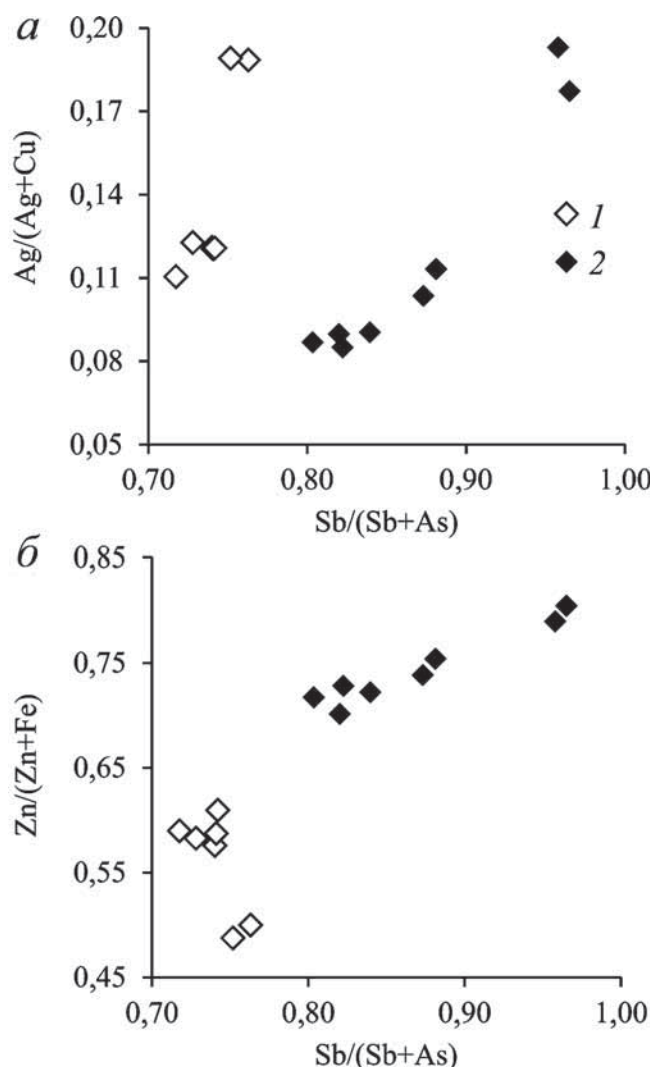


Рис. 7. Диаграммы Sb/(Sb+As)–Ag/(Ag+Cu) (а) и Sb/(Sb+As)–Zn/(Zn+Fe) (б) химического состава тетраэдрита рудной жилы Осиновой: 1 – тетраэдрит в пирите, 2 – тетраэдрит в сростаниях с халькопиритом и галенитом

ной, ассоциирующей с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Это отражается в присутствии двух максимумов пробности самородного золота (540–580) и (780–820) на месторождении Кедровское. Аналогичная особенность установлена в месторождениях Ирокинда (640–680) и (860–920) [Хрусталева, Хрусталева, 2006], Ашанти (730–954) и (910–990) [Oberthür et al., 1997], а также на уральских орогенных месторождениях золота (Мечниковское, Алтын-Таш, Ганеевское) [Belogub et al., 2017].

Установленные рудные минералы, особенности их состава и стадии минералообразования месторождения Кедровское схожи с таковыми на эталонных орогенных месторождениях золота, что позволяет с большой долей уверенности отнести месторождение Кедровское к орогенным.

Выводы. 1. На месторождении Кедровское выделены три стадии минералообразования: марказит-пирротин-пиритовая, золото-полисульфидная и гипергенная.

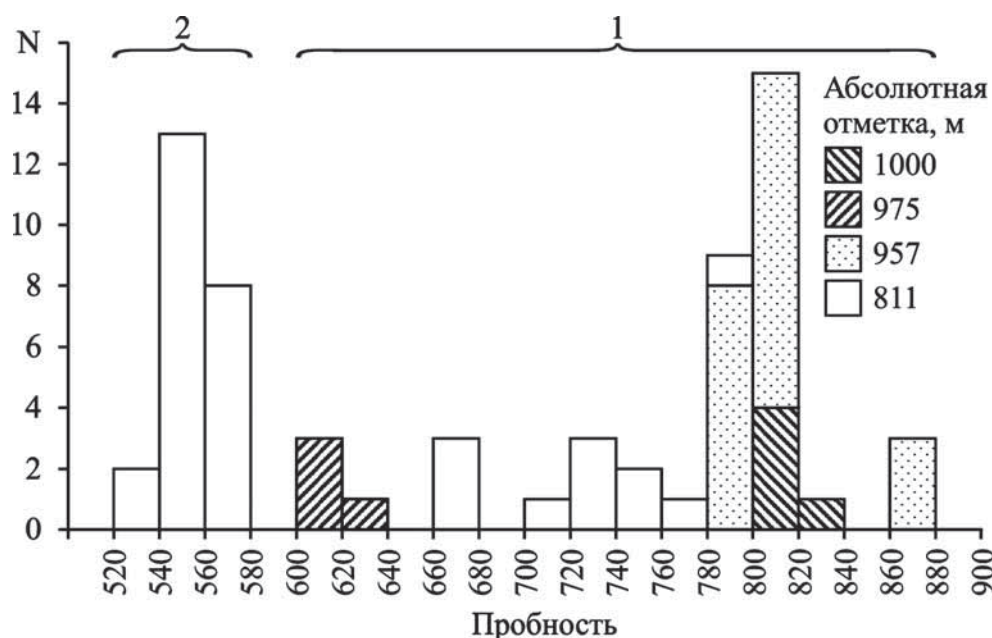


Рис. 8. Гистограмма пробности самородного золота ($n=65$) жилы Осиновая по горизонтам: 1 — первая генерация, 2 — вторая генерация

2. В пределах золото-полиметаллической стадии минералообразования установлены две генерации самородного золота: раннее высокопробное (пробность 600–870, преобладает 780–820), цементирующее пирит и находящееся в виде включений в пирите, а также позднее низкопробное (520–580, преобладает 540–580), приуроченное к сфалерит-халькопирит-галенитовым прожилкам в пирите.

3. Выявлены элементы вертикальной минералогической зональности, проявляющиеся в присутствии маложелезистого сфалерита (0,5–0,6 масс.% Fe) и мышьяковистого пирита (до 2,6 масс.% As) на верхних горизонтах жилы Осиновая, а также крупных агрегатов пирротина, частично замещенных

пиритом и марказитом, и железистого сфалерита (3,7–7,3 масс.% Fe) на нижних горизонтах.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам ООО «Теллур Северо-Восток» М.В. Морозову, В.О. Ильченко, Г.Г. Попову и Д.Г. Мизиряку, сотрудникам ООО «Артель Старателей Западная» Х.Х. Муратшину и А.А. Хромову за помощь при полевых работах и предоставленные материалы, а также С.П. Нилову за проведение компьютерной томографии. Авторы признательны Е.Ю. Аникиной, О.Ю. Плотинской (ИГЕМ РАН) и И.А. Бакшееву (МГУ имени М.В. Ломоносова) за конструктивную критику и ценные замечания при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Золоторудные месторождения России / Под ред. М.М. Константинова. М.: Акварель, 2010. 371 с.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // Докл. РАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.

Кучеренко И.В. Петрология гидротермального метасоматизма долеритов внутрирудных даек мезотермальных месторождений золота. Ч. 1. Кедровское месторождение (Северное Забайкалье) // Изв. Томского политех. ун-та. 2014. Т. 325, № 1. С. 155–165.

Попов Г.Г., Попов Б.Г., Мизиряк Д.Г. Кедровское золоторудное поле (геологическое строение и рудоносность) // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 80–87.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры восточно-забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

Хрусталева В.К., Хрусталева А.В. Особенности вещественного состава и прогнозная оценка золоторудных

метасоматитов Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во СО РАН ББК, 2006. 286 с.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 370 с.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на поздне-палеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 281–297.

Belogub E.V., Melekestseva I.Y., Novoselov K.A. et al. Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): a review // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 85. P. 247–270.

Drew L.J., Berger B.R., Kurbanov N.K. Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum Desert, Uzbekistan // Ore Geol. Rev. 1996. Vol. 11, N 4. P. 175–196.

Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Groves D.I. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits // Mineral. Deposita. 1995. Vol. 30, N 5. P. 408–410.

Goldfarb R.J., Baker T., Dube B. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Econ. Geol.* 2005. Vol. 100. P. 407–450.

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos.* 2015. Vol. 233. P. 2–26.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. Vol. 18, N 1. P. 1–75.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. Vol. 13, N 1. P. 7–27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. et al. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98, N 1. P. 1–29.

Noble J.A. Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1950. Vol. 61, N 3. P. 221–252.

Oberthür T., Weiser T., Amanor J.A., Chrysosoulis S.L. Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications // *Mineral. Deposita.* 1997. Vol. 32, N 1. P. 2–15.

Shackleton J.M., Spry P.G., Bateman R. Telluride mineralogy of the golden mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // *Canad. Mineral.* 2003. Vol. 41, N 6. P. 1503–1524.

Vaughan D.J., Craig J.R. Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1978. 512 p.

Zapadnaya gold mining limited 2011. URL: <http://www.zapadnaya.ru/qa/kedrovka.html> (accessed: 10.03.2017).

Поступила в редакцию
01.02.2017

УДК 552.111; 550.32; 553.216

Я.О. Алферьева¹, Т.И. Щекина², Е.Н. Граменицкий³**ПРЕДЕЛЬНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ФТОРА И ВОДЫ В ГРАНИТНЫХ
ВЫСОКО ЭВОЛЮЦИОНИРОВАННЫХ РАСПЛАВАХ⁴**

Проведена оценка содержания воды в кислом алюмосиликатном и равновесном солевом алюмофторидном расплавах. Растворимость воды в силикатном расплаве достигает 7–8 мас.%, в алюмофторидном расплаве 15–19 мас.%. Максимальная концентрация фтора в алюмосиликатном расплаве возрастает с увеличением содержания воды в системе.

Ключевые слова: высоко дифференцированные гранитные расплавы, фтористые гранитные системы, силикатно-солевая жидкостная несмесимость, содержание воды.

The water contents in silica and salt alumina-fluoride melts are estimated. Solubility of water in silica melt increases up to 7–8 wt.%, in alumina-fluoride salt melt up to 15–19 wt.%. Solubility of alumina-fluoride salt melt (brine) increases with increasing concentration of water in the model granite system.

Key words: highly evolved granite, fluorine granite, melt immiscibility, water content.

Введение. Роль высоко эволюционированных, богатых солевыми компонентами магматических расплавов в процессах формирования эндогенных месторождений редких металлов — актуальная проблема современной геологии. В связи с этим возникает необходимость качественной и количественной характеристики физико-химических равновесий в высокофтористых магматических системах. На эти равновесия существенно влияют температура, давление водного флюида и его концентрация в расплавах.

Представителями таких систем в природе являются дифференцированные гранитные комплексы, в заключительных фазах которых отмечено повышенное относительно кларкового содержание многих некогерентных редких элементов.

Основные объекты изучения — топазсодержащие граниты и онгониты, а также криолитсодержащие граниты. Среди силикатов этих пород присутствуют минералы с высоким содержанием фтора: слюды, амфиболы и, конечно, топаз. Повышенная концентрация фтора характерна и для расплавных включений в минералах пород. При этом валовое содержание фтора в породах может не превышать кларковые значения и не служит диагностическим признаком высокофтористых систем. Как правило, всем породам, образованным из богатых фтором магм и содержащим фториды, сопутствует та или иная редкометальная минерализация.

Накопление фтора на заключительных стадиях магматического этапа может приводить к образованию солевых фторидных расплавов. Именно

эти расплавы, образовавшиеся в результате силикатно-солевой жидкостной несмесимости, некоторые исследователи рассматривают в качестве наиболее реальных фаз-концентраторов многих редких металлов. Солевой расплав может исполнять функции переносчика и концентратора рудогенных элементов уже на магматической стадии формирования массивов [Граменицкий, Щекина, 1993; Граменицкий и др., 2005; 2008; Девятова и др. 2007; Алферьева и др., 2011; Щекина и др., 2013].

По данным разных авторов, содержание фтора в валовом составе высоко эволюционированных гранитов меняется от долей массовых процентов до 1–2 масс.%. Однако эти цифры не отражают реальное количество фтора в расплаве в процессе кристаллизации. Изучение расплавных включений в минералах пород дает наиболее близкие данные к действительному содержанию фтора в расплаве. Концентрация фтора в расплавах из включений минералов литий-фтористых гранитов редко бывает меньше 1 масс.%. Для разных массивов существует широкий разброс состава расплавных включений. В работе Р. Томаса [Thomas et al., 2005] приведен состав 60 включений в кварце пород провинции Цинвальд. Содержание фтора в гомогенизированных силикатных расплавах включений изменяется от 1,9 до 6,4 масс.%. Эти цифры существенно превышают концентрацию фтора в валовом составе кристаллического вещества пород, которая не выше 0,93 масс.%.

В литий-фтористых гранитах Орловского месторождения содержание фтора по данным

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: YanaAlf@ya.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: t-shchekina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, гл. науч. с., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: engramen@geol.msu.ru

⁴ Лабораторные исследования поддержаны грантом РФФИ (проект № 16-05-00859).

изучения состава расплавных включений в кварце и топазе пород достигает 6,7 масс.% [Рейф, 2009]. При этом средняя концентрация фтора в валовом составе пород не превышает 1,1 масс.% [Сырицо, 2002; Баданина и др., 2010]. Максимальное обнаруженное в литературе количество фтора — 8,9 масс.%, оно установлено в расплавных включениях в кварце гранитов Крушны горы [Thomas, Klemm, 1997]. При таком высоком содержании фтора в гранитном расплаве неизбежно достижение концентрации насыщения по одной из богатых фтором фаз. В качестве таких фаз по данным экспериментального изучения гаплогранитной системы с фтором [Граменицкий и др., 2005] в зависимости от состава силикатного расплава L образуются топаз, криолит, виллиомит и алюмофторидный расплав.

Появление топаза характерно для кварцнормативных сильноплюмазитовых расплавов, виллиомита — для резко агпаитовых. Криолит (или его калий- и литийсодержащие аналоги) и алюмофторидный расплав формируются в равновесии с близнормальными, умеренно плюмазитовыми и умеренно агпаитовыми силикатными расплавами. Из экспериментальных данных известно, что отделение солевого алюмофторидного расплава LF при температуре 800 °C и давлении 100 МПа возможно уже при содержании 5–6 масс.% фтора в силикатном расплаве [Граменицкий и др. 2005]. При дальнейшем понижении температуры концентрация фтора, необходимая для возникновения жидкостной несмесимости, быстро уменьшается.

Продукты закалки алюмофторидного расплава, как правило, формируют округлые выделения (глобули) с вариациями размера поперечного сечения от 5 мкм до 2 мм [Граменицкий и др., 2005], в некоторых случаях образуют сплошной слой, расположенный в верхней части ампулы, который часто несет следы слияния капель расплава.

Добавление фтора в модельную гранитную систему приводит к увеличению растворимости воды в расплаве. По данным Ф. Хольтца и др. [Holtz et al., 2001], С.В. Бернема [Burnham, 1975], растворимость воды в кварцнормативном силикатном расплаве без фтора составляет 3–4 масс.%. Она возрастает на 0,5–0,8 масс.% на каждый добавленный процент фтора [Holtz et al., 1993; Webster et al., 1998]. Эксперименты, проведенные Ф. Хольтцем, характеризуются условиями насыщения водой и содержанием фтора до 5 масс.%. Полученный алюмосиликатный расплав в этом случае не насыщен по высокофтористым фазам.

Исходя из всего вышесказанного можно сформулировать цель работы: экспериментальное определение растворимости солевого алюмофторидного расплава в гаплогранитном силикатном расплаве при $T=800$ °C, $P=100$ МПа и разном исходном количестве воды в системе; определение содержания воды в силикатном расплаве богатой

фтором гаплогранитной системы, а также расчет возможного содержания воды в равновесном алюмофторидном расплаве.

Методика экспериментального моделирования и аналитического изучения результатов. Исходные составы задавали исходя из определенных ранее фазовых отношений таким образом, чтобы при параметрах эксперимента воспроизвести равновесие алюмосиликатного и алюмофторидного расплавов в богатых водой условиях. Состав силикатного расплава изменялся от кварцнормативного гранитного до сиенитового при преобладании глинозема над щелочами. Исходное содержание воды составляло 4 и 10% от массы сухой навески.

Опыты проводили в платиновых ампулах закалочным методом на установке высокого давления на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на гидротермальной установке высокого давления с внешним нагревом и холодным затвором. Длина ампул составляла 15–25 мм; внешний диаметр 3,0 мм; толщина стенок 0,1 мм. Опыты проводили при температуре 800 °C и давлении 100 МПа. Точность поддержания давления составляла ± 3 МПа, температуры — ± 5 °C. Для каждой ампулы выполнен контроль массы до и после проведения опыта. Эксперимент признавался удачным, если расхождение массы не превышало 0,001 г.

В качестве исходных веществ для опытов использовали реактивы SiO_2 , NaAlO_2 , AlF_3 , NaF , LiF , гелевую смесь Al_2SiO_5 , дистиллированную воду.

Изучение структурных взаимоотношений и определение химического состава экспериментальных стекол проведено в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием энергодисперсионного микроанализатора на базе растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV», (спектрометр «INCA-Energy 350»).

Для минимизации статистической погрешности измерения концентрации легких элементов была проведена методическая работа по оптимизации профилей анализируемых элементов. Осуществлялась калибровка с использованием эталонов природных минералов — хиолита ($\text{Na}_5\text{Al}_3\text{Si}_{14}$), криолита (Na_3AlF_6), криолитионита ($\text{Na}_3\text{Al}_2\text{Li}_3\text{F}_{12}$), MgF_2 , полевых шпатов. Ускоряющее напряжение при этом составляло 10 кВ при токе 0,7 нА. По полученной методике приборная погрешность при измерении фтора составила $\pm 1\%$ от концентрации элемента.

Для изучения распределения воды между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами использованы образцы, содержащие алюмосиликатное стекло без следов закалочных фаз и вскипания в процессе закалки. Измерение содержания воды в глобулах продуктов закалки алюмофторидного расплава не имеет смысла, так

как они состоят исключительно из закалочных фторидных фаз, и в них полностью отсутствуют следы стекла алюмофторидного расплава. Флюидную фазу не исследовали.

Содержание воды в алюмосиликатных стеклах определяли в центре геологических исследований г. Потсдам (Германия) методом рамановской спектроскопии. Рамановские спектры записывались при помощи спектрометра «Jobin-Yvon LabRam HR800», оснащенного оптическим микроскопом «Olimpus» с длиннофокусным объективом «LMPlanFI 100x». Излучение создавалось Ar⁺ лазером с длиной волн 514 и 488 нм. Каждый спектр снимали 11 раз, с продолжительностью накопления не менее 20 с. В качестве опорного стандарта использовалось стекло с известным содержанием воды 8,06 масс.%. Расчет количества воды в стеклах проводил докт. Р. Томас по методу, описанному в работах [Thomas et al., 2000; Thomas, Davidson, 2006].

Результаты экспериментального моделирования.

Продукты опытов. Полученные образцы состоят из алюмосиликатного стекла, продуктов закалки алюмофторидного расплава, иногда кварца и литийсодержащей разновидности криолита — симмонсита (табл. 1, 2).

Алюмосиликатное стекло, представляющее собой продукт закалки алюмосиликатного расплава *L*, является фазой, которая занимает значительный объем образца и содержит все остальные фазы. Условия экспериментов относятся к ликвидусной части системы. Все полученные стекла высокоглиноземистые (табл. 1).

Алюмофторидный расплав *LF* представлен агрегатом закалочных кристаллов (рис. 1). Среди них наиболее распространены криолит (Na_3AlF_6), симмонсит ($\text{Na}_2\text{LiAlF}_6$), криолитионит ($\text{Na}_3\text{Li}_3\text{Al}_2\text{F}_{12}$). В экспериментах с калием присутствуют калиевые аналоги этих минералов. В меньшей степени распространены грайсит (LiF), хиолит ($\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{10}$) и др. Валовой состав всей смеси закалочных фаз наиболее близок к криолитиониту, отличаясь небольшим (до 2%) содержанием кремнезема и кислорода.

Литийсодержащий аналог криолита симмонсит в продуктах опытов обычно представлен округлыми кристаллами. Размер кристаллов в разных экспериментах варьирует от 50 до 500 мкм (рис. 2). Края кристаллов иногда имеют резкие ровные границы, иногда приобретают неровные очертания, похожие на резорбированные (рис. 2, б). В редких случаях кристаллы имеют прямолинейные грани (рис. 2, а). Кристаллы характеризуются однородным внутренним строением и выдержанными атомными соотношениями Na:Al:F, соответствующими стехиометрии симмонсита.

Содержание воды. Полученные значения содержания воды в алюмосиликатном стекле приведены в табл. 1.

Серии экспериментов на диаграмме $\text{C}_F^L - \text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^L$ (рис. 3) образуют две группы точек. Одна, характеризующая составы силикатных стекол с исходным 10%-ным содержанием воды в системе, лежит немного ниже продолжения тренда, полученного в работе Ф. Хольтца [Holtz et al., 1993]. Не исключено, что в этих опытах при параметрах

Таблица 1

Нормированный на 100% состав силикатных стекол (масс.%) образцов и содержание в них воды по данным рамановской спектроскопии (*)

Номер образца	Исходная H_2O	Фазовый состав	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	F	$\text{O}=2\text{F}$	Измеренная H_2O^*
W4F9	4	<i>L, LF</i>	72,16	18,67	3,08	0,21	10,15	4,27	3,2
W4F10	4	<i>L, LF</i>	64,50	16,42	0,11	12,93	10,44	4,39	4
W4F9-2	4	<i>L, LF</i>	72,42	18,77	2,86	0,18	9,95	4,19	3,95
W10F10	10	<i>L, LF, ±fl</i>	73,12	13,10	6,85	0,56	11,00	4,63	5,8
W10F12	10	<i>L, LF, Cry, Qtz, ±fl</i>	71,24	14,52	6,09	0,62	13,00	5,47	6
W10F14	10	<i>L, LF, ±fl</i>	57,34	20,58	12,53	0,42	15,77	6,64	7,4

Таблица 2

Микронзондовый анализ валового состава продуктов закалки алюмофторидного расплава (масс.%)

Номер образца	Si	Al	Na	K	Ca	F	O	Всего	H_2O
W4F9	0,11	8,52	11,99	0,01	0,30	82,42	—	80,6	8,7
W4F10	0,12	7,66	0,22	8,30	0,22	77,16	—	70,0	8,9
W4F9-2	0,08	8,20	11,87	0,00	0,32	77,34	—	76,9	9,5
W10F12	1,50	12,11	17,93	0,14	0,34	57,35	2,44	93,2	15,0
W10F14	1,27	11,25	16,82	0,13	0,21	53,66	3,70	90,5	18,5

Примечания. Прочерк — нет данных. Содержание воды расчетное.

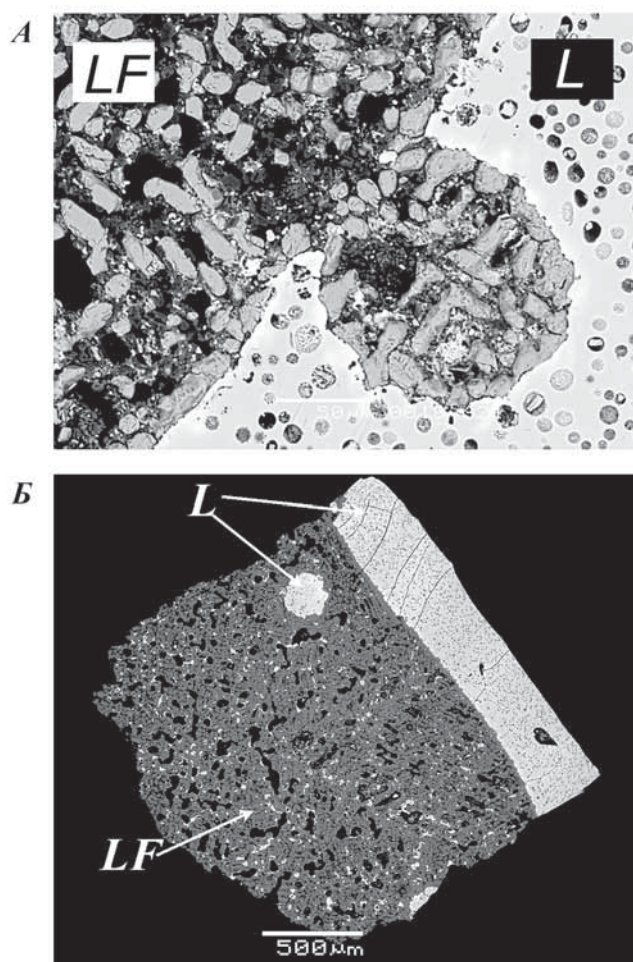


Рис. 1. Продукты закалки алюмофторидного расплава (LF) и алюмосиликатное стекло (L) с порами и кристаллическими фазами закалочного происхождения: А — слияние капли фторидного расплава с более крупным глобулем, Б — округлое включение алюмосиликатного стекла в продуктах закалки алюмофторидного расплава

эксперимента было достигнуто насыщение по водному флюиду и реализовалось следующее равновесие: алюмосиликатный (L) и алюмофторидный (LF) расплавы и флюид (fl).

Вторая группа экспериментов с исходным содержанием воды 4% лежит существенно ниже тренда, полученного в работе Ф. Хольтца. Для этой группы не выявлена корреляция между содержанием воды и фтора в алюмосиликатном стекле. По всей видимости, небольшое количество воды не позволило обособиться флюиду в собственную фазу, и вся имеющаяся в ампуле вода была растворена в силикатном и солевом расплавах.

С учетом двухфазного равновесия (L–LF) для этих трех опытов можно, используя метод баланса масс, примерно оценить содержание воды в алюмофторидном расплаве в условиях эксперимента. Для этого на основании известного исходного и измеренного количества Si, Al и других элементов надо рассчитать массу силикатного и алюмофторидного расплавов. Зная исходное количество воды и ее концентрацию в силикатном расплаве и

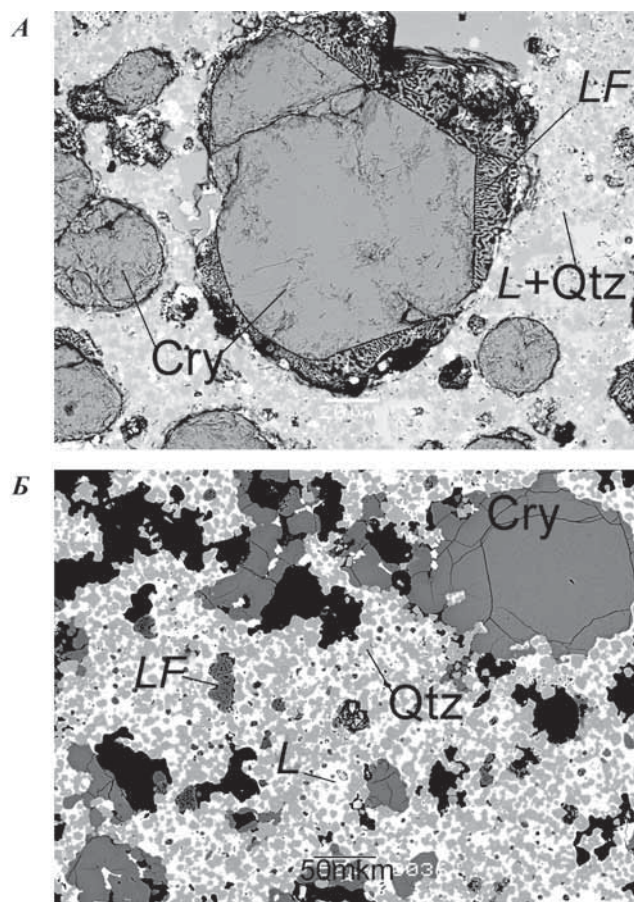


Рис. 2. Кристаллы литийсодержащего аналога криолита (симмонсита) различной формы: Cry — литийсодержащий аналог криолита, Qtz — кварц, LF — продукты закалки алюмофторидного расплава

с учетом отсутствия равновесной флюидной фазы, легко найти содержание воды в алюмофторидном расплаве.

В табл. 2 приведены значения расчетного содержания воды в LF. На основании этих данных можно получить значения коэффициента разделения (K_p) воды между двумя расплавами $K_p = C_{H_2O}^L / C_{H_2O}^{LF}$. Для экспериментов W4F9, W4F10 и W4F9-2 полученные значения K_p существенно меньше 1 и равны 0,37; 0,45 и 0,42 соответственно, что свидетельствует о значительном концентрировании воды алюмофторидным расплавом.

Если допустить, что коэффициент разделения практически не зависит от количества воды и состава расплава, и принять среднее значение K_{pH_2O} равным 0,41, то можно рассчитать примерное содержание воды в алюмофторидном расплаве для оставшихся трех экспериментов, где, возможно, реализовывалось трехфазовое равновесие L–LF–fl. В результате таких расчетов получено, что концентрация воды в алюмофторидном расплаве в экспериментах W10F10, W10F12, W10F14 составляет приблизительно 15–19 масс. %.

На рис. 4 и в табл. 1 и 2 показано относительное изменение содержания кремния, фтора

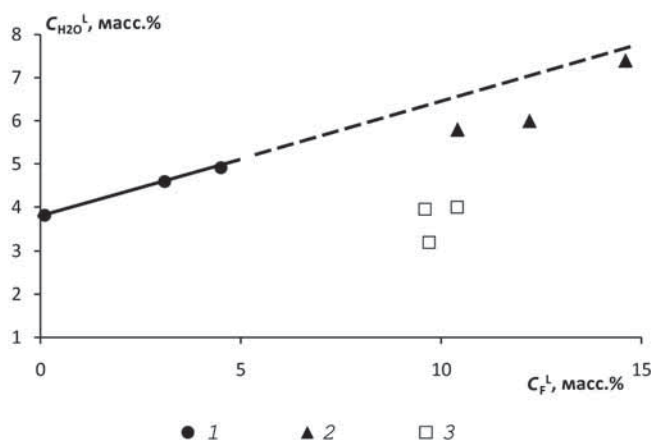


Рис. 3. Зависимость содержания воды от количества фтора в алюмосиликатном расплаве: 1 — в гаплогранитной водонасыщенной системе с низким содержанием фтора при $T=850\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=100\text{ МПа}$ по данным [Holtz et al., 1993]; 2, 3 — в системе, насыщенной по алюмофторидному расплаву (2 — при исходном количестве воды 10 масс.%, 3 — при исходном количестве воды 4 масс.%)

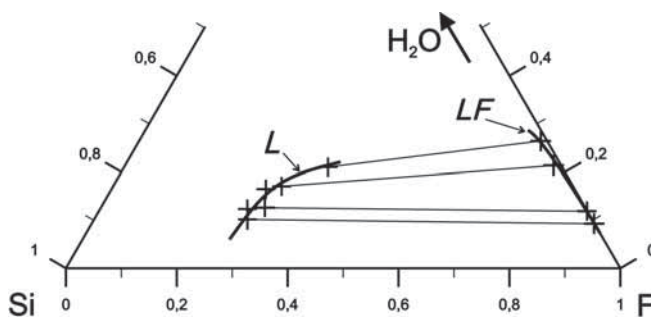


Рис. 4. Соотношение содержания Si, F и воды (ат.% от их суммы) в алюмосиликатных стеклах и продуктах закалки алюмофторидного расплава (содержание воды в LF расчетное)

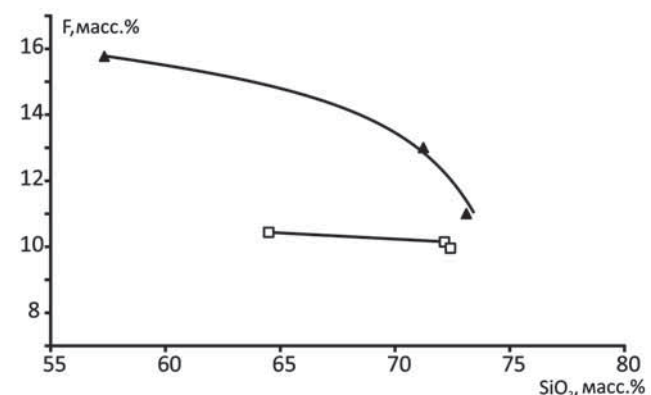


Рис. 5. Зависимость предельного содержания фтора в экспериментальных стеклах от количества кремнезема в системах с разной исходной концентрацией воды. Условные обозначения см. на рис. 3

и воды в силикатном стекле и продуктах закалки алюмофторидного расплава. Увеличение количества воды в силикатном расплаве, равновесном с алюмофторидным, приводит к росту предельного содержания фтора и, соответственно, к повышению растворимости алюмофторидного расплава.

Обсуждение результатов. Увеличение растворимости воды в алюмосиликатном расплаве с увеличением содержания в нем фтора отмечено в ряде работ [Koster van Groos, Wyllie, 1968; Holtz et al., 1993]. Показано, что добавление фтора к расплаву приводит к переходу части Al из четверной в шестерную координацию и к формированию в алюмосиликатном расплаве комплексов AlF_6^{3-} [Manning et al., 1980; Mysen, Virgo, 1985; Shaller et al., 1992]. По-видимому, в алюмофторидных расплавах эти же комплексы выполняют роль сеткообразователей.

В работе [Граменицкий и др., 2005] отмечена зависимость растворимости высокофтористых фаз от состава равновесного силикатного расплава. С ростом кремнекислотности расплава от нефелин- до кварцнормативного предельное содержание фтора в нем уменьшалось от 13–18 до 3–5 мас.%. Полученный нами тренд зависимости максимального содержания фтора в силикатном стекле от количества кремния (рис. 5) в общих чертах повторяет тренд, полученный ранее [Граменицкий и др. 2005]. Однако, как показано на рис. 5, на растворимость фторидных фаз также влияет количество воды в системе. Расплавы в опытах с исходным содержанием воды 4 масс.% насыщены по алюмофторидному расплаву при содержании фтора около 10 масс.%. При увеличении количества воды предельная концентрация фтора в силикатном расплаве при близком количестве кремнезема может возрасть до 12–14 масс.%.

Предельное содержание фтора, необходимое для формирования высокофтористых фаз в сухих условиях, по-видимому, будет несколько меньше, чем в условиях, богатых водой.

Согласно данным [Baker, Alletti, 2012], важный фактор, влияющий на растворимость воды в силикатном расплаве, — давление. Давление 100 МПа соответствует растворимости 4–5 масс.% воды в кислом силикатном расплаве. В кислом расплаве растворяется 6 масс.% воды при давлении 200 МПа [Baker, Alletti, 2012]. Присутствие в системе фтора значительно влияет на полученные данные. В насыщенных алюмофторидами условиях кислый силикатный расплав с содержанием 6 масс.% воды может образовываться даже при относительно низком давлении (100 МПа) и температуре 800 $^{\circ}\text{C}$.

Увеличение содержания фтора в силикатном расплаве в результате процесса кристаллизационной дифференциации лимитировано появлением богатых фтором фаз. Вплоть до образования таких высокофтористых фаз происходит его накопление как некогерентного компонента и, следовательно, вплоть до этого момента возможно увеличение содержания воды, связанное с фтором.

Образование алюмофторидного расплава в качестве высокофтористой фазы на заключительных этапах магматической кристаллизации обусловлено составом силикатного расплава [Граменицкий и

др., 2005]. Такой алюмофторидный расплав может формироваться в равновесии как с апгаитными, так и с умеренноплюмазовыми силикатными расплавами. В раскристаллизованном состоянии он легко подвергается выветриванию, поэтому в литературе содержатся только единичные упоминания о его находках [Перетяжко, Савина, 2010] и описаны косвенные признаки его возможного присутствия в породе [Граменицкий, 1986; Граменицкий и др., 1998; Сырицо, 2002; Шекина и др., 2013; Thomas et al., 2000].

Полученные данные о содержании воды в алюмосиликатных стеклах, сосуществующих с продуктами закалки алюмофторидного расплава, и оценка концентрации воды в алюмофторидном расплаве в условиях эксперимента показывают, что солевой алюмофторидный расплав в водосодержащей гранитной системе может быть приблизительно в 2 раза богаче водой, чем равновесный ему алюмосиликатный расплав. Можно предполагать его большую мобильность в магматических системах и дополнительную способность к растворению и переносу ряда рудных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Экспериментальное изучение фазовых отношений в литийсодержащей богатой фтором гаплогранитной и нефелин-сиенитовой системе // Геохимия. 2011. № 7. С. 713–728.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 139–167.
- Граменицкий Е.Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 3–7.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Фазовые отношения в ликвидусной части гранитной системы с фтором // Геохимия. 1993. № 6. С. 821–840.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Алферьева Я.О., Зубков Е.С. Распределение элементов I и II групп между ликвидусными фазами насыщенной фтором системы Si–Al–Na–K–Li–H–O // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 26–32.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М: ГЕОС, 2005. 186 с.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Ключарева С.М. Редкометалльные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 1. С. 41–49.
- Девятова В.Н., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Фазовые отношения во фторсодержащих и гранитной системах при 800 °С и 1 кб // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 21–36.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1423–1442.
- Выводы.** 1. Увеличение содержания воды в гаплогранитной магматической системе приводит к повышению предельных значений содержания фтора в силикатном расплаве и увеличению растворимости солевого алюмофторидного расплава.
2. Количество воды в алюмосиликатном расплаве в условиях равновесия его с фторидными фазами (алюмофторидным расплавом) в модельной гранитной системе при 800 °С и 100 МПа может достигать 7,4 масс.% при содержании фтора в расплаве 14,6 масс.%.
3. Содержание воды в солевом алюмофторидном расплаве достигает 15–19 масс.%, что приблизительно в 2 раза больше, чем в алюмосиликатном расплаве.
- Благодарности.** Аналитическая часть работы выполнена в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием электронно-зондового микроанализатора «Jeol JSM-6480LV». Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории Н.Г. Зиновьевой, Н.Н. Коротаевой, Е.В. Гусевой и В.О. Япаскурту.
- Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным): Избр. науч. тр. / Под ред. А.А. Кременецкого. М.: ИМГРЭ, 2009. 497 с.
- Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного оруденения. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. 360 с.
- Шекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21, № 5. С. 499–516.
- Baker D.R., Alletti M. Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models // Earth. Sci. Rev. 2012. Vol. 114. P. 298–324.
- Burnham C.W. Water and magmas; a mixing model // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39, N 8. P. 1077–1084.
- Dolejs D., Baker D.R. Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}$ to 100 MPa: II. Differentiation paths of silicic magmas at hydrous conditions // J. Petrol. 2007. Vol. 48, N 4. P. 807–828.
- Holtz F., Dingwell D.B., Behrens H. Effects of F, B_2O_3 and P_2O_5 on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 113, N 4. P. 492–501.
- Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos. 2001. Vol. 56, N 1. P. 1–14.
- Koster van Groos., Wyllie P.J. Melting Relationships in the System $NaAlSi_3O_8-NaF-H_2O$ to 4 Kilobars Pressure // J. Geol. 1968. Vol. 76, N 1. P. 50–70.
- Manning D.A.C., Hamilton D.L., Henderson C.M.B., Dempsey M.J. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 75. P. 257–262.

Mysen B.O., Virgo D. Structure and properties of fluorine-bearing aluminosilicate melts: the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{F}$ at 1 atm // *Contrib. Miner. Petrol.* 1985. Vol. 91, N 3. P. 205–220.

Schaller T., Dingwell D.B., Keppler H. et al. Fluorine in silicate glasses: a multinuclear nuclear magnetic resonance study // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1992. Vol. 56. P. 701–707.

Thomas R. Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy // *Amer. Mineral.* 2000. Vol. 85. P. 868–872.

Thomas R., Davidson P. Progress in the determination of water in glasses and melt inclusions with Raman spectroscopy: A short review // *Z. Geol. Wiss Berlin.* 2006. Vol. 34. P. 159–163.

Thomas R., Foerster H.J., Rickers K., Webster J.D. Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and

hydrothermal fluids during differentiation of highly-evolved tin-granite magmas: a melt/fluid inclusion study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. Vol. 148. P. 582–601.

Thomas R., Klemm W. Microthermometric study of silicate melt inclusions in Variscan granites from SE Germany: volatile contents and entrapment conditions // *J. Petrology.* 1997. Vol. 38. P. 1763–1765.

Thomas R., Webster J.D., Heinrich W. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 394–401.

Webster J.D., Rebbert C.R. Experimental investigation of H_2O and Cl — solubilities in F-enriched silicate liquids; implications for volatile saturation of topaz rhyolite magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 132, N 2. P. 198–207.

Поступила в редакцию
27.10.2017

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОШУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 12.05.2018. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. ??. Тираж экз.

Изд. № 10 969. 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”)