

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 3 • 2019 • МАЙ–ИЮНЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом?	3
Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы	13
Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И. Новые данные об океаническом бескислородном событии (OAF2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым)	21
Алексеев А.С., Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Зеркаль О.В., Ростовцева Ю.И. Погребенный оползневой блок в разрезе среднеюрских отложений на территории Москвы	28
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В., Гаврилов А.Е. Эпигенетические изменения кислых вулканитов кровли доюрского комплекса в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты	35
Юрченко А.Ю., Потапова А.С., Бумагина В.А., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Балущкина Н.С., Калмыков Г.А., Хотылев О.В. Морфологическая и литогенетическая типизация карбонатных пород абалакско-баженовского комплекса	44
Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Армолколитсодержащие островодужные плагиоцерцолиты и оливиновые габбро-норит-долериты района Балаклавы, Крым	51
Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Зиновьева Н.Г. Вариации содержания Ta и Nb в плюмазитовом гаплогранитном высокофтористом расплаве в связи с изменением ассоциации ликвидусных фаз	61
Конышев А.А., Алферьева Я.О., Аносова М.О., Русак А.А., Корепанов Я.И. Состав слюд гранитов Салминского батолита как индикатор формирования Nb-Ta минерализации	69
Поздняков С.П., Гриневский С.О., Дедюлина Е.А., Самарцев В.Н. Модельный анализ наблюдаемых и прогнозных климатических изменений инфильтрационного питания подземных вод в бассейне малой реки	78
Куликов В.А., Аношина С.А., Бобачев А.А., Соловьева А.В., Турчков А.М., Яковлев А.Г. Комплексные геофизические исследования озового тела в Калужской области	87

Краткие сообщения

Лебедев А.Л., Авилина И.В. Экспериментальные исследования кинетики растворения гипсоангидритов в воде	93
---	----

CONTENTS

Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. The short-term forecast of earthquakes: reality, scientific perspective or the project-phantom?	3
Panina L.V., Zaitsev V.A. Basement influence on formation of the East European platform latest structure	13
Latypova M.R., Kopaevich L.F., Kalmykov A.G., Nikishin A.M., Bordunov S.I. New data on the Ocean Anoxic Event 2 near the Cenomanian-Turonian boundary in the Biyuk-Karasu river sequence (Central part of Mountain Crimea)	21
Alekseev A.S., Gabdullin R.R., Samarin E.N., Zerkal O.V., Rostovtsteva Yu.I. A buried landslide block in the section of Middle Jurassic deposits in Moscow region .	28
Krasnova A.V., Rostovtseva Yu.V., Gavrilov A.E. Epigenetic changes of acidic volcanites from the top of the Western Siberia Pre-Jurassic complex	35
Yurchenko A.Yu., Potapova A.S., Bumagina V.A., Vilesov A.P., Chertina K.N., Balushkina N.S., Kalmykov G.A., Khotylev O.V. Morphologic and litogenetic typing of carbonat rocks of the Abalak-Bazhenov complex	44
Spiridonov E.M., Semikolennykh E.S., Lysenko V.I., Filimonov S.V., Korotayeva N.N., Krivitskaya N.N. Armalcolite-bearing island arc plagioclherzolites and olivine gabbro-norite-dolerites of the area of Balaklava, Crimea	51
Alferyeva Ya.O., Gramenitskiy E.N., Shchekina T.I., Zinovyeva N.G. Variations of Ta and Nb contents in peraluminous granite high-fluorine melt in connection with association of liquidus phases	61
Konyshov A.A., Alferyeva Ya.O., Anosova M.O., Rusak A.A., Korepanov Y.I. Mica composition of Salmi batholith granites as an indicator of forming Nb-Ta mineralization	69
Pozdniakov S.P., Grinevsky S.O., Dediulina E.A., Samartsev V.N. Model analysis of observed and predicted climate changes of groundwater recharge in the basin of a small river	78
Kulikov V.A., Anoshina S.A., Bobachev A.A., Solovieva A.V., Turchkov A.M., Yakovlev A.G. Complex geophysical studies of the asar body in the Kaluga region . .	87
<i>Brief communications</i>	
Lebedev A.L., Avilina I.V. Kinetics of hypso anhydrites dissolution in water. Experimental studies	93

УДК 550.343

Н.В. Короновский¹, В.С. Захаров², А.А. Наймарк³**КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ:
РЕАЛЬНОСТЬ, НАУЧНАЯ ПЕРСПЕКТИВА ИЛИ ПРОЕКТ-ФАНТОМ?***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Проанализированы современное состояние, результаты и возможные перспективы краткосрочного прогнозирования сильных землетрясений. На примерах конкретных исследований показано, что такая прогнозируемость с требуемой полнотой, точностью и надежностью не реализована и не ожидаема в будущем. Это фундаментальное следствие нелинейности сейсмогеодинамических систем, функционирующих детерминированно-хаотически во фрактальной геосреде. Эффективность прогнозирования — отношение числа успешно предсказанных землетрясений к числу зарегистрированных на некоторой определенной площади — не выше нескольких процентов. Нередкие сообщения о якобы достигнутой почти 100%-ной эффективной краткосрочной прогнозируемости опровергаются как отсутствием соответствующих надежных методик, так и неуклонным пополнением перечня все новых непредсказанных сейсмокатастроф.

Ключевые слова: сильные землетрясения, краткосрочный прогноз, эффективность прогнозирования, нелинейная геосистема, фрактальная геосреда, динамический хаос.

The modern conditions, the received results and possible prospects of short-term forecasting of strong earthquakes are analysed. On examples of concrete researches it is shown, that such forecast with a required detail, accuracy and reliability is not carried, and is not expected in the future. It is fundamental consequence of nonlinearity of the seismic geodynamic systems functioning deterministically-chaotically in the fractal geologic medium. Effectiveness of forecasting in the form of attitude of number of successfully predicted earthquakes to number of registered ones on some certain area is not above several percent. Frequent messages about ostensibly reached almost 100%-s' of effective short-term forecasting are denied by absence of adequate reliable methods, and by steady extension of the list of the not predicted seismic catastrophes.

Key words: strong earthquakes, the short-term forecast, a forecasting effectiveness, nonlinear geosystem, fractal geomedium, dynamic chaos.

Введение. С каждым годом происходит все более впечатляющее число только сильнейших непредсказанных землетрясений (более 50 в 2016–2018 гг.), например: Аляска, М7,1; Камчатка, М7,0; вблизи о. Суматра, М7,8; Япония, М7,3; Эквадор, М7,8; Новая Зеландия, М7,9; Япония, М7,4; Китай, М7,0; Мексика, М8,2; 7,1; Иран, М7,3; Перу, М7,3; Аляска, М8,0; Мексика, М7,2; Папуа-Новая Гвинея, М7,2; Индонезия, М7,0; Венесуэла, М7,3; Фиджи, М8,2; 8,1, и др., это очевидное отрицание реальности краткосрочного прогноза.

Но дискуссия о реальности таких прогнозов в будущем, начатая четверть века назад [Bak, Tang, 1989; Geller et al., 1997; Huang, Turcotte, 1990], длится без надежды на скорое завершение. Ожидающим близкую возможность прогнозов противостоят как убежденные в их принципиальной нереализуемости, так и те, кто настойчиво

афиширует якобы уже полученные почти достоверные предсказания (~100%).

Неоднозначность ситуации побуждает обсудить ее возможные причины. Одинаково ли понимают специфику краткосрочного прогноза? Какие требования и почему они должны предъявляться к прогнозу, выполнимы ли они, адекватны ли этим требованиям и запросам практики прогнозные заключения, традиционно относимые к краткосрочным? Удовлетворяют ли нас прогнозы точные, но маловероятные, или вполне надежные, но недостаточно точные?

Ясно, что при любом уровне изученности повышение надежности прогноза снижает его точность и наоборот (своеобразное проявление действия принципа неопределенности). Но практически применимый прогноз должен быть точен и надежен одновременно, притом не в достаточ-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, доктор геол.-минер. н.; e-mail: karonovsky@rambler

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, университет «Дубна», кафедра общей и прикладной геофизики, профессор, доктор геол.-минер. н.; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.-минер. н., e-mail: fhaim@ya.ru

ной степени и не отчасти, а полностью — по трем параметрам, иначе он практически бесполезен. Рассмотрим это подробнее.

Требования, отвечающие специфике краткосрочного прогноза. Что такое *точность*, *надежность*, в чем выражается их *достаточность*? Неоднозначность толкований смысла этих понятий — причина многих недоразумений в понимании специфики и реальных возможностей краткосрочного прогнозирования.

Краткосрочный прогноз, в отличие от долгосрочного и среднесрочного, задает *конкретные* условия, в которых должны быть заблаговременно назначены и своевременно предприняты соответствующие *конкретные, неотложные* меры для предотвращения и/или минимизации людских потерь и материального ущерба в ожидании *конкретной* прогнозируемой катастрофы. Это диктует конкретные значения допустимых погрешностей, определяющих *достаточную точность* прогнозирования по тем или иным предвестникам места, энергии и времени будущего землетрясения.

Место определяется (по разным источникам в весьма широком диапазоне значений) координатами *эпицентра* и радиусом круговой *эпицентральной зоны* (R). Полагая, что на местности круги диаметром 60 км приблизительно соответствуют территориям крупных городов (Рим 20×20 км, Пекин 50×50 км, Токио 25×100 км, Мехико 40×50 км), целесообразно принять, что $R = 30$ км, а допустимую погрешность прогноза места эпицентра, соответственно, в ± 30 км.

На практике в ходе такого прогнозирования контролируют («сканируют») намного большую, как правило, не строго ограниченную площадь. Введем для ее обозначения новое понятие: *сектор прогнозной ответственности* (СПО) — пространство, где можно ожидать и нужно предвидеть проявления сейсмичности. Местоположение, границы и размеры этой площади — район, область (провинция), сейсмоактивная зона, страна, континент, полушарие, планета — должны быть заданы заранее и указаны в прогнозе достаточно определенно. Получив для конкретного СПО в некотором интервале времени отношение числа успешно предсказанных землетрясений к числу зарегистрированных, можно оценить эффективность применения избранных предвестников, методов прогнозирования и корректность полученных результатов.

Энергию, выделяемую при землетрясениях, характеризуют чаще всего *магнитудой* (M). Поскольку магнитуда пропорциональна логарифму энергии землетрясения, то от меньших магнитуд к большим *точность* их регистрации повышают, а допустимую погрешность, соответственно, изменяют от ± 1 до $\pm 0,1$. Пороговую магнитуду в прогнозах сильных землетрясений принимают равной $5,5 \pm 0,5$.

Время, т.е. *дата* возможного землетрясения прогнозируется, по разным источникам, также в весьма широком интервале значений. Допустимой погрешностью целесообразно считать ± 3 сут., в соответствии с тем, что не только крупные города, но и средней величины, не могут долго находиться в состоянии высокой готовности к мощному толчку. По той же причине, с учетом возможных оперативных уточнений, прогноз нужно выдать незадолго до события, но не слишком поздно, чтобы успеть оповестить население, провести эвакуацию, остановить работу предприятий, мобилизовать службы спасения и т.п. Поэтому необходимо установить, кроме даты, еще и *достаточное упреждение* (опережение) прогноза в диапазоне 0,5–3 сут. до ожидаемого события. Если прогнозируемое ожидание оценивается неделями или месяцами, превентивные меры безопасности, очевидно, должны будут носить более общий, среднесрочный характер.

Именно *априорно* (заранее) установленным требованиям должна отвечать и в момент выдачи официально документироваться формулировка прогноза. И именно эту изначальную формулировку будет необходимо сравнивать с описанием реального события для оценки эффективности примененного метода прогнозирования. Любые *апостериорные* уточнения формулировки, в частности привлечение дополнительных предвестников (фактически с переходом к ретроспективному прогнозированию, задним числом), недопустимы. Только соответствие этим требованиям и только полные, по трем параметрам, *совпадения* прогнозных и реальных характеристик события делают прогноз *успешным* (адекватным, практически применимым). Любые *несоответствия* прогноза и реальности по полноте и точности (сверх допустимых погрешностей) нужно рассматривать как *ошибки* прогнозирования.

По характеру несоответствий выделяют два типа ошибок: а) финансово затратная, но неопасная *ложная тревога*, если прогноз содержал завышенную магнитуду, заниженное время толчка, т.е. в реальности событие меньшей мощности произошло в прогнозное время или позже, или не произошло вовсе, жертв и разрушений нет; б) особо опасная ошибка, т.е. *пропуск цели*, если прогноза не было или он содержал заниженную магнитуду, завышенное время толчка, т.е. событие большей мощности произошло в прогнозное время или раньше, а жертвы и разрушения велики.

Результативность прогнозирования некоторые авторы (см. ниже) характеризуют *подтвержденностью прогнозов*. Это доля (иногда большая, до 100%) успешных прогнозов в числе заявленных (обычно немногих), поскольку на практике прогнозируемы лишь редкие землетрясения. При этом такой важнейший показатель, как множество непредсказанных землетрясений, не учитывается. Более адекватная характеристика — *эффективность*

(или *надежность*) прогнозирования: отношение числа успешно предсказанных землетрясений к числу зарегистрированных за время исследований в диапазоне магнитуды $5,5 \pm 0,5$ и выше в границах заданного СПО. Полученная таким образом оценка эффективности могла бы совпасть с подтвержденностью прогнозов только при значительной и существенно близкой к численности происшедших землетрясений и заявленных прогнозов, что на практике никогда не случалось. Реальное практическое значение «многообещающей» 100%-ной подтвержденности прогнозов проявляется только при сопоставлении с численностью и процентом непредсказанных землетрясений из числа зарегистрированных.

Достаточной эффективностью прогнозирования целесообразно считать удовлетворяющий практическим нуждам диапазон вероятностей, в котором прогнозы ожидаемых событий подтверждаются с заданной точностью. Учитывая чрезвычайно высокую ответственность за своевременное объявление тревоги, в качестве показателя достаточной надежности краткосрочного прогнозирования уместно было бы принять получение не менее 85–90% успешных прогнозов при 10–15% ошибок типа «ложная тревога» и «пропуск цели» в достаточном (представительном) множестве землетрясений. Но, как покажем далее, *практически достигаемая* эффективность не превышает нескольких процентов. Вопрос о том, достижима или нет на практике и в принципе требуемая высокая надежность прогнозов остается предметом острых дискуссий и подробно обсуждается далее. Не стремясь преждевременно выдавать указанные требования за общепризнанные, примем их в качестве исходных позиций для анализа и оценки состояния рассматриваемой проблемы. На примерах, отражающих различные точки зрения, кратко рассмотрим принятые разными авторами исходные положения, примененные подходы, методы прогнозирования и полученные результаты.

Состояние проблемы: достижения, перспективы, новые вопросы. Согласно [Гуфельд и др., 2011], удовлетворительного краткосрочного прогноза сильных землетрясений до сих пор нет. Обычно при построении прогноза возмущение любого из параметров геосреды *ретроспективно* относят к наиболее сильному событию, даже если менее сильное в этот период происходило ближе. На каком основании в подобных случаях некоторое конкретное возмущение соотносят с конкретным землетрясением, если каких-либо независимых подтверждений этого нет, — не разъясняют. При этом коэффициент корреляции в соотношениях *реальных* землетрясений с $M > 4$ и тестовых возмущений, которые имеют *случайные* координаты и время проявления, достигает 0,7 и более. Получается, что возмущения любого параметра среды можно принять за предвестник. Между тем, многие

возмущения не реагируют на изменения напряженного состояния среды; бывает, что длительное региональное возмущение затухает, а крупный разрыв там возникнет через год–два. В итоге оценки сейсмоопасности по времени и месту ненадежны и неточны.

По [Родкин, 2008], степенное соотношение числа и силы землетрясений (закон Гутенберга–Рихтера) указывает на критическое (или близкритическое) состояние сейсмогеодинамической системы, эволюция которой чрезвычайно зависима от малейших воздействий, порождающих разномасштабные события, непредсказуемые по месту, времени и силе. В этих условиях вероятностные оценки не удовлетворяют жестким требованиям краткосрочного прогноза. Из многочисленных данных о состоянии геосреды надежно и точно выделить сигнал о времени, месте и силе будущей сейсмोकатастрофы не удастся.

В работе [Бобровский, 2016] на основании изучения геоэлектрических процессов на границе тектоносфера–атмосфера на интервале оперативного упреждения ряда землетрясений (Аляска, $M7,1$, 24.01.2016; Камчатка, $M7,2$, 30.01.2016), в 2001–2015 гг. в Евразии (от 42° до 56° с.ш., от 14° до 159° в.д.) показано, что аномальные нестационарные геосигналы (НГС) выявляются, но регистрируются не на всех линиях одной станции, где проводится регистрация, и не синхронны на разных линиях, а в региональной сети синхронные сигналы могут отсутствовать. НГС-предвестники наблюдаются, но величину порогового значения нужно подбирать ретроспективно и уточнять в дальнейшем. Отсюда следует множество ложных тревог и существенных трудностей с выделением (на фоне помех) аномалий теллурических потенциалов, порожденных внешними и внутриземными источниками, поэтому успешных краткосрочных прогнозов сильных землетрясений нет.

По данным [Гаврилов и др., 2006], в результате непрерывного долговременного мониторинга на Камчатке установлено, что наблюдения регионального масштаба не дают оснований ожидать значительное и надежное сокращение времени тревоги. По наблюдениям на одном измерительном пункте достаточно надежны только общие краткосрочные оценки сейсмоопасности для зоны с радиусом 300–500 км от пункта наблюдений.

По данным [Кочкин, Петров, 2015], следствием крайней редкости сильнейших землетрясений, когда закон больших чисел не действует, является необоснованность корректности и достаточной представительности наблюдательных данных и получаемых результатов. После каждого сейсмогенного разрыва параметры нового сейсмического цикла отличны от предыдущих, что может резко и неустранимо повлиять на адекватность принятой модели. В любой момент — в точке бифуркации, которая заранее неизвестна, — про-

пространственно-временная организация системы может измениться так, что малая неточность исходных данных быстро возрастет до огромной неопределенности в прогнозе. Но динамический хаос на микроуровне может порождать макропорядоченность. Так, под действием устойчивых геодинамических сил в пределах определенного сейсмического пояса возникает сейсмический цикл (что, заметим, не обеспечивает получение точных и надежных краткосрочных прогнозов).

По данным [Любушин, 2014], попытки прогнозировать будущие сильные события по особенностям слабых перед прошлыми сильными событиями безуспешны даже там, где, как, например, в Японии, ведутся длительные, детальные и тщательные наблюдения. Тем не менее появление крупного консолидированного (по тем или иным параметрам) блока геосреды А.А. Любушин рассматривает как признак близкого скачкообразного перехода системы к качественно иному состоянию — признак приближения к сильному землетрясению.

В апреле 2010 г. для Японии этот автор заявил прогноз: землетрясение с $M=8,5\div 9,0$ в июле 2010 г.; место будущей катастрофы намечилось, причем, как выяснилось постфактум, еще в 1997 г. Событие с $M9,0$ произошло только 11 марта 2011 г. (Великое японское землетрясение — ВЯЗ), т.е. на 9 месяцев позже заявленного срока, как реализация, но не краткосрочного, а среднесрочного прогноза. Вскоре после этого А.А. Любушин предположил подготовку в том же районе еще одной не менее мощной катастрофы, но ее ожидание длится уже более 7 лет. Другие сильные землетрясения в Японии с магнитудой 6,3 и 7,3 (2016 г.), а также 6,2 и 6,1 (2018 г.) не были предсказаны.

Выводы А.А. Любушина: определение времени события — самый сложный вопрос: «Толчком к критическому явлению может быть самое незначительное и случайное событие, которое <...> практически невозможно спрогнозировать» [Любушин, 2014, с. 332], это могут быть электромагнитная буря, тайфун, волны от удаленного землетрясения, приливные деформации земной коры. Анализировать следует не медленное движение тектонических плит, а их «дрожь» — GPS-шум (рисунок): в области будущей сейсмической катастрофы блоки «дрожат» некоторым особым образом [Lyubushin, 2018]. Но, заметим: насколько устойчивой во времени будет эффективность такого (или любого иного) предвестника в дальнейшем, заранее неизвестно.

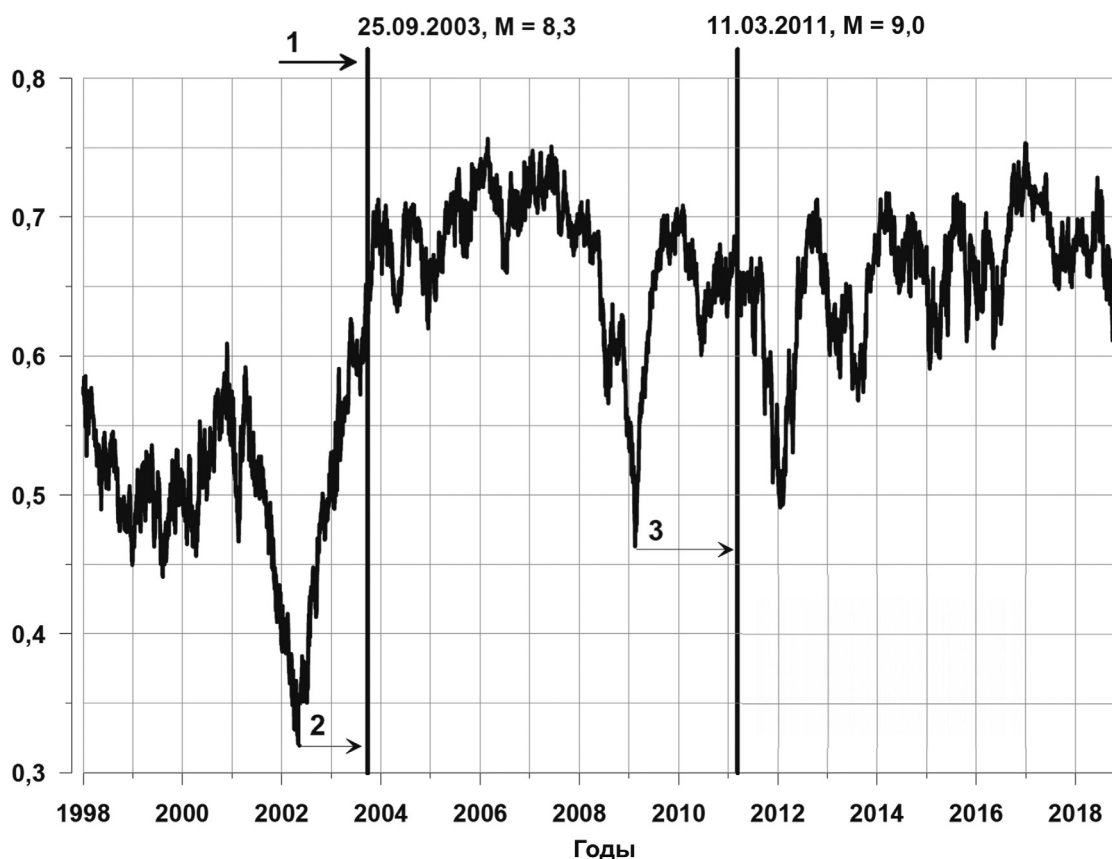
По [Шуман, 2014], типовая схема исследования динамики сложных систем, в том числе геосреды, строится на основе общих принципов их эволюции. Но общепризнанная механическая модель сейсмопроцесса на основе универсальных подходов пока не предложена. Выбор переменных, удобных для измерений и достаточных для

динамического описания, их адекватное усреднение, оптимальное построение пространства динамических переменных эмпирической модели по пространственно-распределенным экспериментальным данным, — все это реализуемо, если размерность динамических систем (число переменных, описывающих состояние системы) не очень большая, а характерные временные масштабы различаются не очень сильно.

Эффективность моделирования сильно ограничена отсутствием необходимых данных и соответствующих технологий исследования геосреды с достаточным пространственным и временным разрешением. В реальной геосреде под действием флюидов (а также иных факторов) на разных пространственных масштабах изменяются свойства элементов и параметры контактного взаимодействия в граничных структурах и внутри блоков. Это может коренным образом менять геотектонические условия, влияя на характер сейсмического процесса. Все это, отмечает В.Н. Шуман, а также разная степень нелинейности подсистем в иерархической структуре геосреды резко осложняют или даже закрывают возможности традиционных подходов к моделированию ее динамики.

При этом В.Н. Шуман парадоксально расценивает представления о невозможности краткосрочного прогнозирования как отзвук «устаревших идей конца прошлого века» о непредсказуемости систем с масштабной инвариантностью. Прогнозирование, по крайней мере вероятностное, по его мнению, в принципе осуществимо, «теоретически невозможный» прогноз на деле оказывается «иногда отчасти реализуемым». Фундаментальные свойства геосистем: с приближением к событию — аномальный рост сейсмических флуктуаций и понижение частоты колебания некоторых мод, эффекты синхронизации, увеличение крупномасштабных флуктуаций при подавлении мелко-масштабных, наличие локальных зон затишья и формирование цугов медленных деформационных фронтов, обнаруживаемых экспериментально. Немногочисленные пока успешные попытки прогноза вписываются в эту схему, вселяя определенный оптимизм, так что, по мнению указанного автора, проблема предсказуемости землетрясений отнюдь не безнадежна. Трудности будут преодолены, скорее всего, при выполнении конкретных проектов, а не решением проблем «в рамках старых идей». Вместе с тем автор признает, что достаточно надежные предвестники могут быть получены лишь из теоретических представлений о физике процесса.

По [Гульельми и др., 2014], анализ форшоковой активизации (1964–2009 гг.) надежно показал монотонное снижение частоты сейсмических флуктуаций за несколько часов до сильного землетрясения, а за 2 ч 50 мин — двукратное возрастание активности, стимулирующее образование магистрального разрыва. За форшоки приняты



Аномальное изменение квадрата коэффициента корреляции между двумя мультифрактальными параметрами микросейсмических колебаний перед землетрясениями в Японии; вертикальные линии — даты землетрясений: 25.09.2003 и 11.03.2011; горизонтальные стрелки — периоды ожидания от острых минимумов графика до сейсмических катастроф [Lyubushin, 2018]. Стрелка 1 указывает на сильное землетрясение-форшок. Стрелки 2, 3 построены в апреле 2010 г., стрелка 3 указывает середину 2010 г. — нижнюю оценку момента времени катастрофы

землетрясения с $5 \leq M < 7,5$ не дальше 600 км от эпицентра главного толчка, произошедшие не ранее 10 ч до него. В основе прогноза лежит кумулятивный эффект волн от форшоков, пробегающих всю Землю и возвращающихся к месту главного толчка, что стимулирует его. Толчок в свою очередь возбуждает объемные и поверхностные упругие волны от эпицентра со скоростью 4 и 3,7 км/с соответственно, которые, также обогнув Землю, через 2,8 и 3 ч после главного толчка возвращаются к эпицентру, давая кумулятивный эффект и стимулируя образование афтершоков. Объемные волны, достигнув эпицентра, усиливаются с резонансным «замыканием на себя»; прогноз при этом чрезвычайно сложен.

По [Ягодин, 2017], на месте эпицентра будущего землетрясения «гравитационно-резонансные явления, обусловленные динамикой взаимосвязи Луна–Земля–Солнце», могут начаться случайно, но при совпадении: а) определенной фазы Луны и определенных угловых соотношениях потенциально сейсмогенного разлома и линии Луна–Земля–Солнце; б) устойчивого, до нескольких дней, резонанса в большом диапазоне низких частот; в) прерывистого прохождения лунной приливной волны с признаками начала резонанса и аккумуля-

ции энергии в зоне будущего эпицентра с выходом на противоположную сторону Земли. Возникает канал возврата энергии к исходной точке с зарождением объемной волны, а также поверхностной — открытой этим автором «гравитационно-сейсмической стоячей волны Козырева–Ягодина» (КЯ-волны) с диапазоном частоты от инфранизкой до звуковой, движущейся к эпицентру будущего землетрясения. При смыкании ее кольцевого фронта происходит взрывное выделение энергии. «Неодинаковое с разных сторон», оно вызывает сейсмогенное смещение блоков по разрыву. Эта же волна — вероятная причина появления облаков-предвестников, существующих 5–10 мин, порожденных инфразвуковыми колебаниями. Станции (с интервалом 200–500 км) фиксируют «резонансные пики зарождения землетрясения», облачные гряды и КЯ-волну — предвестник мощного толчка.

Выявлена линейная зависимость промежутка времени между регистрацией резонансного пика и началом сильного землетрясения от расстояния между датчиком и эпицентром. Толчок происходит не в пунктах фиксации проходящей волны, как обычно ожидают, а на продолжении траектории ее движения, медленного настолько (≈ 100 км/ч),

что, как полагает А.П. Ягодин, толчок прогнозируем: по времени — с достаточным упреждением, а по месту — на пересечении направлений от нескольких станций перпендикулярно фронту волны и облачным грядам. Прогноз же магнитуды по величине облаков ненадежен — они возникают уже перед событиями с $M_{3,5} \div 4$.

Заметим, что в рамках этой методики зафиксировать некий единичный сигнал — предвестник (резонансный пик, «всплеск», волну) некоторой интенсивности, установить направление и скорость его движения, сопоставив с ним последующий единичный толчок некоторой магнитуды, было бы несложно. Однако в исследованиях А.П. Ягодина фигурируют события с магнитудой от 4 до 7 и более (разница в энергии более 4-х порядков), которым могут предшествовать, и не единично, аномалии — предвестники разной интенсивности. При этом во фрактальной структуре геосреды ни землетрясения, ни предвестники не группируются в какие-либо отчетливые градации по размерам и интенсивности. В этих условиях взаимная корреляция толчков и предшествующих сигналов на основе неких выводов по первым замерам, например, о якобы всюду и всегда неизменно низкой скорости перемещений, не может считаться заведомо корректной. Возможна произвольная подгонка поступающих данных, а также предвзятая формальная компоновка пар предвестник—толчок под ранее постулированную постоянную скорость. Без дополнительных критериев *парагенетического* взаимосоответствия тех или иных аномалий и землетрясений можно получить правдоподобные, но ошибочные по существу, «фантомные» прогнозы.

Сомнений добавляет некое выбраковывание незначительных, по А.П. Ягодину, землетрясений, критерии сопоставления которых с предшествующими «значительными» или «незначительными» аномалиями не ясны. Тем не менее сообщается, что надежная корреляция упомянутых параметров неоднократно подтверждена; аномалии — предвестники землетрясений с M_4 зафиксированы при удаленности от эпицентров до 700 км, с M_5 — до 1500 км, с M_6 — до 5000 км; с M_7 и более — на любых удалениях. Глобальная система наблюдений гарантировала бы, по этому автору, стопроцентно надежный точный прогноз за несколько часов—дней до события. Для разрешения вышеупомянутых сомнений методического характера нужен тщательный анализ первичных наблюдаемых данных. В приведенном кратком обзоре важно оценить правомерность этих сомнений в свете фактически достигнутых результатов.

В 2008–2009 гг. для пространства, включающего Ближний Восток, Италию, Северную Атлантику, Японию, Китай, А.П. Ягодиным выданы и задокументированы 13 прогнозов. Некоторые из них подтвердились, в нескольких случаях, по

А.П. Ягодину, соответствие землетрясений конкретным предвестникам установлено постфактум. В результате изучения нами этого материала выявлено, что указания мест ожидаемых землетрясений соответствует предложенным выше требованиям полностью или приблизительно в 5 прогнозах из 13; времени — в 10, магнитуды — в 12. В итоге по всем трем параметрам соответствуют требованиям точно или приблизительно лишь 4 или 5 прогнозов. Из них лишь 3 или 4 прогнозам реальные события соответствуют по трем параметрам точно или приблизительно. Неясность расположения и границ СПО не позволила сопоставить число прогнозов, пусть только частично оправдавшихся, с числом непредсказанных катастроф.

Тем не менее, по А.П. Ягодину, станции (от 4-х и более), удаленные от потенциального эпицентра на расстояние до 2000 км, позволят определить его место на расстоянии 1000 км с погрешностью не более 20 км за 0,5–2 ч до события. Станции в восточном Средиземноморье и в Малой Азии могли бы, как он считает, охватить прогнозированием Италию, Грецию, Египет, Иорданию, Израиль, Сирию, Ливан, Ирак, Иран, Кавказ.

Важно отметить, что в соответствии с каталогом USGS (URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) в пределах указанного пространства — в четырехугольнике на карте местности с вершинами в пунктах Милан, Астрахань, Абу-Даби, Триполи, в 2005–2017 гг. произошло около 450 землетрясений с $M \geq 5$. Это дает некоторое представление о том, каким в этом СПО было бы число успешных предсказаний при гарантируемой автором 100%-ной эффективности краткосрочного прогнозирования. Если же из 400–500 происшедших землетрясений относительно успешно предсказаны 15–20 событий, то, даже без учета неясностей методики и границ СПО, очевидно, что эффективность такого прогнозирования далека от ожидаемой, а полноценное (по числу и размещению станций) апробирование изложенной методики еще только предстоит.

По [Дода и др., 2009, 2013], предвестниками землетрясений с $M > 6$ могут быть аномалии электротеллурического поля, гравитационного поля, вращения Земли и сейсмотектонических процессов. Зона подготовки и магнитуда прогнозируются по характерным облачным структурам в сочетании с пересечениями крупных разломов и проекции на геоид «сейсмомангнитного меридиана», определяемого неоднозначно. Геомагнитные возмущения — триггеры землетрясений на 14-е или/и 22-е сутки; наземно-космический мониторинг приводит к прогнозу с двух—трехнедельным упреждением в 7° радиальной ($R \approx 770$ км) эпицентральной зоне диаметром 1400–1500 км.

При *ретроспективном*, по каталогам, апробировании методики «около 700 прогнозов» землетрясений с $M \geq 6$ подтвердились на 80–95% с ошиб-

ками по месту 770 ± 330 км, по времени — ± 2 сут, по магнитуде — $\pm 0,3$. В 2009 г. в Калифорнийском заливе три события с $M_{\max} = 6,9$ спровоцированы через 12 сут аномальной геомагнитной бурей при совпадении по времени с максимальной фазой солнечного затмения в другом полушарии. В двух предсказанных землетрясениях с $M_{6,3}$ и $M_{7,1}$ (Япония, 2010 г.) уменьшение реальных значений магнитуды по сравнению с предсказанными объяснены серийностью событий. Тогда же оправдались прогнозы $M_{6,2}$ и $M_{5,6}$ (Камчатка) и серии событий с $M_{\max} = 5,9$ в Южном полушарии (Южные Сандвичевы о-ва, «сопряженные с Камчатской зоной»). «Сопряженность» приписана и событиям 2011 г. с $M_{5,1}$ (Испания) и $M_{6,8}$ (о-ва Лоялти, Новая Каледония, Тихий океан). Прогноз событий с $M \geq 6$ подтвержден не всегда, в прогнозах же дат событий лишь в одном случае допущена ошибка в сутки. Отметим проблематичность подразумеваемой указанными авторами *парагенетической* (а не формально временной) *сопряженности* событий, пространственно разобщенных настолько, что СПО — фактически вся планета. Сами эти авторы признают, что теоретическое обоснование отдельных сторон принятой схемы прогнозирования и физических механизмов взаимосвязи различных предвестников сейсмических событий на уровне количественных моделей пока не получено. Сбои прогнозирования возможны под действием вулканов, при прохождении тайфунов, при серийности толчков. Несмотря на эти ограничения, полученных результатов, по их мнению, достаточно для того, чтобы проблему принципиальной возможности краткосрочного прогноза землетрясений с $M \geq 6$ считать «фактически решенной».

Этому утверждению явно противоречит самокритичное признание [Дода и др., 2013] того, что из 548 землетрясений с $M \geq 6$, произошедших на планете, по данным Геологической службы США, с начала 2007 г. до февраля 2010 г. удалось приемлемо спрогнозировать лишь 20 событий, т.е. это «капля в море», по выражению самих авторов.

Такое соотношение, даже без учета теоретико-методических сомнений, конечно, не свидетельствует о «*фактическом* решении» проблемы краткосрочного прогноза. Разительный контраст столь скромных результатов нормативного прогнозирования *будущих* землетрясений и 80–95%-ной *ретроспективной* «успешности» вышеупомянутых 700 прогнозов *произошедших событий* не позволяет считать подобные оценки эффективности ни взаимосопоствавимыми, ни эквивалентно адекватными по отношению к реальности. Тринадцать у А.П. Ягодина или двадцать у Л.Н. Дода успешных, по их мнению, прогнозов — единичные случаи локальных частичных совпадений с реальностью, лишь подчеркивающие *фактическую* очевидность глобальной нереализуемости качественного краткосрочного сейсмопрогнозирования.

Завершим обзор краткими предварительными заключениями о состоянии анализируемой проблемы в ее трех основных аспектах: в **теоретическом** — отдельные события в динамическом хаосе (нелинейном сейсмическом процессе) *принципиально непрогнозируемы* (подробнее об этом см. ниже); в **методическом** — отчетливые градации (по размерам, амплитуде, интенсивности, скорости) волн, разломов, блоков, очагов землетрясений во фрактальной структуре геосреды *невывделяемы*, а соотношения событий с той или иной магнитудой с аномалиями — предвестниками определенных градаций *неизбежно проблематичны*; в **фактуальном** — в общем потоке происходящих сильных землетрясений доля корректно краткосрочно прогнозируемых событий *всегда и везде незначительна*.

Результаты исследований и их обсуждение.

Научная литература по проблеме краткосрочного прогнозирования землетрясений необозрима, причем диапазон мнений — от категорического «невозможно» до безоговорочного «на 100% достигнуто», а диапазон аргументов — от ссылок на фундаментальные законы физики до предъявления конкретных очевидных фактов. Сейчас уже ясно, что ответ на вопрос о реализуемости качественного краткосрочного прогноза сильных землетрясений невозможен без четко сформулированных, обоснованных и унифицированных требований к прогнозу с учетом его специфики. Нескончаемая череда неудач показала, что предельная лаконичность традиционной формулы прогноза «*место, энергия, время*» без конкретной и точной расшифровки дезориентирует исследователей, порождая произвольные, упрощенные или неоправданно широкие трактовки и допуски, например, по времени выдачи прогнозов: для краткосрочного — за 1 год, для оперативного — за 1 месяц до события [Бобровский, 2016]. Выше была предложена для обсуждения система нормативных характеристик и ограничений, которая могла бы, по нашему мнению, способствовать адекватной оценке результатов прогнозирования. При этом следует исходить из того, что высокая (80% и более) подтвержденность прогнозов практически ценна, только если она охватывает не менее 85–90% происшедших землетрясений. Определять соответствующие процентные соотношения необходимо в рамках общего числа реальных событий (а не заявленных прогнозов) за время исследований в заданных пределах магнитуды и границах СПО. Даже 100%-ная оправдываемость прогнозов совсем не означает 100%-ной эффективности прогнозирования: подготовка огромного большинства даже сильнейших землетрясений проходит незаметно, а процент пропущенных катастроф недопустимо высок.

Ранее уже упоминалось множество конкретных неоспоримых фактов — наиболее мощные, разрушительные и тем не менее непредсказанные

землетрясения. Им противопоставляют немногочисленные прогнозы, как правило, формулируемые неполно и/или недостаточно определенно, например, по месту — круговые зоны с диаметром до 1500 км, по времени — периоды ожидания событий, начиная от некоторых дат, и т.п. «Успешность» подобных прогнозов, обнародуемых обычно постфактум, широко афишируется, а неподтвержденные прогнозы и факты пропуска землетрясений в большинстве выпадают или, точнее, выводятся из рассмотрения.

Неудачи оправдывают чаще всего недостаточным количеством станций наблюдения. Но это всего лишь попытка скрыть некорректность прогнозирования: либо преждевременное применение недостаточно апробированного метода, оценить эффективность которого еще только предстоит, либо замалчивание выявленных ограничений применимости метода.

Еще одно популярное «оправдание» — недоизученность «во всех деталях» механизма подготовки и реализации землетрясений. Какие это детали и почему ожидается, что их знание позволит, наконец, успешно решить проблему прогнозирования, — не разъясняется. Цитированные выше В.С. Бобровский [2016], И.Л. Гуфельд с соавторами [2011], А.А. Любушин и М.В. Родкин [2008] прямо указывают на то, что оправдываемость задокументированных краткосрочных прогнозов зафиксирована только в единичных случаях, почти всегда лишь отчасти удовлетворяющих требованиям к точности соответствия ожидаемому реальному событию.

Подчеркнем, что надежность применявшихся методов прогнозирования ни в одном случае не подтверждена надлежащим апробированием. Нередкие, особенно в интернете, заявления о достижении 100%-ной достоверности прогнозирования — не более чем результат осознанной (или нет) подмены понятий: вместо процентного соотношения успешных прогнозов и всех реально происшедших землетрясений в границах определенного СПО предъявляют соотношение оправдавшихся и всех заявленных прогнозов при общей, как правило, небольшой (несколько десятков) их численности. Следуя такой «логике», можно было бы возвестить о полном, 100%-ном успехе прогнозирования даже в высокосейсмичной зоне при подтверждении, например, трех прогнозов — из всего лишь трех имеющихся. В то же время границы исследованных площадей, если и указываются, то настолько неопределенно, что затруднительно сопоставить число подтвержденных (хотя бы отчасти) прогнозов с числом реально происшедших там и за то же время, но непредсказанных сильных землетрясений.

Заключение. Несмотря на многолетние усилия, направленные на повышение детальности и полноты изучения, сколько-нибудь заметно увеличить эффективность краткосрочного прогнозирования

не удалось. Сильнейшие сейсмोकатастрофы по-прежнему оказываются неожиданными даже в районах, где детальные наблюдения проводятся давно и непрерывно. При множестве методических инноваций, подчас весьма изощренных математически, стратегия краткосрочного прогнозирования остается неизменно простой: поиски некоего нового, еще более надежного предвестника (набора предвестников). И хотя предвестники, разумеется, существуют (их не может не быть), все оканчивается очередной неудачей. Ни эфемернейшие «облачные индикаторы», ни предкатастрофические активизации, затишья, консолидации блоков, изменения в спектрах флуктуаций форшоковой активности, ни по отдельности, ни в сочетаниях, не спасают положение. Давно известно, что за той или иной, даже отчетливо выраженной аномалией, трактуемой как предвестник, не обязательно следует землетрясение некоторой определенной магнитуды; не всякое, даже сильное землетрясение предваряется некой аномалией, своевременно распознаваемой и адекватно интерпретируемой как предвестник (хотя, как замечает А.А. Любушин, какой-нибудь предвестник постфактум непременно обнаруживают).

Сейчас уже вполне очевидно, что наличие предвестника, конечно, необходимо, но одного этого недостаточно для надежного предсказания сейсмического события. Ибо (что, по существу, никто и не отрицает) фундаментальные факторы подготовки и вместе с тем трудной предсказуемости реализации катастроф, неотъемлемо присущие процессу сейсмогенного разрывообразования, продолжают действовать. Это грубодискретная фрактальность геосреды и вытекающие из этого неэффективность осреднений; отсутствие каких-либо выделенных размеров (рангов) разломов, блоков, их агрегаций, очагов, эпицентральных зон; неотчетливость различий фоновых и аномальных структур и состояний; невозможность строгой калибровки аномалий — предвестников и однозначного соотнесения их с ожидаемыми землетрясениями определенной магнитуды. Это также нелинейность, бифуркационность локализации и ориентировки скалываний при последовательных разрушениях тех или иных из множества разноранговых блоков, нерегулярность (динамический хаос) в поведении геосистем с чувствительной зависимостью от малейших неточностей оценки начальных условий, параметров и текущей обстановки (граничных условий) [Наймарк, 2003]. Результат: теоретически предписанная и эмпирически фиксируемая принципиальная невозможность надежного и точного прогноза места, энергии и времени отдельных событий при любой практически достижимой детальности и максимально возможной полноте изучения, что, разумеется, не исключает единичных частичных или даже полных случайных совпадений прогноза с реальностью. Со временем

такие совпадения накапливаются в принципе до бесконечности. Но число непредсказанных событий увеличивается во много раз быстрее.

Мы подтверждаем нашу убежденность [Короновский, Наймарк, 2012, 2013] в том, что можно предвидеть детерминированно-хаотический характер нелинейного сейсмического процесса в целом, а также отдельные его стадии, сценарии перехода от одной стадии к другой, тип аттрактора. Но требуемые надежность и точность краткосрочных прогнозов конкретных событий останутся недостижимы. По [Захаров, 2014], сейсмостектонические системы с самоорганизованной критичностью характеризуются детерминированно-хаотическим поведением и непредсказуемостью конкретной динамики и сейсмокатастроф. Детерминированность в данном контексте понимается как абстрактно мыслимая прогнозируемость событий при «абсолютно точных» оценках параметров, начальных и граничных условий процесса, при малейших отклонениях от которых неизбежны хаотичность и непредсказуемость.

Мы полагаем, что адекватность вышеприведенных констатаций на современном уровне знаний не нуждается в каких-либо дальнейших теоретических и эмпирических подтверждениях, подобно тому, как уже давно не нуждается во всем этом суждение, например, о невозможности создания вечного двигателя. Недоразумением считаем высказывания об «устарелых идеях» принципиальной непредсказуемости отдельных событий в динамическом хаосе [Шуман, 2014]. Эти идеи устарели не больше, чем фундаментальные физические законы сохранения, еще полтора века назад прервавшие пятивековую погоню за ускользающим фантомом *perpetuum mobile*. Тезис [там же] о возможности иногда и отчасти реализуемых прогнозов следует отвергнуть. В сугубо прагматичном краткосрочном применении никаких «иногда» и «отчасти» быть не должно: практически примени-

мый, т.е. достаточно точный, надежный и полный прогноз или есть, или его нет.

Учитывая сказанное, не следует ли прекратить столь малорезультативные и, очевидно, бесперспективные попытки краткосрочного прогнозирования, как это сделали на Западе в конце XX в., а в отношении проектирования вечных двигателей — еще в 1775 г.? Полагаем, что нет, поскольку в ходе такой работы все же нередко обнаруживается что-то новое и полезное, а полученный и обоснованный, хотя и негативный результат, закрывая одни возможности, неожиданно открывает другие. Вечных двигателей нет, однако, эффективные долговечные двигатели созданы и совершенствуются, причем не без учета знаний и опыта, накопленных в стремлении к «вечному». И сейчас использовать опыт и знания, добытые в упорных, но заведомо тщетных попытках получения фантомных краткосрочных прогнозов, может быть полезно при проектировании вполне реальных долговременных сейсмостойких сооружений. Следует продолжать фундаментальные работы по проблеме сейсмопрогнозирования, возможные позитивные результаты которых трудно или даже невозможно заранее предвидеть, запланировать и оценить. Для прикладных же прогнозных исследований, полагая их 100%-ную эффективность заведомо нереальной, а 50%-ную и менее — безусловно неудовлетворительной, можно было бы принять, что их финансирование вполне оправданно при ожидании не менее 85–90% эффективности, и оправданно лишь весьма относительно — при более 50% успешных предсказаний от общего числа землетрясений с $M \geq 5,5 \pm 0,5$, произошедших за время исследований в границах определенного СПО.

Однако для ожидания хотя бы столь малоустойчивой краткосрочной предсказуемости конкретных событий в динамическом хаосе, каким является нелинейный сейсмический процесс, нет ни теоретически, ни эмпирически достаточных оснований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бобровский В.С. Программно-аппаратные средства сети геоэлектрических измерений для изучения локальных и глобальных эффектов, предвещающих сильные землетрясения: Автореф. канд. дисс. М., 2016. 23 с.

Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Денисенко В.П. и др. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 43–53.

Гульельми А.В., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Лавров И.П. О форшоках сильных землетрясений // Физика Земли. 2014. № 4. С. 43–49.

Гуфельд И.Л., Матвеева М.Л., Новоселов О.Н. Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 378–415. doi: 10/5800/GT-2011-2-4-0051.

Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // Докл. РАН. 2013. Т. 453, № 5. С. 551–557.

Дода Л.Н., Новикова Н.Н., Пахомов Л.А., Степанов И.В. Космический мониторинг предвестников землетрясений // Наука в России. 2009. № 6. С. 30–37.

Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа: Автореф. докт. дисс. М., 2014. 35 с.

Короновский Н.В., Наймарк А.А. Непредсказуемость землетрясений как фундаментальное следствие нелинейности геодинамических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 3–12.

Короновский Н.В., Наймарк А.А. Землетрясения: возможен ли прогноз? // Наука и жизнь. 2013. № 3. С. 37–43.

Кочкин Б.Т., Петров В.А. Долгосрочный прогноз сейсмической опасности в связи с проблемой изоляции радиоактивных отходов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 7. С. 1369–1380.

Любушин А.А. Прогностические свойства случайных флуктуаций геофизических характеристик // Междисци-

плинарный научный и прикладной журн. «Биосфера». 2014. Т. 6, № 4. С. 319–338.

Наймарк А.А. Сценарий возникновения тектонодинамического детерминистского хаоса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 5. С. 22–31.

Родкин М.В. Прогноз непредсказуемых катастроф // Вокруг света. 2008. № 6. С. 89–97.

Шуман В.Н. Нелинейная геодинамика геосреды: переходные процессы и критические явления // Геофизический журн. 2014. Т. 36, № 6. С. 129–142.

Ягодин А.П. Международный центр предупреждения (предсказания) землетрясений. 2017. URL: <https://sites.google.com/site/earthquakepredict/r1> (дата обращения: 17.03.2018).

Bak P., Tang C. Earthquake as a self-organized critical phenomenon // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 15635–15637.

Geller B., Jackson D.D., Kagan Y.Y., Mulargia F. Earthquakes cannot be predicted // Science. 1997. Vol. 275. P. 1616–1617.

Huang J., Turcotte D.L. Are earthquakes an example of deterministic chaos? // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 17. P. 223–226.

Lyubushin A. Prognostic properties of seismic noise at Japan Islands / Institute of Physics of the Earth. Moscow. Ver. 5 October 2018. URL: http://alexeylyubushin.narod.ru/Prognostic_properties_seismic_noise_Japan.pdf (дата обращения: 05.11.2018).

USGS Earthquake Hazards Program. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/> (дата обращения: 05.11.2018).

Поступила в редакцию 06.12.2018

Поступила с доработки 11.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 55:551.248.1:551.4 (470.4/.5)

Л.В. Панина¹, В.А. Зайцев²

ВЛИЯНИЕ ФУНДАМЕНТА НА ФОРМИРОВАНИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

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

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Структурно-геоморфологические исследования большей части территории Восточно-Европейской платформы выявили сводово-блоковый стиль новейших дислокаций. 3D геодинамическое моделирование показало прямую корреляцию ($K=0,26$) структур фундамента и рельефа дневной поверхности, что свидетельствует о непосредственном геодинамическом воздействии фундамента на структуру чехла платформы. Рассчитанное новейшее поле напряжения для территории Среднерусской возвышенности, Клинско-Дмитровской гряды, Мещерской впадины и Окско-Донского прогиба позволило установить участки, которые находятся в условиях, близких к механическому разрушению, и являются сейсмоопасными.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, слабая зона, разрывы, сейсмичность, 3D геодинамическое моделирование, Восточно-Европейская платформа.

Structural and geomorphological researches of the most part of the East European platform revealed arch-block style of the latest dislocations. 3D geodynamic modeling showed direct correlation ($T_0 = 0, 26$) of the basement structures with the modern relief surface that demonstrates direct geodynamic influence on the cover structure of the platform. The calculated newest tension field for the territory of Central Russian Height, Klin-Dmitrov Ridge, Meshersky and Oka-Donskoy depressions allowed to establish the sites closed to mechanical destruction and are seismodangerous.

Key words: neotectonics, structure and geomorphologic analysis, weak zone, faults, seismicity, 3D geodynamic modeling, East European platform.

Введение. Вопросами соотношения глубинных и новейших структурных планов занимались И.П. Герасимов, Ю.А. Мещеряков, С.К. Горелов, Р.Н. Валеев, В.И. Макаров и др. Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных неотектонике и геодинамике Восточно-Европейской платформы, взаимоотношение древних структур ее фундамента с поверхностными дислокациями еще недостаточно изучен. Появившиеся в последнее время геолого-геофизические данные о глубинной структуре фундамента и осадочного чехла, а также радарные космические изображения и методики их обработки позволили с большей детальностью представить новейший структурный план платформы и сравнить его с глубинными дислокациями.

Материалы и методы исследований. К методам выявления новейших пликативных и разрывных структур равнинной территории Восточно-Европейской платформы относится структурно-геоморфологический, в основе которого лежит анализ гидросети и абсолютных отметок рельефа. Трудность представляет выделение разрывных

дислокаций, которые в условиях слабо расчлененного рельефа замаскированы молодыми рыхлыми образованиями и в большинстве случаев имеют малую амплитуду. Поэтому они называются слабыми зонами или линеаментами. Термин слабая зона, под которой понимают разрыв, трещину или зону трещиноватости и дробления пород был предложен Н.П. Костенко (1999) и использовался, как правило, при дешифрировании топографических карт. Этот термин подразумевает тектоническую природу дислокации. Часто, особенно при дешифрировании космических снимков, исследователи используют термин «линеament», имеющий более широкое толкование. Поскольку природа дешифрируемых нами линейных структур не всегда достаточно ясна, мы в дальнейшем будем придерживаться термина «линеament», в который мы вкладываем тектонический смысл.

При выделении линеamentов использовались такие признаки, как линейный характер речных долин или их фрагментов, системность или повторяемость их простирания, явление преломления (изменение простирания) долин, резкие изменения

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: panina53@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: v.zaitsev@mail.ru

ширины долины и другие известные признаки. Обобщение наиболее протяженных линеаментов и полей (участков сгущения отдельных линеаментов) позволило выявить генеральные направления, которые и сравнивались с глубинными структурами. Наряду с линеаментами выделены и пликативные структуры — поднятия и впадины, в основу обнаружения которых были положены такие признаки, как радиально расходящийся рисунок гидросети в случае поднятий, оконтуривание речными долинами растущих поднятий, поведение русел и др., а также анализ абсолютных отметок рельефа.

В основу работы положены результаты визуального и компьютерного дешифрирования топографических карт и космических снимков, включая радарные изображения, данные полевых наблюдений, проведенных авторами в разные годы на территории Восточно-Европейской платформы. Полученные результаты сопоставлялись с геолого-геофизическими материалами и статистическими параметрами рельефа. Для оценки геодинамической активности привлечены материалы о проявлении сейсмичности и распределении теплового потока, а также результаты геохимических съемок. Дешифрирование проводилось в рабочем масштабе 1:500 000, для некоторых участков были выполнены более детальные исследования. В результате составлены структурно-геоморфологические карты Воронежской и Волго-Уральской антеклиз, Московской и Прикаспийской синеклиз, а также областей обрамления — прилегающей с юга Скифской и плиты и Предуральского прогиба, граничащего с платформой на востоке.

С целью выявления корреляции структур фундамента и рельефа дневной поверхности, а также расчета современного поля напряжения для территории Среднерусской возвышенности, Клинско-Дмитровской гряды и Окско-Донского прогиба было выполнено 3D геодинамическое моделирование.

Результаты исследований и их обсуждение.
Структурно-геоморфологический анализ Восточно-Европейской платформы. Воронежская антеклиза имеет прямое выражение в современном рельефе и соответствует субмеридионально вытянутой Среднерусской возвышенности. Выделенные здесь две ветви разноранговых поднятий разделены узкими впадинами и нарушены системами линеаментов различных ориентировок, которые часто соответствуют глубинным разломам, установленным сейсмическим зондированием [Панина и др., 2016]. Сочетание пликативных и блоковых дислокаций образует сводово-блоковый стиль, характерный для многих других районов Восточно-Европейской платформы. В области юго-восточного склона Воронежской антеклизы новейшие поднятия создают в рельефе своеобразный концентрический рисунок. Проведенный здесь анализ линий вытянутости роз-диаграмм эрозионной сети с помощью

программы LESSA [Златопольский, 1988] выявил преобладание линеаментов северо-западного простирания, которые коррелируют с разломами фундамента [Панина, Зайцев, 2012]. Северо-западные линеаменты контролируют границы новейших поднятий в северной части Среднерусской возвышенности Чеховского, Калужского, Веневского, Зарайского, Плавского (рис. 1). Корреляция их с разломами фундамента позволяет говорить о влиянии Пачелмского авлакогена на формирование новейших дислокаций. Некоторые из линеаментов, наследующих глубинные разломы, имеют свое продолжение в области Окско-Донского прогиба, расположенного восточнее Среднерусской возвышенности.

К показателям геодинамической активности новейших структур Воронежской антеклизы относится сейсмичность. Анализ распределения эпицентров землетрясений на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы показал их корреляцию с перифериями растущих поднятий, линеаментами и их пересечениями.

Волго-Уральская антеклиза. В новейшем структурном плане территория Волго-Уральской антеклизы представляет собой сочетание разноранговых поднятий и впадин, осложненных линеаментами и разрывными нарушениями. Крупные поднятия Бугульминско-Белебеевское и Общего Сырта (Среднего и Мелового Сырта), в целом характеризуются субширотной ориентировкой и в свою очередь включают локальные поднятия четырех направлений простираний — северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и субширотного. Поднятия разделены узкими впадинами-долинами и нарушены линеаментами указанных выше направлений простирания. Линеаменты часто ограничивают поднятия и разделяют блоки рельефа, на которые разбиты пликативные структуры. Отдельные линеаменты и их системы служат отражением в рельефе разломов фундамента преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания или представляют собой разрывы, что подтверждено геолого-геофизическими данными, как, например, субмеридиональный разлом, разрабатываемый долиной р. Белая и служащий границей Русской равнины и Предуральского прогиба.

Детальное дешифрирование в области Татарского свода — частной структуры Волго-Уральской антеклизы, — выявило густую регматическую сеть линеаментов, отражающую степень раздробленности платформенного чехла и фундамента. Сильнораздробленные зоны приурочены к участкам динамического влияния крупных разломов кристаллического фундамента, таких, как Прикамский и Алькеево-Пичкаский (Прикамская сдвиговая система в пределах Северо-Татарского свода), что подтверждается геофизическими данными. Многие выделенные линеаменты подтверждены

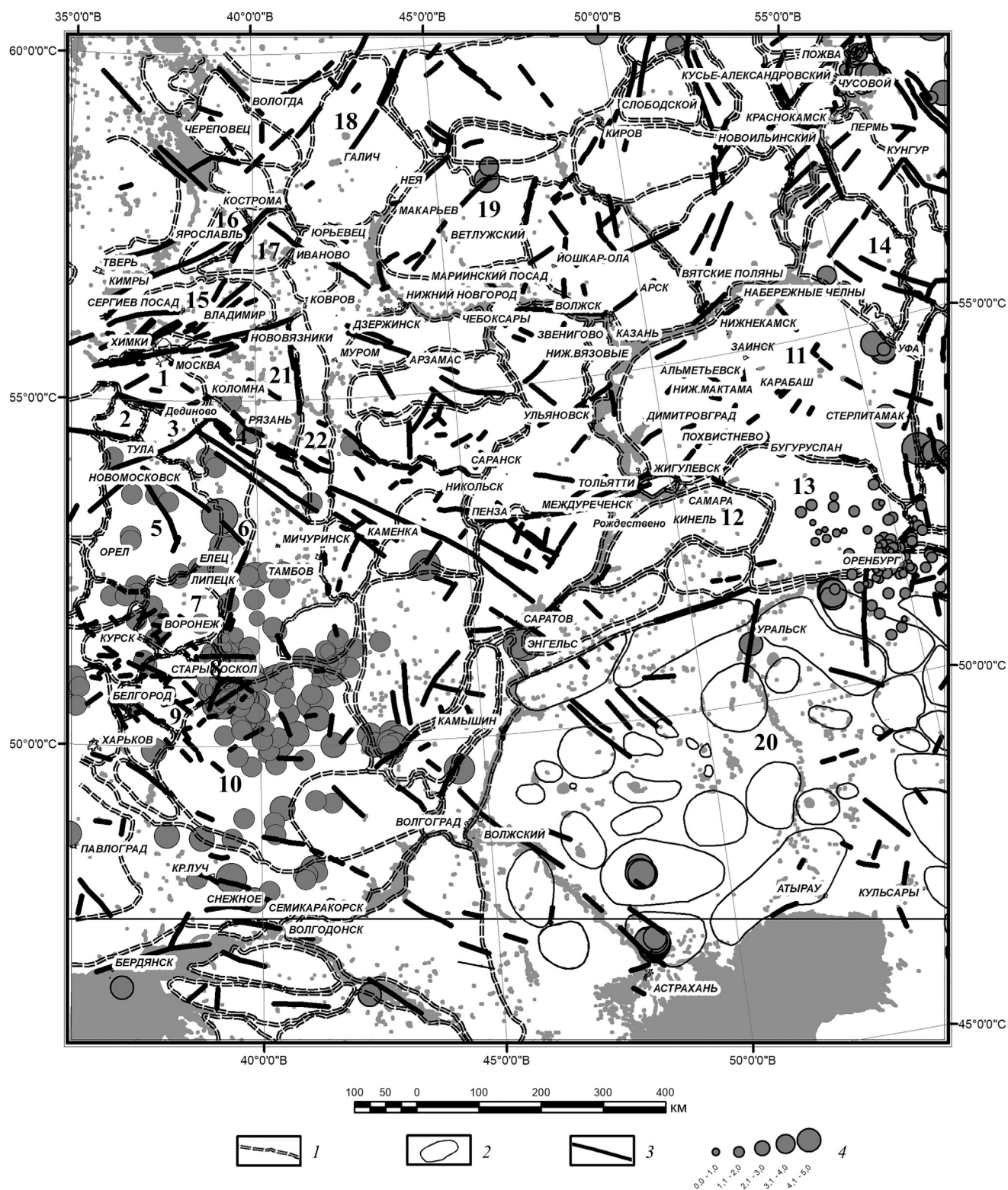


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта Восточно-Европейской платформы с новейшими разрывами, унаследованными от фундамента: 1 — границы крупных поднятий; 2 — границы локальных поднятий в пределах Прикаспийской впадины; 3 — новейшие разрывы, унаследованные от фундамента, 4 — эпицентры землетрясений.

Цифрами обозначены: *поднятия*: Воронежская антеклиз: 1 — Чеховское, 2 — Калужское, 3 — Веневское, 4 — Зарайское, 5 — Плавское, 6 — Липецкое, 7 — Олымское, 8 — Кочетовское, 9 — Оскольское, 10 — Белогорско-Калачское; Волго-Уральская антеклиз: 11 — Бугульминско-Белебеевское, 12 — Средний Сырт, 13 — Меловый Сырт, 14 — Новотроицко-Урмантское; Московская синеклиз: 15 — Московско-Дмитровское, 16 — Ярославское, 17 — Нерехтинское, 18 — Галичское, 19 — Ветлужское. 20 — Прикаспийская синеклиз; 21 — Окско-Донской прогиб; 22 — Окско-Цнинский вал

аномальными значениями концентрации гелия и водорода в приземном слое [Хисамов и др., 2005].

Новейшие поднятия в одних случаях наследуют своды фундамента (Пермско-Башкирский, Южно-Татарский, Оренбургский), в других — коррелируют со структурами фундамента частично. Прямое соотношение с дислокациями тиманид характерно для локального Бугульминско-Белебеевского поднятия и расположенного к северо-востоку от него Новотроицко-Урмандского крупного поднятия. Встречаются и обратные соотношения. Границы крупных поднятий часто контролируются разломами архейско-протерозойского фундамента и тиманид. Субмеридионально ориентированные поднятия и линеаменты характерны для области сочленения с Уральским горным сооружением, что свидетельствует о влиянии последнего на формирование новейших дислокаций Восточно-Европейской платформы.

Выявленные новейшие дислокации активны. С ними часто связаны аномалии концентрации гелия и водорода; к перифериям растущих поднятий и некоторым линеаментам приурочены эпицентры землетрясений, повышенные значения теплового потока; они контролируют расположение нефтегазовых месторождений. Последние вытянуты вдоль линеаментов северо-восточного простирания, а самое большое Ромашкинское месторождение изометричной формы расположено в сводовой части активно развивающегося Бугульминского поднятия. Некоторые месторождения тяготеют к периферии новейших поднятий (Первомайское, Нефтекамское).

Московская синеклиза выражена в современном рельефе системой поднятий разного ранга, разделенных впадинами. К числу крупных поднятий относится субширотное Московско-Дмитровское, выделенное ранее [Макаров, 1996] и впоследствии более детально изученное [Мануилова, 2015; Панина и др., 2016]. Выявленные частные поднятия, различающиеся морфологией и размерами, прослеживаются в дочетвертичном рельефе (районы Хотьково, Яхрома, Дмитрова, Льялово, Менделеево, Истры и др.). Одно из них — Истринское — выражено в меловых и в более древних каменноугольных и девонских отложениях и является отражением в рельефе так называемого Рузского выступа фундамента. Линеаменты северо-восточного и субширотного простирания коррелируют с разломами фундамента. Субширотные линеаменты по-видимому, отражают дислокации Подмосковского авлакогена. Разрывная природа многих выделенных линеаментов подтверждается при интерпретации геолого-геоморфологических профилей, а также приуроченностью к ним максимальных значений эманаций водорода.

Простирание новейших поднятий, расположенных к северо-востоку от Московско-Дмитровского, Ярославского и примыкающего к нему с юга

Нерехтинского поднятия контролируется Тверской ветвью Среднерусского авлакогена северо-восточного простирания (рис. 1). Такое же простирание характерно и для линеаментов, осложняющих расположенные восточнее пликативные структуры, среди них и поднятие, соответствующее Галичской возвышенности, что, по-видимому, отражает влиянием Сухонской ветви Среднерусского авлакогена. Далее на восток — наряду с северо-восточными — в рельефе проявляется север-северо-восточные и субмеридиональные линеаменты. Простирание их коррелирует с Кировским и Ижевским авлакогенами. Дешифрируются в рельефе и линеаменты северо-западного простирания.

Прикаспийская синеклиза в современном рельефе соответствует одноименной впадине, осложненной поднятиями разного ранга и амплитуды, подробно описанными ранее [Панина, Зайцев, 2014]. Высокоамплитудные поднятия приурочены к восточной периферии Прикаспия, а малоамплитудные поднятия, представляющие собой погребенные положительные структуры, развиты в центральной части впадины. Некоторые поднятия связаны с соляным диапиризмом, как правило, обусловленным тектоническими движениями блоков фундамента. Визуальное и автоматизированное дешифрирование космических радарных изображений позволило выявить здесь линеаменты разного простирания. На юге, северо-западе и западе района преобладают линеаменты северо-западного простирания, на востоке — субмеридионального. Повсеместно распространены северо-восточные линеаменты. Субширотные линеаменты приурочены в основном к центральной части впадины. Наиболее протяженные из них наследуют разломы фундамента и отражаются в гравитационных и магнитных аномалиях.

Выявленные новейшие структуры по-разному коррелируют с глубинными дислокациями. Как правило, наблюдается частичное наследование поверхностными дислокациями древних. Особенно хорошее соответствие обнаруживается в периферических частях впадины, в областях сопряжения с Уральским орогеном и Скифской плитой. Характерна тенденция к разрастанию новейших поднятий по сравнению с глубинными структурами.

На основании структурно-геоморфологических исследований было установлено, что существует взаимосвязь новейших дислокаций Прикаспийской впадины с фундаментом и тектоникой Уральского орогена и Скифской плиты. Именно на восточной периферии впадины, где она граничит с Предуральским прогибом и его южным продолжением, сосредоточены высокоамплитудные поднятия, как правило, субмеридионального простирания, испытывающие устойчивое развитие начиная с миоцена. Скифская плита, втянутая в поднятие в позднем миоцене, находится под воздействием Кавказского орогена и влияет на

развитие Прикаспия, что отражается на прости-
рании выделенных здесь линеаментов [Панина,
Зайцев, 2014].

3D геодинамическое моделирование. В насто-
ящее время создание трехмерных геологических
моделей — обязательный элемент при проектиро-
вании и разработке нефтяных и газовых месторож-
дений, подсчете запасов и составлении проектных
технологических документов. Однако создание
трехмерных геологических моделей может служить
и для решения геодинамических задач — выделе-
ния областей наиболее вероятного формирования
новых разрывных нарушений, трещиноватости,
установления областей интенсивных вертикальных
движений при заданном напряженном состоянии,
прогнозе сейсмичности. Построение трехмер-
ной модели позволяет соединить информацию
об объекте исследования в одном программном
проекте и визуализировать ее. Таким образом,
собранные разномасштабные данные в трехмер-
ной модели можно одновременно обрабатывать,
сопоставлять и анализировать с большей досто-
верностью и точностью. 3D модели новейшей
геодинамики можно создавать в разном масштабе
от регионального до локального в зависимости от
поставленной задачи. При этом меняется комплекс
параметров, который включается в модель.

Нами рассмотрена модель для территории
Среднерусской возвышенности, Московско-
Дмитровского поднятия (Клинско-Дмитровской
гряды), Мещерской впадины и Окско-Донского
прогиба (рис. 2). В модели анализируются рельеф

дневной поверхности, линеаменты, новейшие под-
нятия и впадины, структурная карта фундамента,
разрывные нарушения фундамента, карта тепло-
вого потока и маломagnitude землетрясения,
которые были зафиксированы местной сейсми-
ческой сетью (рис. 3). Подробно эти параметры
изложены в статье [Панина и др., 2016].

За период с 1998 по 2012 г. здесь было за-
фиксировано 296 землетрясений и лишь 13 из
них имели $M > 2,5$, т.е. могли быть зафиксированы
мировой сейсмической сетью. Почти все земле-
трясения имели приповерхностный очаг (глубина
до 10 км) и только у 5 сейсмических событий
очаг был расположен в интервале от 30 до 35 км.
Отметим, что многие сейсмические события на-
ходят отражение в новейших дислокациях. Так,
эпицентры низкомagnitude землетрясений
в одних случаях тяготеют к границам растущих
поднятий юго-восточного склона Воронежской
антеклизы (Кочетовского, Оскольского и Белогор-
ско-Калачского), в других — выстраиваются вдоль
линеаментов, нарушающих Белогорско-Калачское
поднятие. Относительно более высокомagnitude
землетрясения приурочены к узлам пересечения
линеаментов. Характерна прямая зависимость
между плотностью линеаментов и эпицентрами
землетрясений.

Изучение напряженного состояния этой тер-
ритории выполнено в специальном программном
модуле с помощью упругой конечно-элементной
модели (elastic stress). Указанный метод позволяет
сравнительно точно описывать возможные кон-

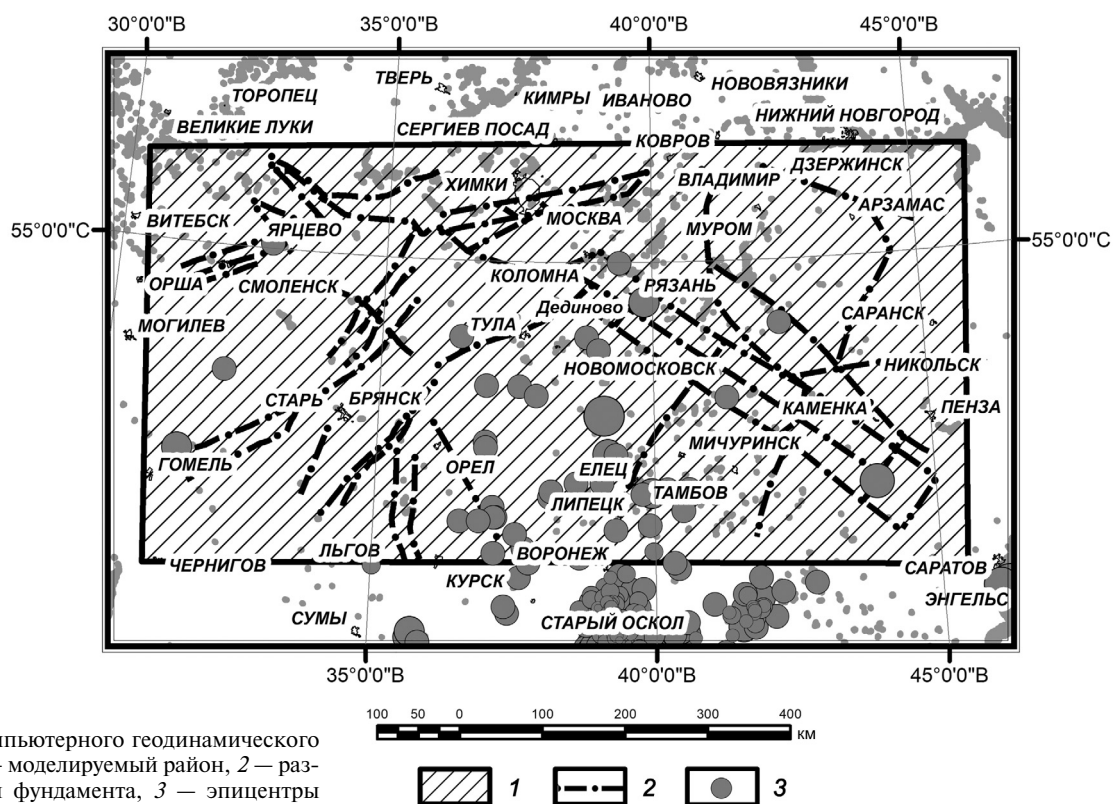


Рис. 2. Область компьютерного геодинамического
моделирования: 1 — моделируемый район, 2 — раз-
рывные нарушения фундамента, 3 — эпицентры
низкомagnitude землетрясений

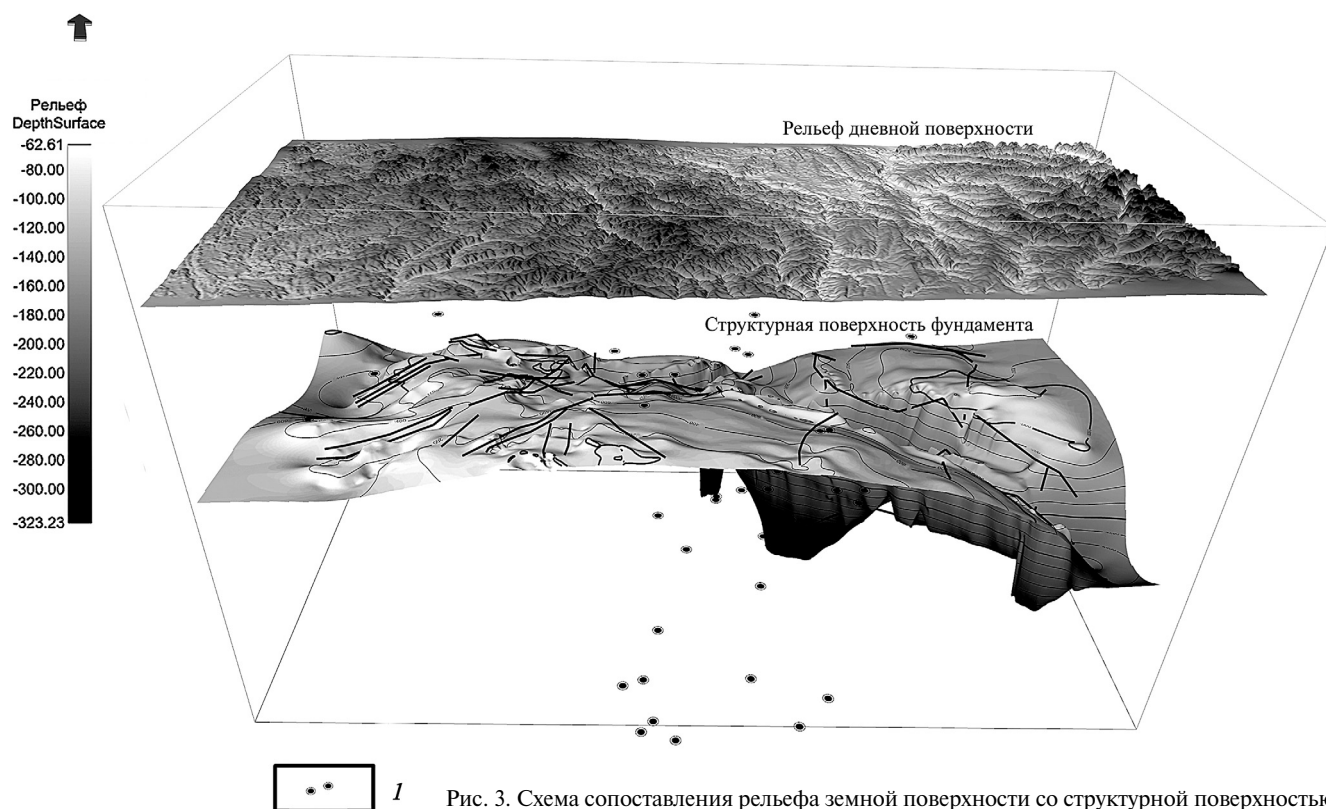


Рис. 3. Схема сопоставления рельефа земной поверхности со структурной поверхностью фундамента: 1 — гипоцентры низкомagnitudeных землетрясений

тактные взаимодействия, в том числе при больших величинах деформации с образованием складок, а также моделировать процесс образования трещин в результате деформирования при выполнении заданных критериев разрушения. При этом региональное поле напряжений рассматривается как граничное условие. В результате приложенной нагрузки происходит смещение по существующим разломам фундамента, что приводит к появлению локального поля напряжений. Основной целью такого (геомеханического) моделирования — выявление локального поля напряжений и оценка его влияния на появление новых разрывов, а, следовательно, сейсмичность. Кроме того, реконструкция напряженно-деформированного состояния пород фундамента (пространственное распределение осей эллипсоида напряжений и зон пригрузки и разгрузки) имеет первостепенное значение для выявления дизъюнктивных нарушений в чехле платформы. В рассматриваемой модели были рассчитаны следующие параметры: 1) величина и ориентировка горизонтального сжатия; 2) величина и ориентировка горизонтального растяжения; 3) вероятность появления новообразованных разрывных нарушений; 4) смещения вдоль разрывов фундамента, вызванные горизонтальным сжатием по осям X , Y , Z .

Оценивая напряженное состояние рассматриваемого региона в целом, следует отметить, что внешняя нагрузка, наиболее удовлетворяющая характеру распределения сейсмичности, соот-

ветствует северо-восточному сжатию. При такой нагрузке максимальные сжимающие напряжения чаще всего приурочены к бортам крупных авлакогенов (Пачелмский, Подмосковский) и в меньшей степени характерны для сводов поднятий. Расчеты появления новообразованных разрывных нарушений выполнены на основании математической модели Мора—Кулона, описывающей зависимость появления касательных напряжений от величины приложенных нормальных напряжений.

В результате расчетов сделан ряд выводов, отражающих общий характер проявления сейсмичности. Во-первых, площадь появления зон возможных очагов маломagnitudeных землетрясений (ВОЗ) занимает центральную часть изучаемой территории и вытянута преимущественно в северо-западном направлении (азимут $290\text{--}310^\circ$). Во-вторых, ориентировки возможных плоскостей сместителей прогнозируемых землетрясений укладываются в три системы $290\text{--}310^\circ$, $29\text{--}30^\circ$ и $60\text{--}70^\circ$. К наиболее деформированным участкам относятся южное обрамление Окско-Донского прогиба, западная часть Липецкого поднятия и западное обрамление Олымского поднятия (рис. 4).

Заключение. Использование комплекса современных методов и материалов позволило представить новейший структурный план большей части территории Восточно-Европейской платформы в масштабе 1:500 000. На изученных территориях установлен сводово-блоковый стиль дислокаций, представляющий собой комбинацию разноранго-

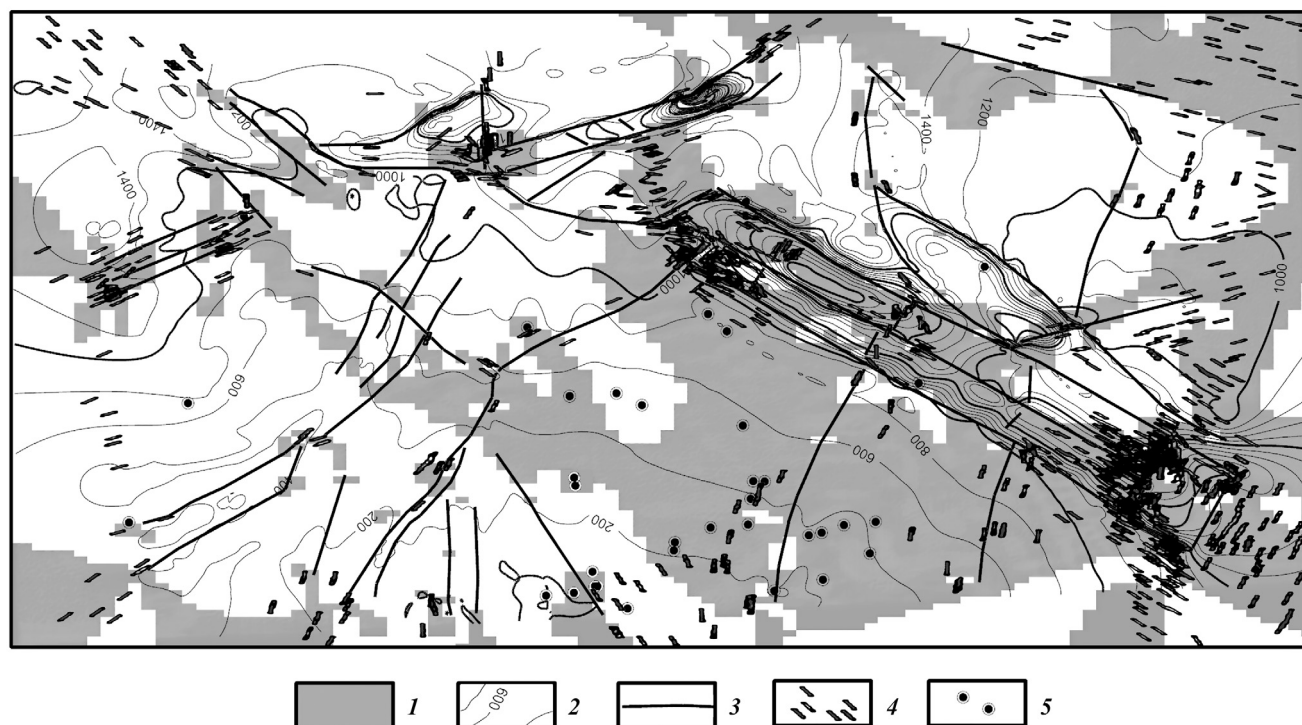


Рис. 4. Результаты компьютерного геодинамического моделирования: 1 — области возможных проявлений сейсмичности, 2 — изобазы структурной поверхности фундамента, 3 — разрывные нарушения фундамента, 4 — расчетные плоскости сместителей потенциальных разрывов, 5 — эпицентры землетрясений

вых поднятий и впадин, нарушенных линеаментами. Первые преобладают, что свидетельствует о вовлечении Восточно-Европейской платформы в процесс поднятия на новейшем этапе. Яркий пример — Окско-Донской прогиб, практически весь занятый поднятиями, наиболее выразителен из которых Окско-Цнинский вал. Другой пример — Прикаспийская впадина — структура наиболее прогнутая (до 22 км) по фундаменту, которая в современном рельефе осложнена многочисленными разноамплитудными (от нескольких метров до 250 м) и погребенными поднятиями.

Рост поднятий сопровождался образованием зон трещиноватости и разрывными дислокациями, которые чаще всего скрыты под чехлом четвертичных отложений и не всегда ярко выражены из-за малой амплитуды смещений, но проявляются в рельефе в виде линеаментов. Сопоставление выделенных линеаментов со структурными поверхностями фундамента и осадочного чехла позволило сделать вывод о связи глубинных дислокаций с новейшими. Новейшие структуры не всегда копируют древние дислокации, следуя вдоль них, они сохраняют их простирания или отражаются в рельефе фрагментарно в виде линеаментов. Особая роль принадлежит древним авлакогенам, которые контролируют простирание не только линеаментов, но и довольно часто ориентировку новейших пликативных структур, например, границы поднятий Среднерусской возвышенности — Чеховского, Калужского, Веневского, Зарайского, Плавского,

подчиненных простиранию Пачелмского авлакогена. Простирание поднятий на северо-востоке Московской синеклизы (Ярославского, Нерехтинского, Галичского) контролируется ветвями Среднерусского авлакогена. Клязьминское понижение и само субширотное Московско-Дмитровское поднятие сохраняют простирание Подмосквового авлакогена. Авлакогены на новейшем этапе испытывают активизацию, что подтверждается повышенными значениями эндогенного теплового потока в подобных структурах (Ладожский грабен, Галичский и Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и др.). Новейшие дислокации часто коррелируют с гравитационными и магнитными аномалиями (Прикаспийская синеклиза, Волго-Уральская антеклиза и др.).

К выделенным линеаментам приурочены максимальные значения эманаций гелия и водорода, проявления сейсмичности. Эпицентры низкомagnitude землетрясений маркируют некоторые линеаменты и их пересечения (Воронежская антеклиза). Современная активизация новейших структур подтверждается инструментальными наблюдениями, проведенными в 2000–2012 гг. на станциях GPS Менделеево, Обнинск, Звенигород [Адушкин и др., 2014].

Соответствие выраженных в рельефе структур глубинным дислокациям, вплоть до фундамента может указывать на его существенную роль в формировании новейшего плана Восточно-Европейской платформы.

Рассчитанные с помощью 3D геодинамической модели относительные величины и ориентировки напряженного состояния фундамента, которые были увязаны с проявлением сейсмичности, позволили выявить участки, находящиеся в условиях близких к механическому разрушению, а следовательно, являющиеся сейсмоопасными. В результате моделирования также оконтурены участки проявления малоамплитудных дислокаций в чехле платформы, рассчитаны значения величины изгиба структурной поверхности фундамента и рельефа дневной поверхности. Компильция этих параметров позволила выявить области возможных очагов землетрясений (ВОЗ). Отметим, что структура фундамента и рельеф дневной поверхности рассматриваемой территории имеют прямую корреляцию ($K=0,26$), что свидетельствует о непосредственном геодинамическом воздействии фундамента на структуру чехла платформы.

Формирование новейших структур происходит под влиянием Уральского орогена и молодой Скифской плиты. На это указывают распределение

сейсмичности и одинаковые простирания дислокаций в областях сочленения Восточно-Европейской платформы. Влияние Уральского орогена выражается в субмеридиональном простирании новейших дислокаций платформы в районах, прилегающих к Предуральскому прогибу.

Скифская плита в свою очередь находится под влиянием Большого Кавказа [Panina, Zaitsev, 2016], а преобладающие субкавказское простирание ее новейших структур характерно и для южной части Восточно-Европейской платформы. Согласно оценке напряженного состояния западной части изучаемой территории с помощью компьютерного моделирования показано, что внешняя нагрузка, наиболее удовлетворяющая характеру распределения сейсмичности, соответствует северо-восточному сжатию.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты КОМФИ 18-00-00344 и 18-00-00247).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С. и др. Исследование неотектонической активности морфоструктур центральной части Восточно-Европейской платформы с использованием дистанционных методов // Физика Земли. 2014. № 2. С. 21–28.

Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 13 (специальный). 1996. С. 53–60.

Мануилова Е.А. Структурно-геоморфологический анализ центральной части Московско-Дмитровского поднятия // Структурно-геоморфологические исследования для решения задач неотектоники и геодинамики. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Н.П. Костенко (1915–2005). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2015. С. 26–28.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерогенические и сейсмоструктурные процессы. Воронеж: Научная книга, 2012. С. 256–260.

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

Панина Л.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91, вып. 4–5. С. 51–60.

Хисамов Р.С., Файзуллин И.Н., Шарафутдинов В.Ф. и др. Геологическое строение Абдрахмановской площади по данным дистанционных космических методов и полевой эманиционной съемки // Нефтяное хозяйство. 2004. № 7. С. 40–43.

Panina L.V., Zaitsev V.A. Geodynamics of the Scythian Plate // Electronic Scientific Edition Almanac Space and Time 11.1 («The Earth Planet System»), 2016. Web. <2227-9490e-aprov_e-ast11-1.2016.11>. (In Russian). Т. 11, N 1. P. 2–16.

Поступила в редакцию 25.10.2018

Поступила с доработки 27.11.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 551.763

М.Р. Латыпова¹, Л.Ф. Копаевич², А.Г. Калмыков³, А.М. Никишин⁴,
С.И. Бордунов⁵

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОКЕАНИЧЕСКОМ БЕСКИСЛОРОДНОМ СОБЫТИИ (ОАЕ2) НА ГРАНИЦЕ СЕНОМАНА И ТУРОНА В РАЗРЕЗЕ р. БИЮК-КАРАСУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

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

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

В карбонатных разрезах на границе сеноманского и туронского ярусов присутствуют насыщенные органикой глинистые прослои, которые образовались в результате периодического становления бескислородных условий в бассейнах того времени. Изучен разрез пограничных сеноманских и туронских отложений в разрезе на р. Биюк-Карасу (Центральный Крым). Выделены органиконасыщенные темные прослои слабокарбонатных глин, сформировавшихся в период океанических бескислородных событий (Oceanic Anoxic Events — ОАЕ2). Прослои содержат большое количество керогена смешанного типа и представляют собой нефтематеринские толщи, сходные по слагающим их минеральным комплексам, но отличающиеся по количеству органического вещества в них.

Ключевые слова: органиконасыщенные прослои, граница сеномана и турона, бескислородное событие, нефтематеринские породы, Крым.

In the carbonate sections organic-rich clay interlayers on the Cenomanian and Turonian boundary were indicated. They were formed as a result of the periodic formation of anoxic conditions in the basins. A section of the Cenomanian and Turonian boundary sediments at the river Biyuk-Karasu (Central Crimea) was investigated. Dark organic-rich intercalations with light colored carbonate clays formed during the period of ocean anoxic event (OAE2) were identified. These interlayers contain large amount of type II organic matter and are oil source strata. The mineral composition is similar, but intervals differ in the organic matter concentration.

Key words: Organic-rich interlayers, Cenomanian–Turonian boundary, ocean anoxic event, oil source rocks, Mountain Crimea

Введение. Морские карбонатные отложения позднесеноманского и раннетуронского возраста имеют литологические, фаунистические и геохимические характеристики, указывающие на существование обстановок дефицита кислорода в водной толще Мирового океана. Этот непродолжительный эпизод (около 1 млн лет) назван океанским бескислородным событием (Oceanic Anoxic Event — ОАЕ2). Сеноман-туронские преимущественно светлые известняково-глинистые породы содержат от одного до нескольких темноокрашенных битуминозных прослоев с высокой концентрацией органического углерода (C_{org}) (от 1–2 до 20%). Тонкая слоистость и отсутствие биотурбации в этих слоях указывает на исчезновение бентосной фауны. В случае, когда темноокрашенные прослои не выражены, пограничные сеноман-туронские

породы характеризуются специфическими микрофаунистическими комплексами, а также изотопными сигналами, указывающими на аномальную палеогеографическую ситуацию.

Повышенные величины $\delta^{13}C$ интерпретируются как показатели быстрого захоронения громадных масс C_{org} в осадках и роста биопродуктивности на больших пространствах Мирового океана. Впервые эти события описаны в работе [Shlanger, Jenkyns, 1976]. Подробное описание механизма формирования подобных прослоев, именуемых авторами «black shale» приведено в работах [Arthur et al., 1987, 1988]. В отечественной геологии термин «сланцы» чаще применяется к породам, испытавшим метаморфические изменения (за исключением горючих сланцев). Поэтому эти породы называют обычно «черными глина-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; e-mail: margarita.r.latypova@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; e-mail: lfropaevich@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет кафедра региональной геологии и истории Земли, заведующий кафедрой, профессор; e-mail: nikishin@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. с.; e-mail: sib-msu@mail.ru



Рис. 1. Положение разреза на р. Биюк-Карасу на схеме Крымского п-ова

ми» или «черными прослоями» [Левитан, 1978], «высокоуглеродистыми осадочными породами» [Старостин, Япаскерт, 2007]. Мы называем такие породы «органиконасыщенными прослоями».

В разрезах Крыма эти породы на границе сеномана и турона впервые описаны в работах Д.П. Найдина с соавторами [Найдин, Алексеев, 1981; Найдин и др., 1981]. В дальнейшем пограничному сеноман-туронскому интервалу в Юго-Западном Крыму посвящена серия работ, в которых приведено описание вещественного состава пород, их стратиграфическое положение и особенности комплексов макро- и микрофоссилий [Банников и др., 1982; Гаврилов, Копачевич, 1996; Алексеев и др., 1997, 2007; Кораевич, Kuzmicheva, 2002; Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Изучению седиментологических и геохимических особенностей пограничных сеноман-туронских отложений на территории Юго-Западного Крыма также посвящены работы многих исследователей [Найдин, Кияшко, 1994; Бадулина, 2007; Бадулина, Копачевич, 2007; Левитан, и др., 2010; Fisher et al., 2005].

В 2017 г. похожий по строению и составу пограничный сеноман-туронский разрез был обнаружен в Центральном Крыму недалеко от г. Белогорск, на правом берегу р. Биюк-Карасу (рис. 1). Цель нашей работы — анализ литологических и геохимических особенностей строения этого разреза.

Материалы и методы исследований. Описываемый разрез находится в центральной части Крымского п-ова, на правом берегу р. Биюк-Карасу (рис. 2, А). Для изучения состава пород и их

особенностей из обнажения послойно отобрано 5 образцов. При их описании использованы следующие методы. Литологические особенности пород изучали в шлифах, приготовленных на эпоксидной смоле, толщиной 0,02 мм. Шлифы были просмотрены на поляризационном микроскопе «Opton IM35».

Метод пиролитических исследований использован для изучения органического вещества (ОВ) в породах и их нефтематеринского потенциала. Для этого образцы были тщательно перетерты в порошок и исследованы на пиролизаторе Rock-Eval-6 (IFP) на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В результате исследований получены следующие пиролитические параметры:

S1 — легкие углеводороды (УВ), выделяющиеся при температуре до 300 °С в среде инертного газа, мг УВ/г породы;

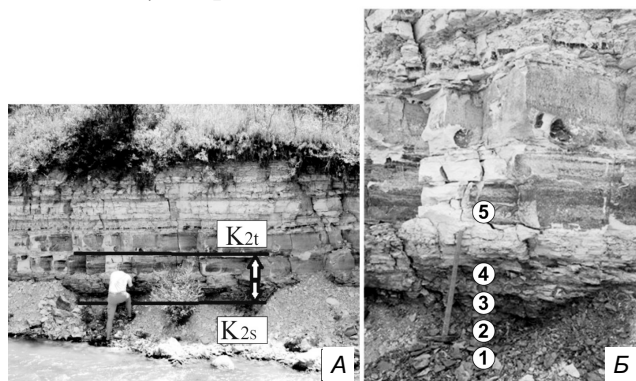


Рис. 2. Фото обнажения на р. Биюк-Карасу (А) и обнажение на побережье р. Биюк-Карасу (Б): 1–4 — глинистая порода, 5 — мергель

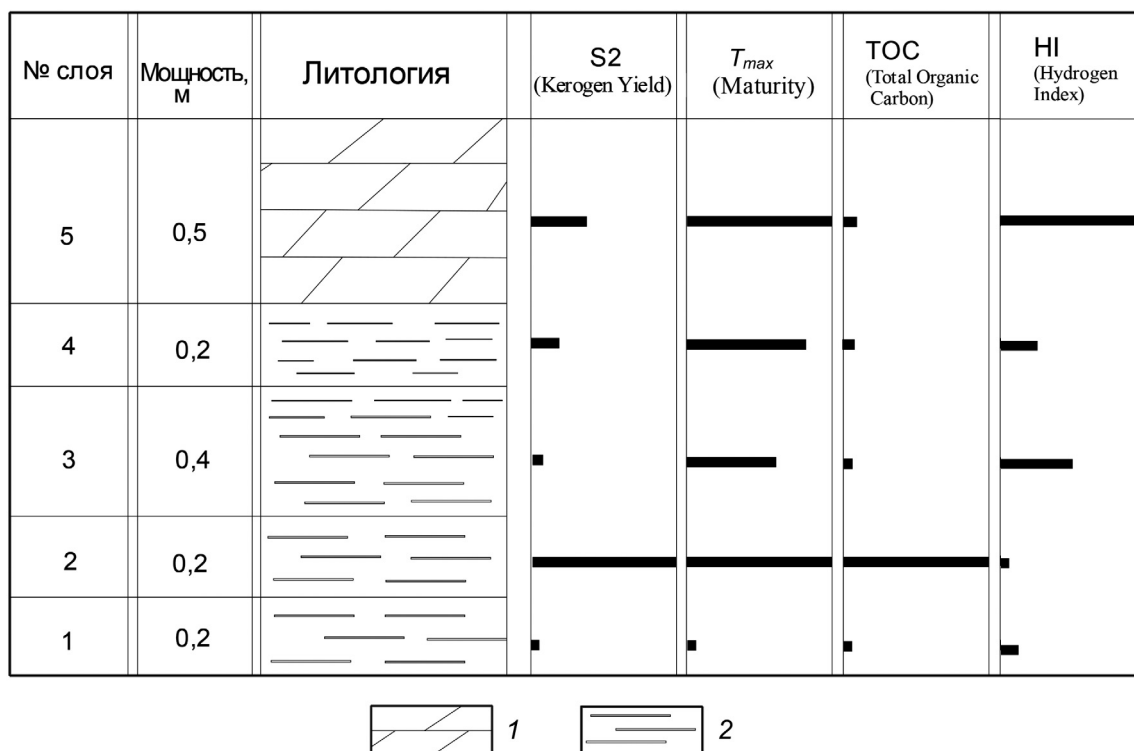


Рис. 3. Литологическая колонка, сопоставленная с данными пиролитических исследований, обнажения у р. Биюк-Карасу: 1 — мергель, 2 — глинистая порода

S2 — углеводороды УВ, выделяющиеся в интервале 300–650 °С в среде инертного газа, мг УВ/г породы. Сумма S1 и S2 показывает значение нефтегазоматеринского потенциала породы;

PI (Production Index) — индекс продуктивности, позволяющий выделить нефтенасыщенные прослои, $PI = S1/(S1+S2)$;

T_{max} — температура максимального выхода УВ при пиролизе, значения T_{max} характеризуют зрелость ОВ;

HI (Hydrogen Index) — водородный индекс, показывающий количество углеводородных частей керогена относительно всего ОВ в породе, мг УВ/г C_{org} . Косвенно указывает степень преобразования органического вещества;

TOC (Total Organic Carbon) — общее содержание органического углерода в породе, масс.%.

К сожалению, выветривание сильно влияет на качество образцов, отобранных из разреза, поэтому в обнажении достаточно часто происходит существенное изменение литологических и геохимических характеристик по сравнению с глубокозалегающими пластами. Глинистые породы больше всего подвержены разрушительным экзогенным процессам.

В области геохимии для сланцев были выполнены исследования [Jaffe et al., 2002], в результате которых доказана связь между глубиной отобранного образца и содержанием C_{org} . Опытным путем доказано, что содержание ТОС на глубине от 0 до 0,9 м в среднем на 77% меньше, чем в этом прослое на глубине более 4,2 м. Для органиконасыщенных прослоев, образовавшихся в процессе диагене-

за, содержание C_{org} увеличивается с глубиной в еще большей степени. Таким образом, вполне возможно, что содержание ОВ в породе гораздо выше, чем показали результаты пиролитических исследований, так как образцы отобраны из выветрелых пород.

Рентгенофазовый анализ необходим для детального изучения минеральных комплексов, которые содержатся в образце. С помощью этого метода исследованы органиконасыщенные прослои, так как состав глинистых компонентов чаще всего сложно различить в шлифе из-за пелитоморфной структуры основной массы. Рентгенофазовый анализ проводился на рентгеновском дифрактометре «ДРОН-3М» («Буревестник», Россия), рабочий ток 20 мА, рабочее напряжение 30 кВ, съемка проводилась с рентгеновской трубкой с Со-антикатодом. Исследования выполнены на кафедре литологии МГУ имени М.В. Ломоносова.

Описание разреза и вещественного состава пород. Разрез на р. Биюк-Карасу находится недалеко от г. Белогорск, обнажение расположено на правом берегу реки (рис. 2, А). На рис. 2, Б показаны выделенные при описании разреза прослои, дано их описание, объединенное с результатами пиролитических исследований (рис. 3). Из этого разреза описано 5 шлифов, по одному из каждого прослоя.

Прослой 1, мощность 20 см, представлен глиной известковистой, темно-серой и черной. В шлифе цвет породы неоднородный — от бледно-рыжеватого до буро-черного. Глина мягкая, крошится в руках. В шлифе глина известковистая. Основная масса породы сложена полиминераль-

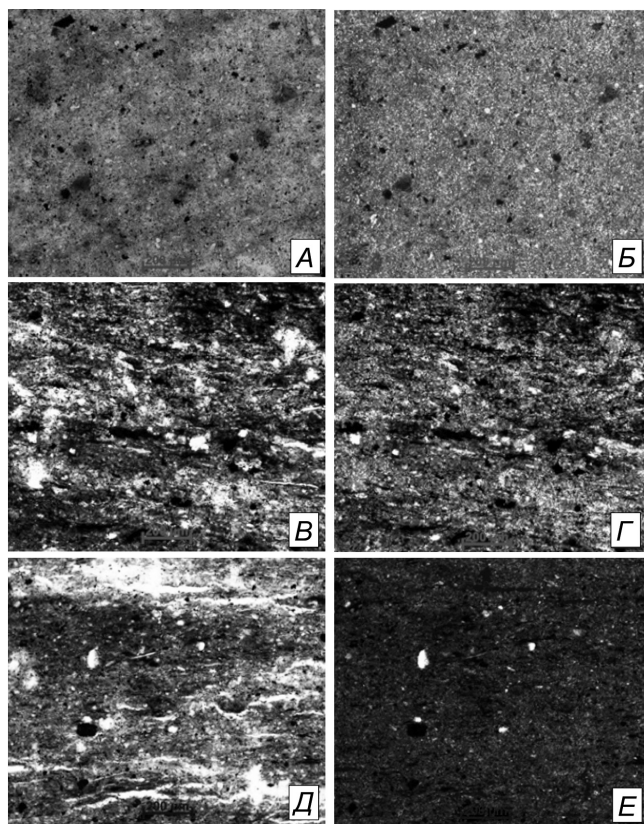


Рис. 4. Фото шлифов: *А* — образец из слоя 1, увеличение 10× при параллельных николях; *Б* — то же при скрещенных николях; *В* — образец из слоя 2, увеличение 10×; *Г* — то же при скрещенных николях; *Д* — образец из слоя 3, увеличение 10×; *Е* — то же при скрещенных николях

ным глинистым веществом (69%), с оксидами железа, с многочисленными включениями ОВ в виде хлопьевидных пленок и стяжений (до 27%) с терригенной составляющей, представленной немногочисленными кварцевыми зернами размером до 0,018 мм (3%) и примесью пирита (1%), рис. 4, *А*, *Б*. Структура породы пелитоморфная, текстура неслоистая.

Прослой 2, мощность ~20 см, представлен глинами известковистыми, темно-серыми. В шлифе цвет породы неоднородный — от бесцветного и бледно-желтого до насыщенного буро-коричневого. Основная масса породы представлена глинистым полиминеральным веществом (55%) с карбонатной составляющей (10%), рис. 4, *В*, *Г*. В породе присутствуют ОВ (25%), алевритовая и тонкопесчаная кварцевая примесь (5%), иногда встречаются крупные зерна кварца, зерна глауконита (5%). Структура породы пелитоморфная, текстура слоистая, слои подчеркнуты распределением вытянутых включений ОВ.

Прослой 3, мощность 30 см, состоит из глины известковистой, светло-голубовато-зеленой, наружная часть имеет более яркий зеленый цвет, возможно, из-за максимально интенсивного выветривания, на свежем сколе цвет бледный, голубоватый. В обнажении между породами прослоев 2 и 3 виден плавный переход. В шлифе цвет

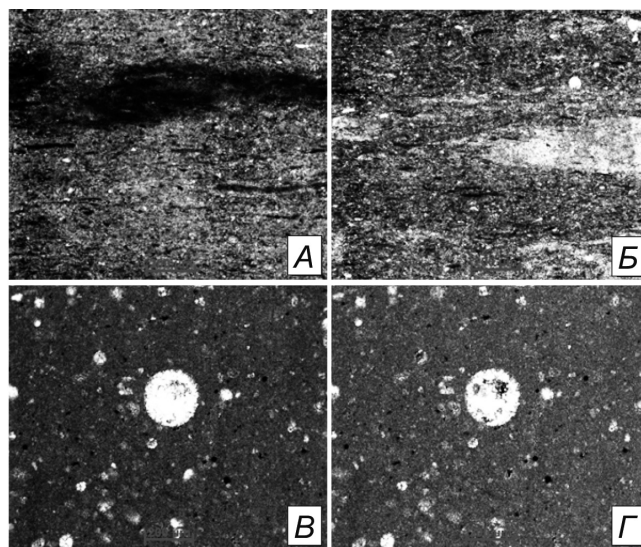


Рис. 5. Фото шлифов: *А* — образец из слоя 4, увеличение 10× при параллельных николях; *Б* — то же при скрещенных николях; *В* — образец из слоя 5, увеличение 10×; *Г* — то же при скрещенных николях

породы неоднородный — от бесцветного и бледно-желтого до насыщенного буро-коричневого. Основная масса породы представлена глинистым полиминеральным веществом (60%) с алевритовой тонкопесчаной кварцевой примесью (10%), с немногочисленными зернами глауконита (5%) и неравномерной послойной пропиткой ОВ (25%) (рис. 4, *Д*, *Е*). Структура пелитоморфная, текстура горизонтально-слоистая, слои подчеркнуты распределением вытянутых включений ОВ.

Прослой 4, мощность 20 см, сложен тонкослоистыми известковистыми глинами серого цвета, более плотными, чем в предыдущих прослоях. В шлифе цвет породы неоднородный — от светло-серого до насыщенного буро-коричневого. Основная масса породы представлена глинистым полиминеральным веществом (45%) с карбонатной составляющей (10%), с большим количеством органики (28%), предположительно водорослевой природы, с алевритовой тонкопесчаной кварцевой примесью (15%) и редкими остатками костей рыб (2%) (рис. 5, *А*, *Б*). Структура породы пелитоморфная, текстура горизонтально-слоистая.

Прослой 5, мощность 50 см, представлен глинистым известняком серовато-белого цвета. В шлифе цвет породы неоднородный — от светло-рыжевато- до серовато-коричневого. Основная масса породы сложена микритовым кальцитом (70%) с перекристаллизованными разобщенными раковинами фораминифер размером 0,015–0,12 мм (15%), с кальцисферами (10%) и с обломками кварца алевритовой размерности (5%) (рис. 5, *В*, *Г*). Структура микрокристаллическая, текстура массивная неслоистая. Генезис породы осадочный биогенный, с привнесением алевритовой примеси.

Таким образом, в шлифах видно, что прослои 1 и 4 содержат большее количество ОВ.

В органиконасыщенных прослоях по разрезу снизу вверх увеличивается количество алевроитовой примеси, последний прослой представлен глинистым известняком, а все нижележащие прослои — известковистыми глинами.

Пиролитическая характеристика пород. Для определения количества и типа ОВ в образцах, а также его зрелости проведены пиролитические анализы, результаты которых представлены в табл. 1. По геохимическим параметрам выделяются два прослоя: 1 и 4, которые характеризуются более высокими пиролитическими характеристиками (табл. 1). Прослои 2 и 3 имеют средние значения пиролитических параметров по сравнению с прослоями 1 и 4.

Таблица 1

Результаты пиролитического исследования

Номер слоя	S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	$T_{\max}$, °C	ТОС, масс. %	НІ, мг·УВ/г породы	PI, S1/(S1+S2)
1	0,05	2,37	425	1,43	166	0,02
2	0,03	0,45	410	0,69	65	0,06
3	0,03	0,11	392	0,12	92	0,23
4	0,09	12,72	422	4,14	48	0,01
5	0,03	0,06	328	0,1	60	0,31

На основании полученных пиролитических данных можно сделать вывод, что только прослои 1 и 4 содержат существенное количество ОВ и, следовательно, представляют собой целевые объекты исследований.

Рентгенофазовый анализ. По результатам рентгенофазового анализа (РФА) можно с высокой точностью определить состав образцов глинистых минералов. На анализ были отобраны образцы из прослоев 1 и 4. Основная составляющая во всех изученных пробах — смектит с Mg-обменным комплексом, затем следуют смешанослойная слюда-смектит и гидрослюда. Все эти три составляющие присутствуют в обоих образцах, однако процентное содержание компонентов в них различается (табл. 2).

Результаты исследований и их обсуждение. Существуют разные предположения, объясняющие процесс образования органиконасыщенных глинистых прослоев, например, предполагается широкое распространение бескислородных или обедненных кислородом условий на дне бассейна, а также в толще воды во время формирования таких прослоев, или же локальное распространение стагнации исключительно на дне бассейна. В обеих указанных моделях большое количество ОВ связывают с продуктивностью пелагиали, не исключается и его поступление с суши. Кроме того, существует предположение об условиях медленного изменения глубины водного столба, которые могут возникать при эвстатических транс-

грессиях. Последние способствовали расширению эпиконтинентальных бассейнов и их углублению [Найдин, 1993].

Таблица 2

Минеральные комплексы, рассчитанные по результатам РФА

Прослой 1	%	Прослой 4	%
Смектит с Са-Mg-обменным комплексом	58	Смектит с Са-Mg-обменным комплексом	74
Смешанослойная слюда-смектит	26	Смешанослойная слюда-смектит	11
Гидрослюда	11	Гидрослюда	14
Хлорит	4	Хлорит	1
Каолинит	1	Каолинит	0

Для того чтобы лучше понимать процессы, которые способствовали накоплению ОВ, необходимо изучить как можно больше разрезов, которые содержат органиконасыщенные глинистые прослои.

Пиролитические исследования позволили выделить прослои 1 и 4 по повышенному содержанию ОВ как нефтематеринские толщи, т.е. как осадочные породы, которые способны выделять свободные углеводороды, образованные в результате диагенеза и катагенеза ОВ, заключенного внутри этой породы [Баженова и др., 2000]. Нефтематеринские породы отличаются повышенным содержанием ОВ. Если в породе содержание ОВ > 0,2%, то она считается нефтематеринской [там же]. Основным показателем для выделения нефтематеринских толщ — ТОС. Этот показатель отражает общее содержание $C_{\text{орг}}$ в породе. Поскольку погрешность пиролиза может достигать 0,3 масс. % по ТОС, а породы подвергались вторичным преобразованиям и процессам выветривания, нами было принято решение выделять нефтематеринские интервалы по более высокому содержанию $C_{\text{орг}}$ — ТОС > 1 масс. %. Прослои 1 и 4 — нефтематеринские толщи, однако их геохимические характеристики отличаются. Прослой 1 сложен глиной известковистой с песчаной составляющей, немногочисленными кварцевыми зернами, пиритом, многочисленными включениями ОВ. По результатам рентгенофазового анализа порода, слагающая прослой, состоит из следующих минеральных комплексов: смектит с Са-Mg-обменным комплексом (58%), смешанослойная слюда-смектит (26%), гидрослюда (11%), хлорит (4%), каолинит (1%). Прослой 1 характеризуется следующими пиролитическими параметрами: S2 — 2,37 мг УВ/г. породы; $T_{\max}$ = 425 °C; ТОС = 1,43 масс. %.

Прослой 4 сложен глиной сильноуглеродистой, возможно, с кремниевой составляющей, с множественной органикой предположительно водорослевой природы, с карбонатной и кремнево-халцедоновой составляющей, с алевроитовой микрозернистой примесью кварца и редкими

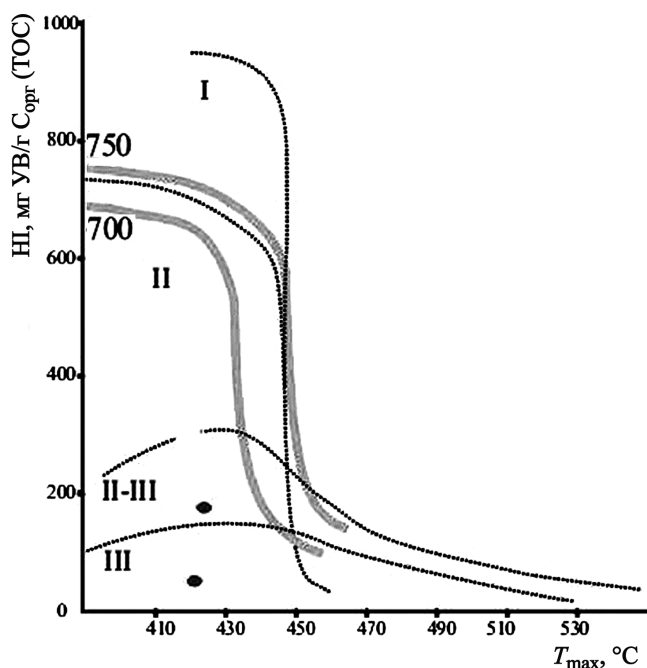


Рис. 6. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена. Римские цифры — разные типы керогена: I — сапропелевый, II — смешанный, III — гумусовый

остатками костей рыб. По результатам рентгенофазового анализа порода, слагающая прослой, состоит из следующих минеральных комплексов: смектит с Ca-Mg-обменным комплексом (74%), смешанослойная слюда-смектит (11%), гидрослюда (14%), хлорит (1%). Прослой 4 характеризуется более высокими пиролитическими параметрами, чем у прослая 1: $S_2=12,72$ мг УВ/г породы, $T_{\max}=422$ °C, $\text{ТОС}=4,14$ масс.%. Прослои 2, 3 и 5 представляют собой вмещающие породы, они не отличаются большим содержанием ОВ. Прослои 2 и 3 сложены известковистой глиной, а прослой 5 — глинистым известняком. Отметим, что в органиконасыщенном прослое 1 встречается редкая алевритовая примесь (3%). В то же время в прослое 4 этой примеси гораздо больше (до 10%), она крупнее. Увеличение терригенной составляющей в органиконасыщенных прослоях вверх по разрезу может свидетельствовать о существовании кратковременного регрессивного эпизода на фоне

общей сеноман-туронской трансгрессии. Это не было частным эпизодом, так как для других сеноман-туронских разрезов в Крыму характерно увеличение терригенной примеси на границе сеномана и турона [Алексеев и др., 1997, 2007; Fisher et al., 2005].

Для определения типа ОВ и стадии его зрелости образцы с содержанием $\text{ТОС}>1$ масс.% из прослоев 1 и 4 были нанесены на модифицированную диаграмму Ван-Кревелена (рис. 6). На диаграмме видно, что ОВ в прослоях из разреза на р. Биюк-Карасу расположено в нижней части диаграммы и лежит в областях, характерных для керогена II-III и III типов. В то же время такое положение точек на графике может быть следствием вторичных процессов как созревания ОВ, так и выветривания. Низкие значения HI могут свидетельствовать о высокой зрелости керогена II типа, что хорошо согласуется с результатами геохимических исследований ОВ в других разрезах пограничных сеноман-туронских отложений, в которых кероген отнесен к II типу, но находится на более низкой стадии зрелости. Таким образом, ОВ исследованного разреза представлено керогеном II типа, который в результате геологических процессов практически вышел из зоны нефтяного окна. Тем не менее есть вероятность, что на рассматриваемой территории происходил снос ОВ с суши, а кероген содержит примесь гумусовой составляющей, что также повлияло на результаты пиролитических исследований.

Выводы. 1. Органиконасыщенные прослои 1 и 4 существенно отличаются между собой по пиролитическим параметрам, а именно по ТОС и содержанию $C_{\text{орг}}$. Содержание ТОС в прослое 4 почти в 4 раза больше, чем в прослое 1.

2. Прослои 1 и 4 сложены одинаковыми минеральными комплексами (рис. 7, А, Б).

3. Принадлежность керогена к II типу позволяет предположить такие условия формирования отложений, в результате которых произошло более существенное преобразование ОВ, или говорить о примеси гумусовой составляющей, из чего можно сделать вывод, что при формировании органиконасыщенных прослоев мог происходить снос ОВ с суши.

4. Наличие двух органиконасыщенных прослоев на

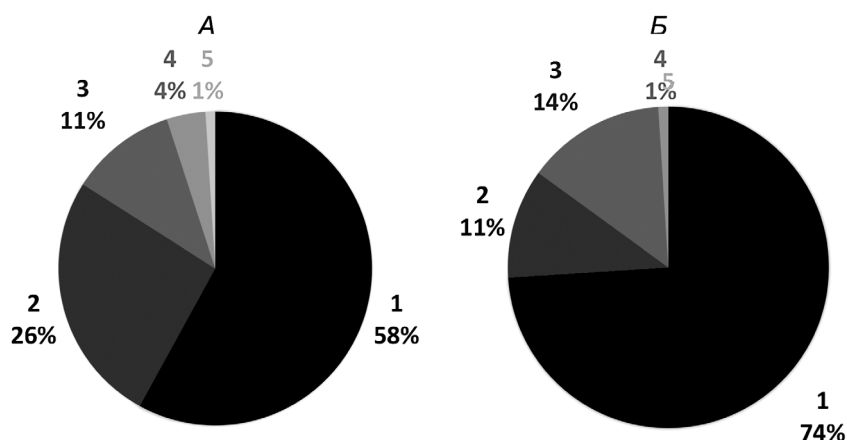


Рис. 7. Круговые диаграммы состава для «черных прослоев» по данным рентгенофазового анализа: 1 — смектит с Mg (Ca, Na)-обменным комплексом, 2 — смешанослойный слюда-смектит, 3 — гидрослюда, 4 — хлорит, 5 — каолинит; А — для слоя 1, Б — для слоя 2

границе сеномана и турона в разрезе на р. Биюк-Карасу свидетельствует о том, что в тот период времени имели место бескислородные обстановки цикличного характера, а увеличение количества терригенной составляющей по разрезу может свидетельствовать о существовании кратковременного регрессивного эпизода на фоне общей сеноман-туронской трансгрессии.

5. Доказано сходство прослоев 1 и 4 в разрезе на правом берегу р. Биюк-Карасу, имеющих глинистый состав и высокое насыщение ОВ. Литологическая и геохимическая характеристика этих прослоев позволяет предположить, что они формировались в обстановках, обедненных кислородом, соответствующих глобальному оке-

аническому бескислородному событию ОАЕ-2 (Oceanic Anoxic Events 2) на границе сеномана и турона.

Благодарности. Авторы выражают благодарность О.В. Хотылеву, Е.А. Лыгиной за ценные замечания и консультации. Также авторы благодарны Е.В. Карповой, Н.И. Коробовой за помощь при описании шлифов и В.Л. Косорукову за проведение и интерпретацию результатов рентгенофазового анализа.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-00503, 18-05-00495).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Венгерцев В.В., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма / Тр. Крымского геол. науч.-учеб. центра имени проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М., 1997. С. 54–73.

Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 3–29.

Бадулина Н.В. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза г. Сельбухра (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 26–31.

Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Копяевич Л.Ф. Палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в центральном и восточном Причерноморье (Крым, Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 10–17.

Бадулина Н.В., Копяевич Л.Ф. Строение и генезис пограничных сеноман-туронских отложений Новороссийского синклиория Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 9–15.

Банников А.Ф., Федотов В.Ф., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Teloostei верхнемеловых отложений Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 971–973.

Гаврилов Ю.О., Копяевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 4. С. 3–14.

Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В. и др. Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2010. № 6. С. 570–591.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления сеноманских отложений Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 7–21.

Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф. Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым)

и граница сеноман-турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С. 22–40.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 1. С. 28–42.

Arthur M.A., Dean W.E., Pratt L.M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary // Nature. 1988. Vol. 335. P. 714–717.

Arthur M., Jenkyns H., Brumsack H., Schlanger O. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // Cretaceous Resour., Events and Rhythms: Background and Plans for Res. 1990. Vol. 304. P. 75–119.

Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian-Turonian Oceanic anoxic event 2. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1987. Vol. 26. P. 401–420.

Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B., Leng M.J. Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea // Cret. Res. 2005. Vol. 26. P. 853–863.

Jaffe L.A., Peucker-Ehrenbrink B., Petsch S.T. Mobility of rhenium, platinum group elements and organic carbon during black shale weathering // Earth Plan. Sci. Lett. 2002. Vol. 198, N 3–4. P. 339–353.

Kopyevich L.F., Kuzmicheva T.A. The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications. In Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography // Osterr. Akad. Wiss., Schrift. Erd-wiss. Komm. Wien. 2002. Vol. 15. P. 129–149.

Kopyevich L.F., Vishnevskaya V.S. Cenomanian-Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2016. Vol. 441, N 3. P. 493–515.

Поступила в редакцию 08.12.2018

Поступила с доработки 10.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 551.762.2:551.343(47+57-25)

А.С. Алексеев¹, Р.Р. Габдуллин², Е.Н. Самарин³,
О.В. Зеркаль⁴, Ю.И. Ростовцева⁵

ПОГРЕБЕННЫЙ ОПОЛЗНЕВОЙ БЛОК В РАЗРЕЗЕ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ

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

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучен разрез верхнекаменноугольных и перекрывающих их юрских отложений на участке погребенной карстовой впадины в северо-западной части Москвы. Согласно конодонтовой зональности выявлено, что в разрезе борта карстовой впадины на переработанной карстовыми процессами воскресенской свите непосредственно залегает перхуровская свита. Показано, что выпадение из разреза образований неверовской свиты связано с формированием в среднеюрское (кудиновское) время оползневых деформаций — перемещением блока перхуровских известняков, находившихся гипсометрически выше на склоне карстовой палеовпадины.

Ключевые слова: каменноугольная система, юрская система, реликтовый оползень, карст, стратиграфия, Московская синеклиза.

A section of the Upper Carboniferous and overlying Jurassic sediments in the area of the buried karst depression in the northwestern part of Moscow was studied. According to conodont zonality, it was revealed that, in the section of the karst depression on the Voskresensk Formation altered by karst processes, the Perkhurovo Formation directly lies. It was shown that the missing in the section Neverovo Formation is associated with the origin of landslide deformations in the Middle Jurassic (Kudinovskoye) time — the movement of a block of Perkhurovo limestones, which are located hypsometrically higher on the slope of the karst paleodepression.

Key words: Carboniferous, Jurassic, relict landslide, karst, stratigraphy, Moscow Syncline.

Введение. В настоящее время на территории Москвы развито свыше 200 современных оползней, из которых 16 можно отнести к средним и крупным [Егоров и др., 2015]. Наиболее широко склоновые деформации развиты на крутых высоких склонах долины р. Москвы, особенно в Хорошево, Филиях, на Воробьевых горах и в Коломенском [Кюнтцель, 1962, 1964, 1965, 1980; Парецкая, 1975; Тихонов, 2009; Барыкина, 2017]. Относительно их возраста нет единого мнения, но в любом случае они образовались в позднечетвертичное время после московского оледенения в среднем неоплейстоцене. Подвижки этих оползней фиксируются и в настоящее время. Они затрагивают четвертичные и подстилающие их существенно песчаные толщи нижнего мела и волжского яруса, глинистые толщи верхней юры с горизонтом срыва внутри подмосковной свиты оксфордского возраста. В ряде случаев подошва этих оползней

находится значительно ниже уровня воды в р. Москве [Барыкина и др., 2017].

Более древние оползни не известны, хотя в Подмосковье и собственно в Москве проходит сложная разветвленная система «доюрских» речных долин, в том числе Главная московская ложбина [Даньшин, 1947; Петренко, Лихачева, 1979; Иксанова, 2005; Лукашов, Иксанова, 2005]. Глубина таких долин достигает 30–50 м, они выполнены преимущественно глинистой толщей средней и верхней юры, и перекрыты породами волжского яруса (мневниковская свита), широко выходящими на водораздельные пространства [Олферьев, 2012]. Кроме того, существует и значительно более молодая, но также захороненная сеть неогеновых и раннечетвертичных долин, не менее глубоких, чем «доюрские». На бортах этих долин древние оползни не зафиксированы, вероятно, по причине их достаточно глубокого залегания. Вместе с тем

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, профессор; e-mail: aaleks@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; e-mail: mosgorsun@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; e-mail: samارينen@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, вед. науч. с.; e-mail: igzov@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, доцент; e-mail: paleopen@mail.ru

в Подмоскowie, в бортах неогеновой палеодолины р. Кунья ранее были описаны погребенные древние оползни неогенового и раннечетвертичного возраста [Samarin, Zerkal, 2004].

На северо-западе Москвы в районе Хорошево-Мневники расположено поле глубоких (до 15–20 м) карстовых воронок, образовавшихся в добайосское (?) время в карбонатно-глинистой верхнекаменноугольной толще касимовского яруса [Кутепов, 1983; Татарчук и др., 1997; Лукашов, Иксанова, 2005], воронки отчасти приурочены к древним долинам. На склонах таких отрицательных форм с поперечником несколько десятков метров и более могли формироваться небольшие древние оползни и явления проседания, но о них ничего не известно. Вместе с тем на большей части территории Москвы под юрские толщи выходят отложения касимовского яруса, в составе которого весьма пластичные и водоупорные глинистые пачки, разделяющие карбонатные интервалы, составляют более половины мощности из приблизительно 50 м [Алексеев и др., 1998; Алексеев и др., 2009]. Такие особенности геологического строения прямо указывают на благоприятные условия для образования оползней. В статье мы впервые приводим доказательства существования оползней в бортах юрских карстовых впадин.

Древний оползень каменноугольных известняков обнаружен на борту карстовой впадины, расположенной между окружной железной дорогой и постройками на ул. Зорге, вл. 9. Здесь при инженерно-геологических изысканиях на площадке размером 40×50 м были пробурены 4 скважины глубиной 60 м и 2 глубиной 81,3 и 85 м. Расстояние между скважинами весьма небольшое — 16–40 м. Выход керна в дочетвертичной части разреза по 4 скважинам составил 80–90%. Из скв. 1 поднято 60% керна и из скв. 2 — 66% за счет снижения его выхода в интервале закарстованных пород каменноугольного возраста и в песках москворецкой свиты. Керна описан А.С. Алексеевым, расчленение разреза дано с учетом современных стратиграфических схем для каменноугольных [Алексеев и др., 2009] и юрских [Унифицированная..., 2012] отложений (рис. 1). Все это позволило частично оконтурить карстовую впадину в верхнекаменноугольных породах, дно которой в самой глубокой вскрытой части находится на отметке +87,5 м. Описание керна и его фотографии, геофизическую характеристику и другую информацию можно найти в монографии Р.Р. Габдуллина и А.В. Иванова [2013]. Описание палинологических комплексов москворецкой свиты сделано Ю.И. Ростовцевой [2011].

Геологическое строение. Участок с абсолютными отметками 147,0–147,5 м расположен в пределах раннечетвертичной долины, выполненной до глубины 32–33,5 м песками четвертичного аллювия. Наиболее древние породы, вскрытые на

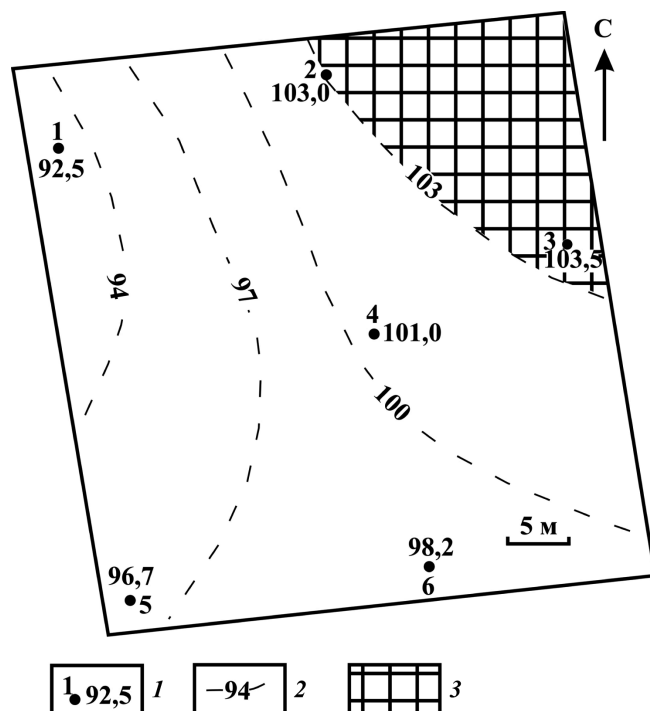


Рис. 1. Карта изогипс кровли каменноугольных отложений в районе исследований (ул. Зорге, вл. 9): 1 — номер скважины и абсолютная отметка кровли каменноугольных отложений; 2 — изогипсы дна карстовой впадины; 3 — оползневой блок

площадке (рис. 2), — шуровская среднекаменноугольная свита подольского горизонта московского яруса, сложенная известняками и доломитами (скв. 2, интервал 74,2–81,3 м). Ее перекрывают известняки и доломиты мячковского горизонта (коробчеевская, домодедовская и песковская свиты [Махлина, Алексеев, Горева, 2001]) мощностью до 22 м (скв. 2, инт. 52,2–74,2 м). Все среднекаменноугольные породы интенсивно закарстованы, часто превращены в щебень или смешаны с зеленой и черной песчаной глиной, которая выполняет многочисленные карстовые полости небольшого размера (высота до 1–2 м). Самая глубокая полость встречена в скв. 2 (инт. 76,5–77,0 м, шуровская свита подольского горизонта). Таким образом, глубина проникновения карстовых процессов составляет не менее 40 м, что редко отмечается в Москве и Подмоскowie.

Нормальный разрез каменноугольных отложений завершается глинисто-карбонатной пачкой суворовской свиты кревкинского горизонта касимовского яруса. Она типично представлена в скважинах 3 (инт. 49,5–52,7 м), 4 (инт. 49,3–52,0 м) и 6 (инт. 49,2–52,3 м), имеет мощность около 3 м, что вполне обычно для этой части Москвы. Как и в других районах, толща суворовской свиты распадается на две неравные части: внизу (до 2,5 м) — пестроцветные известняки, мергели, глинистые доломиты и глины (пачка так называемой «гарнаши»), а сверху (0,4–0,8 м) — характерный перекристаллизованный с ядрами двустворчатых

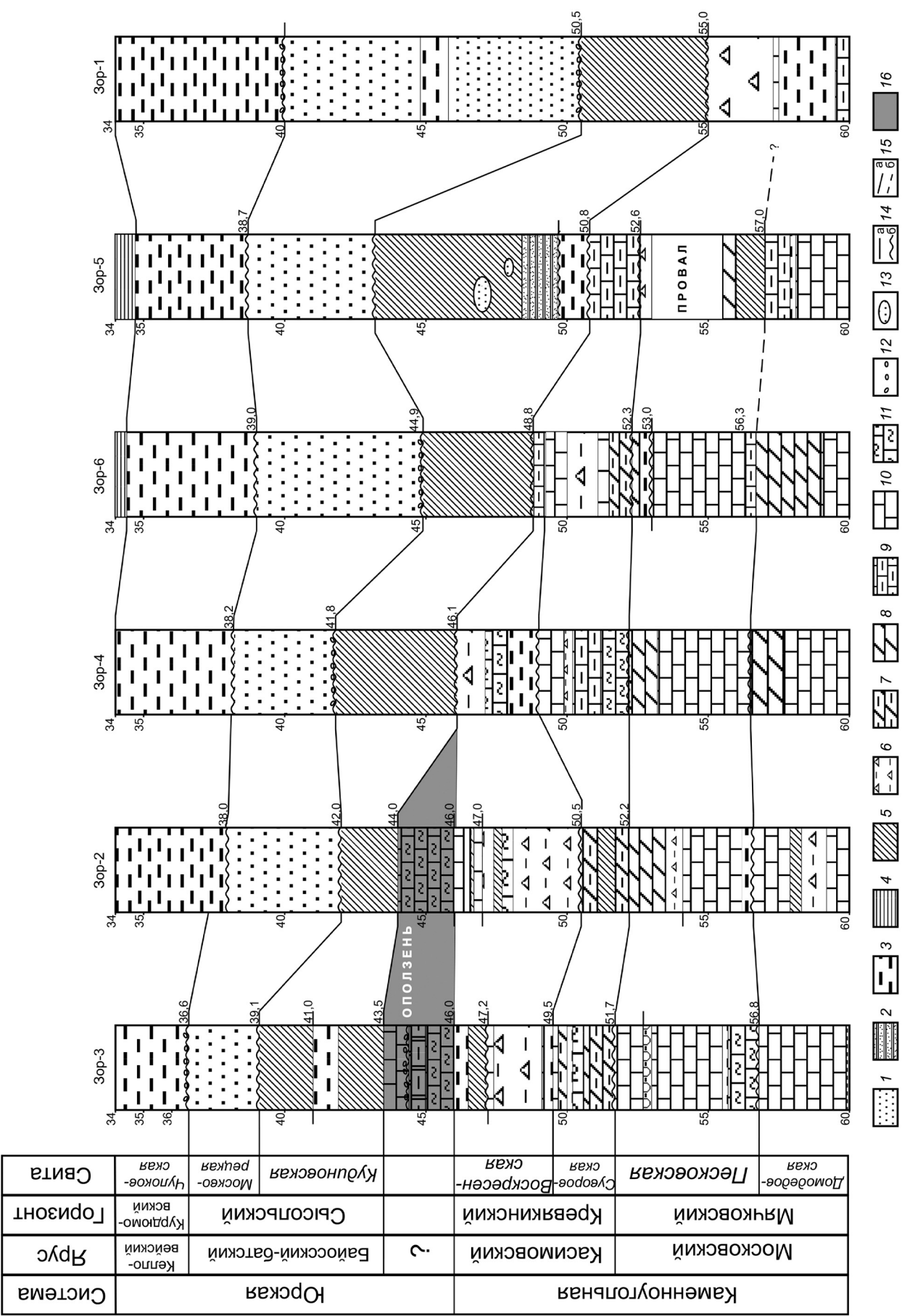


Рис. 2. Схема сопоставления изученных разрезов скважин: 1 — песчаники, пески; 2 — глинистые известняки; 3 — мерели; 4 — мерели; 5 — мерели; 6 — мерели; 7 — мерели; 8 — мерели; 9 — мерели; 10 — мерели; 11 — мерели; 12 — мерели; 13 — мерели; 14 — мерели; 15 — мерели; 16 — мерели

и брюхоногих моллюсков пятнистый известняк «шарша». В «шарше» (скв. 6, глубина 49,9 м) найдены характерные для зоны *subexcelsa* (суворовская свита) конодонты *Idiognathodus fischeri* Alekseev et Goreva, а вблизи подошвы «гарнаши» (скв. 6, глубина 52,4 м) — «Swadelina» *subexcelsa* Alekseev et Goreva и *Idiognathodus delicatus* Gunnell.

Только в скв. 6 ниже кудиновской свиты отмечен небольшой по мощности зеленовато-серый мергель с тонкими (до 2 см) прослойками известняка, в подошве брекчированный (инт. 48,8–49,2 м), вероятно, принадлежащий основанию воскресенской свиты кревкинского горизонта, так как содержит конодонты *Idiognathodus trigonolobatus* Barskov et Alekseev, «Swadelina» *subexcelsa* и др.

Над суворовской свитой (кроме скв. 1 и 5) залегает в различной степени разрушенная и переработанная карстовыми процессами и импрегнированная зеленой глиной кудиновской свиты толща каменноугольных пород мощностью около 3 м (скв. 3, инт. 46,0–49,5 м; скв. 2, инт. 47,0–50,5 м; скв. 4, инт. 46,4–49,3 м). Она представлена пестроцветными глинами, тонкослоистыми известняками, сохраняющими горизонтальное залегание, часто глинами с обломками известняка. В скв. 4 (гл. 47,7 м) в зеленовато-сером глинистом известняке обнаружены конодонты *Idiognathodus trigonolobatus* и *Swadelina makhlinae* Alekseev et Goreva. Последний вид характерен для одноименной зоны, которая охватывает воскресенскую свиту кревкинского горизонта [Горева, Алексеев, 2010].

Выше должна залегать маломощная (0,5–2 м) карбонатная пачка ратмировской свиты хамовнического горизонта, но на территории Москвы она почти повсеместно отсутствует [Алексеев и др., 2009]. Обычно на воскресенской свите лежит существенно глинистая неверовская свита хамовнического горизонта, мощность которой в среднем достигает 10,5–13,5 м, но на изученном участке она отсутствует.

Днище впадины, следуя его изгибам, выстилают глины кудиновской свиты (верхний байос–нижний бат). Это весьма распространенная в Москве толща, пятнисто развитая в пределах наиболее глубоких участков добайосских (?) долин [Олферьев, 2012]. Она зафиксирована в Мякинской пойме, у ВДНХ и на ул. Сергея Эйзенштейна, на площади Гагарина и в Коломенском. Глины имеют характерную светло-зеленую или голубовато-зеленую, иногда почти белую окраску, плотные, мылоподобного облика, обычно содержат включения обугленной древесины разного размера и не полностью растворенные каменноугольные биокласты.

Мощность глин и строение разреза на участке весьма непостоянны. Минимальная мощность 2 м установлена в скв. 2, а в скв. 1, 4–6 она возрастает до 4–5 м. Переход глины в подстилающие закарстованные породы обычно слабо выражен,

но в скв. 5 в их подошве (инт. 49,7–50,8 м) залегает песчанистая темно-серая глина, которая вниз переходит в глинистый песок.

Необычное строение разреза зафиксировано в скв. 3, где собственно кудиновские глины вскрыты в инт. 41,9–43,5 м, причем они отличаются присутствием коричневых пятен и прослоев светлого алевроита. На глубине 43,0 встречена очень тонкая (0,5 см) прослойка из раздавленных и растворенных, ставших мучнистыми раковин каменноугольных брахиопод и скелетов мшанок. Выше (инт. 41,0–41,9 м) залегает кирпично-красная, прослоями сиреневая глина с тонким (инт. 41,5–41,6 м) пластом светло-серого криноидного известняка, характерная для глинистых пачек касимовского яруса. Завершает разрез свиты голубовато-зеленая глина с линзами из скоплений мелких члеников стеблей криноидей и плиткой (2,5 см) светло-серого известняка. Аналогичные линзочки и прослойки каменноугольных биокластов отмечены и в других разрезах, но в глинах кудиновской свиты, вскрытых скв. 3, нет обугленного растительного детрита, который присутствует во всех других скважинах. Отсутствие растительных остатков в разрезе этой скважины можно объяснить тем, что в этом месте кудиновские глины занимают наиболее высокое положение, так как их кровля находится на отметке почти +108 м, тогда как в скв. 2 и 4 она расположена на высоте +105 м, в скв. 6 — +102 м и в скв. 1 — +97 м. Появление внутри глин кудиновской свиты пачки красноцветных глин каменноугольного облика, скорее всего, результат оползневого смещения или вертикального проседания (см. ниже).

Карстовую впадину заполняет, почти нивелируя ее, толща серого средне-мелкозернистого песка москворецкой свиты (батский ярус). Вблизи борта ее мощность (скв. 3, инт. 36,6–39,1 м) составляет всего 2,5 м, и в подошве она сложена буровато-черным песком с обильными остатками древесины и кварцевой галькой, а кровля расположена на отметке +110,4 м. В сторону впадины мощность увеличивается до 4 м (скв. 2 и 4), затем до 5,9 м (скв. 6, инт. 39,0–44,9 м), а в скв. 1 (инт. 40,0–50,5 м) в ее составе можно выделить три пачки: верхнюю, эквивалентную толще, которая присутствует в других скважинах (инт. 40,0–44,8 м), небольшой мощности среднюю из светло-коричневой глины вверху с тонкими прослойками песка и рыхлого угля (инт. 44,8–45,8 м) и нижнюю из светло-коричневого глинистого и углистого песка (инт. 45,8–50,5 м), которая имеет мощность примерно одинаковую с таковой верхней пачки (4,7 м). Общая мощность москворецкой свиты в скв. 1 составляет, таким образом, 10,5 м, а ее кровля находится на отметках +103÷+104 м, несколько опускаясь (+102,5 м) в скв. 1.

Сверху все запечатано зеленовато-серой, реже темно-серой глиной с железистыми оолитами и

с линзами оолитового мергеля великодворской подсвиты чулковской свиты (средний—верхний келловей), которая залегает с размывом на подстилающих песках (галька известняка). Мощность великодворских глин довольно постоянна и колеблется от 4,0 до 5,9 м (скв. 2). Завершает разрез юрских отложений, сохранившихся от четвертичного размыва, пачка темно-серых, почти черных, с мелким раковинным детритом глин мощностью до 1 м, принадлежащих подосинковской подсвите чулковской свиты (верхний келловей—нижний оксфорд). Абсолютные отметки кровли юрских отложений на всей площади участка весьма выдержаны, изменяясь от +113,9 до +115,3 м.

Таким образом, зафиксированные проявления карста относятся к числу весьма древних, во всяком случае добайосских, в настоящее время они запечатаны водоупорной глинистой толщей чулковской свиты, на что для этого участка было указано ранее [Иксанова, Лукашов, 2000].

Оползень. Выявление погребенных реликтовых оползневых форм — достаточно сложная задача. К основным диагностическим признакам палеогравитационных деформаций относится нарушение нормального, характерного для рассматриваемых участков, залегания отложений, что выражается, в частности, в резком изменении высотных отметок кровли/подошвы горизонтов, значительном варьировании их мощности, нарушении стратиграфически нормального разреза, что фиксируется на незначительном расстоянии.

Для рассматриваемого участка в верхней части каменноугольного разреза вместо глин неверовской свиты на закарстованных породах залегает пачка известняков мощностью 2,0–2,5 м (скв. 2, инт. 44,0–46,0 м; скв. 3, инт. 43,5–46,0 м), вскрытая только в северо-западном углу участка. Пачка имеет двучленное строение, лучше всего зафиксированное в скв. 3. Внизу это известняки светло-серые и зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, прослоями органогенно-обломочные, с примазками зеленой глины по напластованию. Вверху (скв. 3, инт. 43,5–44,5 м) залегает известняк светло-серый, прослоями слабоглинистый, участками криноидный, в подошве с мелким гравием зеленой глины. На территории Москвы такое строение разреза типично для известняков перхуровской свиты дорогомилковского горизонта. Перерыв в ее верхней части был хорошо виден в котловане центрального ядра Москва-Сити и отмечен в ряде скважин.

Перхуровский возраст этой пачки подтверждают находки конодонтов «*Streptognathodus*» *neverovensis* Goreva et Alekseev и *Idiognathodus* aff. *sagittalis* Kozitskaya (скв. 2, гл. 44,8 и 44,3 м). Вид «S». *neverovensis* имеет широкое распространение и встречается от основания неверовской свиты до кровли перхуровской [Горева, Алексеев, 2006]. Однако найденный морфотип очень близок к

тем, которые присутствуют именно в стратотипе перхуровской свиты в окрестностях Воскресенска (неопубликованные данные А.С. Алексеева и др.) и в скв. 1832, пробуренной на проспекте Сахарова в Москве [Alekseev, Goreva, 2007].

Таким образом, на переработанной карстовыми процессами воскресенской свите непосредственно залегает перхуровская свита и из разреза выпадают образования неверовской свиты. Такое строение разреза верхнекаменноугольных отложений абсолютно нетипично для территории Москвы и не может быть связано с эрозией образований неверовской свиты, которая должна была носить исключительно «локальный» характер. Формирование отмеченных особенностей геологического разреза можно объяснить гравитационным перемещением блока перхуровских известняков, находившихся гипсометрически выше на весьма крутом северо-западном склоне палеовпадины. Дополнительный фактор, указывающий на возможное оползневое перемещение блока перхуровских известняков, — наличие в его строении глинистых прослоев, существенно снижающих устойчивость склонов.

Вместе с тем обращает на себя внимание горизонтальное залегание подошвы перхуровских известняков, зафиксированное как в керне, так и по абсолютным отметкам в двух скважинах (около +101 м). В случае оползания следовало бы ожидать в той или иной степени наклонного залегания слоев, но оно может быть весьма незначительным, и его можно не зафиксировать по буровым данным. При этом близость высотных отметок может свидетельствовать об оползании известняков единым блоком. Признаки гравитационного перемещения блоков известняков в этой части участка также зафиксированы и выше по разрезу, где они расположены внутри кудиновской свиты.

Другим возможным объяснением могло бы быть горизонтальное проседание благодаря выносу (возможно, суффозионной природы) в сторону самой переуглубленной части впадины (скв. 1) в основном глинистого материала неверовской свиты. Однако, если для глинистого материала суффозионный вынос возможен, то для известняков, прослои которых содержатся в нормальном разрезе неверовской свиты, он маловероятен. Кроме того, условия, в которых формировались кудиновские глины, запечатывающие оползший блок, не вполне ясны. Часто они похожи на элювиальные продукты, возникшие за счет растворения каменноугольных карбонатных пород, в том числе, возможно, в подземных карстовых полостях, они нередко постепенно и незаметно переходят вниз по разрезу в неизменные красноцветные мергели, глины и доломиты касимовского яруса. Такая подземная карстовая полость, заполненная кудиновскими глинами, перекрытыми песками москворецкой свиты со скоплениями растительного

детрита, вскрыта в карьере у ст. Пески на левом берегу р. Москвы недалеко от Коломны [Алексеев и др., 2001]. Своды таких полостей могли бы обрушаться или постепенно проседать без существенных наклонов. Однако такой сценарий требует существенной первоначальной раздробленности известняков, так как в противном случае свод карстовой полости в достаточно прочных перхуровских известняках сохранил бы устойчивость.

Таким образом, наиболее вероятный сценарий развития выявленных особенностей геологического строения на рассматриваемом участке — формирование в среднеюрское (кудиновское) время оползневых деформаций на северо-западном склоне палеовпадины. При этом элювиальный облик кудиновских отложений объясняется активным преобразованием гравитационно смещенных блоков коренных пород, что типично для дезинтегрированных оползневых масс.

Заключение. Выявление палеоползней — сложная задача, требующая привлечения дополнительных специализированных исследований. Идентификация описанного погребенного реликтового оползня стала возможна только благодаря

биостратиграфическому контролю с помощью конодонтовой зональности. Несомненно, усложненное оползнями строение склоновых участков карстовых впадин и древних речных долин в Москве необходимо учитывать при инженерно-геологических изысканиях.

Отметим, что рассматриваемый участок приурочен к области молодого поднятия с амплитудой по верейскому горизонту и верхнекаменноугольным отложениям (кровля перхуровской свиты) в 8–10 м [Макаров и др., 1998; Парфенов, Кутателадзе, 1976]. Основное поле развития кудиновской свиты, расположенное на востоке от Москвы в районе г. Электроугли, по с. Кудиново и Гжель [Ростовцева, 2013], также находится в районе приподнятого залегания каменноугольных слоев. Очевидно, что в пределах поднятия борта прорезающих его долин имеют более значительные перепады высот, что и создает благоприятные условия для развития оползневых смещений.

Благодарности. Авторы благодарят А.К. Вайтекунаса и О.А. Савича и коллектив ООО «ЦГИ» за консультации и техническую помощь при исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Агаджанян А.К., Арешин А.В. и др. Открытие уникального местонахождения среднеюрской фауны и флоры в Подмоскovie // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 359–362.

Алексеев А.С., Баранова Д.В., Кабанов П.Б. и др. Опорный разрез верхнего карбона Москвы. Статья 1. Литостратиграфия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 2. С. 3–15.

Алексеев А.С., Горева Н.В., Реймерс А.Н. Новая местная схема стратиграфического расчленения касимовского яруса верхнего карбона Московского региона // Бюлл. Региональной межвед. стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 50–59.

Барыкина О.С., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н. и др. К вопросу о развитии оползневых процессов на Воробьевых горах (г. Москва) // Инженерно-геологические задачи современности и методы их решения: Мат-лы науч.-практ. конф. М.: Геомаркетинг, 2017. С. 111–117.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Прикладная стратиграфия в инженерной и экологической геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013. 276 с.

Горева Н.В., Алексеев А.С. Конодонтовые зоны верхнего карбона России и их глобальная корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 35–48.

Горева Н.В., Алексеев А.С. Новые виды конодонтов из касимовского яруса (верхний карбон) Москвы и Подмоскovie // Палеонтол. журн. 2006. № 2. С. 75–78.

Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.

Егоров Ю.К., Зеркаль О.В., Кирич М.В. и др. Оценка риска развития опасных геологических процессов на территории г. Москвы при инженерных изысканиях // Инженерно-геологические и геоэкологические пробле-

мы городских агломераций / Мат-лы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инж. геологии и гидрогеологии (19–20.03.2015). Сергеевские чтения. Вып. 17. М.: Изд-во РУДН, 2015. С. 239–243.

Иксанова Е.А. Реконструкция доюрского палеорельефа г. Москвы в связи с решением инженерно-геоморфологических задач // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2005. № 5. С. 44–48.

Иксанова Е.А., Лукашов А.А. Оценка опасности активизации карстово-суффозионных процессов в западной части Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2000. № 6. С. 48–51.

Кутепов В.М. Формирование напряженного состояния массивов горных пород на закарстованных территориях // Инженерная геология. 1983. № 1. С. 67–81.

Кюнцель В.В. Закономерности оползневого процесса на европейской территории СССР и его региональный прогноз. М.: Недра, 1980. 213 с.

Кюнцель В.В. О возрасте глубоких оползней Москвы и Подмоскovie, связанных с юрскими глинистыми отложениями // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 60, вып. 3. С. 93–100.

Кюнцель В.В. О развитии оползней в парке Фили-Кунцево // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1964. Вып. 26. С. 131–135.

Кюнцель В.В. Эрозия берегов реки Москвы и ее влияние на оползневые процессы // Разведка и охрана недр. 1962. № 3. С. 41–45.

Лукашов А.А., Иксанова Е.А. О возможности развития докайнозойского карбонатного тропического карста в Нечерноземье // Геоморфология. 2005. № 2. С. 52–58.

Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А. и др. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. 1998. № 4. С. 3–20.

Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001. 244 с.

Олферьев А.Г. Стратиграфические подразделения юрских отложений Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 4. С. 32–55.

Парецкая М.Н. Зависимость морфологии оползней выдавливания Подмосковья от прочности юрских глин // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1975. Вып. 81. С. 94–97.

Парфенов С.И., Кутателадзе И.Р. О поверхностных проявлениях карста в Москве // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1976. Вып. 108. С. 70–73.

Петренко С.И., Лихачева Э.И. Некоторые результаты изучения палеодолин на территории г. Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1979. № 4. С. 96–99.

Ростовцева Ю.И. Новые данные к палинологической характеристике среднеюрских отложений на северо-западе Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 48–53.

Ростовцева Ю.И. Палинологическая характеристика кудиновской свиты (средняя юра) Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 5. С. 15–21.

Татарчук Ю.С., Шипулин Ю.К., Чертков Л.Г. и др. Провалы карстово-суффозионного происхождения на северо-западе Москвы // Разведка и охрана недр. 1997. № 8–9. С. 54–58.

Тихонов А.В. Особенности механизма оползневого процесса в условиях Москвы на примере участка Хорошево-1 // Изв. вузов. Геология и разведка. 2009. № 4. С. 74–75.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы / Ред. В.В. Митта. М.: ВНИГНИ, 2012. 14 листов схем.

Чертков Л.Г. Карстовые и суффозионно-провальные явления на территории г. Москвы и методика их инженерно-геологического изучения: Автореф. канд. дисс. М., 1984.

Alekseev A.S., Goreva N.V. Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian stages in the Moscow Basin, Russia // Wong T.E. (ed.). Proceed. of the XVth Intern. Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Editat-KNAW: Amsterdam, 2007. P. 229–242.

Samarin E.N., Zerkal O.V. Paleolandslides in valley of Kunya-river and their influencing on modern slope instability // W. Lacerda, M. Ehrlich, S.A.B. Fontoura, A.S.F. Sayao (eds). Landslides: Evaluation&Stabilization: Proceedings of the IXth Intern. Symp. on Landslides. Balkema: Rotterdam. 2004. Vol. 1. P. 243–249.

Поступила в редакцию 15.09.2018

Поступила с доработки 15.10.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 551.73:553

А.В. Краснова¹, Ю.В. Ростовцева², А.Е. Гаврилов³

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ КРОВЛИ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

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

ООО «Газпромнефть НТЦ». 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д. 75-79, литер Д

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

LLC «Gazpromneft CTC». 190000, St. Petersburg, nab. River Moika, d. 75-79, letter D

Изучены вторичные изменения кислых вулканитов кровли доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты (Томская область). Литолого-петрографические и минералогические особенности пород свидетельствуют об их проработке низкотемпературными гидротермальными растворами, в то время как продукты кор выветривания, широко развитые на предъюрской поверхности, не были однозначно установлены. Коллекторские свойства изучаемых пород обусловлены наличием трещиноватости и проявлением выщелачивания.

Ключевые слова: вулканиты, эпигенетические изменения, гидротермальные процессы, вторичные коллекторы, доюрский комплекс, Западная Сибирь.

The study of secondary changes of acidic effusives with reservoir properties from the top of the Western Siberia pre-Jurassic complex (Tomsk Region) was produced. Lithological, petrographic and mineralogical features of these rocks indicate their change by low-temperature hydrothermal solutions, while weathering products, which are widely spread at the top of the basement, have not been clearly defined. Reservoir properties of studied rocks were formed probably due to fracturing and leaching.

Key words: volcanic rocks, epigenetic alteration, hydrothermal processes, secondary reservoirs, Pre-Jurassic complex, Western Siberia.

Введение. В настоящее время большой интерес вызывает изучение пород кровли доюрского комплекса Западной Сибири, в которых выявлено более 50 месторождений углеводородов и более 50 нефтепроявлений [Шустер, Пуланова, 2016]. Одна из особенностей этих толщ — наличие в них вторично измененных вулканитов, обладающих коллекторскими свойствами. Традиционно считается, что эпигенетическая преобразованность этих пород во многом обусловлена действием гипергенеза в перми—триасе (?) [Исаев, 2010; Ковешников, Недоливко, 2012]. Однако, существуют и другие представления, связывающие развитие в них вторичных изменений с проявлением гидротермальной проработки [Коровов, Коровова, 2004; Коровов и др., 2008, 2011].

В ходе исследований изучены эпигенетические изменения эффузивов кровли доюрского комплекса одной из разведочных скважин, расположенной в юго-восточной части Западной Сибири. Установление природы вторичных изменений чрезвычайно важно для понимания механизма формирования

коллекторских свойств пород и оценки их нефтегазоносности.

Объект и методы исследования. Объектом исследования послужили кислые эффузивные породы пласта М1 в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты, вскрытые одной из разведочных скважин в Томской области. В пределах изучаемого района, относящегося к Сильгинской структурно-фациальной зоне, в верхах доюрского основания Западно-Сибирской плиты выделяется самлатская толща каменноугольно-пермского возраста (C_2-P_1), сложенная вулканитами кислого состава. По Г.Д. Исаеву [2009], предполагается, что изучаемые эффузивы, скорее всего, сопоставимы с этой толщей, а не с породами осадочно-траппового комплекса триаса (T_{1-3}), по сочетанию ряда признаков: положению в разрезе, высокой степени вторичной преобразованности и вещественной принадлежности к магматическим породам с высоким содержанием кремнезема.

Район исследования сопряжен с зонами простиражения южной части Колтогорско-Уренгойского

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, аспирантка; e-mail: boxannak@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, заведующая кафедрой, докт. геол.-минер. н.; e-mail: rostovtseva@list.ru

³ ООО «Газпромнефть НТЦ», гл. специалист отдела ОПР; e-mail: Gavrilov.AE@gazpromneft-ntc.ru

грабен-рифта и замыкания Усть-Тымского грабен-рифта, что обуславливает возможность неоднократных проявлений тектонической активности. В рассматриваемой структурно-фациальной зоне присутствуют гранитные батолиты каменноугольно-пермского возраста [Запывалов, Исаев, 2010].

В ходе исследования изучено 14 м керн из кровли доюрского комплекса, отобранного с глубины 2950–2964 м. Породы анализировались с помощью оптической и электронной микроскопии, а также рентгенофазовым и геохимическим методами в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (использован сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM 6480LV»).

При обсуждении результатов учитывались данные, полученные ранее при детальном геолого-геофизическом исследовании рассматриваемой разведочной скважины. Эффузивы характеризуются пористостью от 4,6 до 13,1% (в среднем 10,8%) и проницаемостью от 0,04 до 21,52 мД (в среднем 0,11 мД), что позволяет сопоставлять их с коллекторами с пониженными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС).

Общая характеристика вулканитов. Изучаемые кислые эффузивы претерпели вторичные изменения, проявленные с различной степенью интенсивности и неравномерно, в связи с чем содержание основных петрогенных оксидов в них варьирует в широких пределах (%): SiO_2 30,3–75,1; Al_2O_3 11,3–29,7; CaO 0,1–11,4; K_2O 2,2–7,9; Na_2O 0,4–6,9. По содержанию щелочей породы отвечают образованиям калиево-натриевой и натриевой серий ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,06\div 3,08$). Согласно классификации [Winchester, Floyd, 1977] для измененных вулканических пород, учитывающей содержание малоподвижных рассеянных микроэлементов Ni, Y, Zr и Ti, изучаемые породы относятся к риолитам.

По данным рентгенофазового анализа валовых проб в составе пород отмечены (%) кварц (28–44), плагиоклаз (9–38), калиевый полевой шпат (0–8), гидрослюда⁴ (13–27), кальцит (4–12), сидерит (8–10), смешанослойные минералы типа слюда-сметит (1–5), смектит (1–3), лизардит (1–2), роговая обманка (0–1), цеолит (0–1), пирит (0–1). В тонкодисперсной глинистой фракции преобладает гидрослюда (68–92%), в меньшей степени развиты смешанослойные минералы типа слюда-сметит (до 32%) и смектит (до 3% в отдельных пробах). Наличие в породах каолинита и хлорита не выявлено.

Следы значительных вторичных преобразований изучаемых вулканитов отражены в пятнистости и обелении окраски пород, потере прочности. На фоне серовато-белой основной массы, местами с рыжеватым оттенком, наблюдаются светлые порфиновые выделения.

В эффузивах выявлены реликты гломеропорфировой, сферолитовой и пилотакситовой структур, отмечены разности с развитием флюидальной текстуры и перлитовой отдельности. В разрезе на отдельных интервалах выделяются сильно измененные породы со следами наличия вулканокластики.

Структура основной массы эффузивов неравномерная, в пределах шлифа может меняться от микрофельзитовой до микропойкилитовой, где микропойкилитовые вроски полевого шпата сцементированы мезостазисом кварца. Минералы-вкрапленники представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, измененными с различной степенью интенсивности.

Возникновение вторичных пустот в рассматриваемых породах в основном связано с развитием трещиноватости и выщелачиванием, включающим растворение фенокристаллов полевых шпатов (ПШ).

Особенности трещиноватости пород. При изучении вулканитов выявлено несколько генераций трещин с разной морфологией и минеральным заполнением. К наиболее ранней генерации относятся сингенетические трещины перлитовой отдельности, заполненные вторичным глинистым веществом. К более поздним генерациям относятся трещины, залеченные кварцем и карбонатными минералами, встречающимися как по отдельности, так и совместно. В единичном случае в таких трещинах обнаружено микробрекчирование (рис. 1, б). В ряде трещин, выполненных первоначально минералами кремнезема, происходило более позднее осаждение карбонатов (мелкокристаллического кальцита и сидерита, осложненного местами выделениями редкоземельных фосфатов) с коррозией кремневого вещества (рис. 1, а; 2, в). Наблюдаются также открытые протяженные трещины (толщиной до 1 мм). Для некоторых из них характерно увеличение пустотного пространства за счет выщелачивания основной массы пород.

На отдельных интервалах разреза обнаружена четкая однонаправленная ориентировка микро-трещин.

Основные типы вторичных изменений вещественного состава. К числу основных типов вторичных изменений вещественного состава в изучаемых породах относятся глинизация, окварцевание и карбонатизация, протекающие на фоне действия выщелачивания. Наличие вторичных преобразований отмечено как в крупных порфиновых вкрапленниках, так и в основной массе пород.

Фенокристаллы представлены полевыми шпатами (в основном плагиоклазами) с разной степенью вторичной преобразованности. Менее измененные вкрапленники несут следы преобразований, типичных для фоновых процессов литоген-

⁴ Под гидрослюдами мы понимаем гидратированные слюды, содержащие менее 90% катионов, заполняющих межслой структуры [Шлыков, 2006].

неза. В них наблюдаются выделения «шахматного» альбита и кварца, разрозненные скопления чешуек серицита при сохранении контуров зерна.

Сильноизмененные вкрапленники полностью или частично слюдизированы, их глинизация часто сочетается с локальным окварцеванием и карбонатизацией (рис. 1, *г*; 2, *а*, *б*). При этом очертания отдельных фенокристаллов становятся нечеткими и слабо различимыми. Встречаются крупные вкрапленники, полностью замещенные карбонатными минералами (кальцитом или сидеритом) либо окварцованные. В изучаемых вулканитах также присутствуют фенокристаллы ПШ со следами растворения, в щелевидных пустотах которых местами наблюдаются примазки битумного вещества.

В основной массе пород в верхней части разреза наблюдаются участки сплошной глинизации с полной потерей первичных структур вулканитов, местами осложненной карбонатизацией и наличием выпотов битума. Глинизация выражается в гидрослюдизации. Среди глинистых минералов в меньшей степени выявлено присутствие смешанослойных минералов типа слюда-сметит и сметитов.

В рассматриваемых образованиях выявлено широкое развитие зубчатых швов (контактов), подчеркнутых глинистым веществом слюдистого состава. Эти швы по зазубренности линий во многом сходны с микростилолитами. На пересечениях швов и отдельных фенокристаллов видны следы значительной коррозии, местами затрагивающей участки вторичного окварцевания полевых шпатов (рис. 1, *е*, *ж*). Наблюдаемые в последнем случае взаимоотношения минеральных новообразований указывают на более позднее формирование зубчатых швов по сравнению с вторичным окварцеванием. В глинистых примазках зубчатых швов могут присутствовать вторичные выделения сидерита, идиоморфных кристаллов кварца, оксидов титана и фосфатов редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 1, *з*). Иногда вдоль швов наблюдаются примазки бурого битуминозного вещества и развитие параллельных им открытых трещин.

В зонах сгущения зубчатых швов местами присутствуют скопления отдельных вторичных идиоморфных кристаллов кварца (рис. 1, *в*).

Карбонатизация с образованием кальцита и сидерита также установлена в основной массе пород. Кальцит встречается в виде пойкилобластов (до $1,8 \times 1$ мм), замещающих крупные участки вулканитов (рис. 1, *д*). Кальцит часто присутствует вместе с сидеритом, который также может встречаться в виде отдельных самостоятельных выделений. Сидерит представлен разными генерациями, включающими как мелкокристаллические и сферолитовые образования, в некоторых местах содержащие битумные примазки, так и крупные шестоватые кристаллы (длина кристаллов до 1,2 мм) (рис. 1, *д*). По характеру взаимоотношений

вторичных минералов выявлено, что при совместном нахождении карбонатов сидерит выделялся позднее кальцита. По данным анализа микроэлементов сидерит содержит Mg и Mn в разной концентрации. Содержание Mg в сидерите может достигать до 7,3%, Mn — до 1,7%.

С наиболее поздними стадиями преобразования изучаемых пород связано формирование кристаллов диоксида титана и фосфатов редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 2, *г*, *е*). Кристаллы диоксида титана (возможно, анатаза) присутствуют в виде отдельных идиоморфных зерен и образуют мелкие скопления. Среди фосфатов РЗЭ преобладают разновидности легких РЗЭ, в ассоциации с диоксидом титана встречаются фосфаты тяжелых РЗЭ. Выявлено наиболее заметное развитие кристаллов фосфатов РЗЭ совместно с карбонатными минералами, а также вдоль отдельных зубчатых швов (рис. 2, *в*, *д*).

Результаты исследований и их обсуждение. Вопросы определения генезиса вторичных изменений вещества, отмечаемых в доюрских вулканитах-коллекторах Западной Сибири, до сих пор остаются во многом дискуссионными. Наблюдаемые вещественные преобразования одни исследователи объясняют развитием древней коры выветривания, фиксируемой на предъюрской поверхности [Тугарева и др., 2017], другие — считают их продуктами гидротермально-метасоматической переработки [Коробов, Коробова, 2004]. При наличии таких интерпретаций также можно рассмотреть наложенное действие флюидогенеза на породы, подвергшиеся гипергенезу. Особую сложность составляет определение происхождения новообразованного глинистого вещества вулканитов, возникновение которого возможно как при гипергенных, так и при гипогенных процессах. Определение типа вторичных процессов, обеспечивающих формирование коллекторов, представляет важную задачу прогнозно-поисковых геологических работ.

В результате исследований в изучаемых вулканитах выявлено наличие вторичных преобразований, сопоставимых с гидротермальными изменениями.

Установлено, что глинизация в породах развита неравномерно — от избирательного замещения вкрапленников полевых шпатов и миндалин до заполнения трещин, а также замещения участков основной массы пород. Глинизация выражена в интенсивной гидрослюдизации (68–92%), в меньшей степени развиты смешанослойные минералы и сметиты.

Отсутствие каолинита, типичного минерала кор выветривания, состав и высокая степень однородности глинистого вещества, формирующегося по разным компонентам вулканитов (по основной массе и фенокристаллам, в трещинах), скорее всего, свидетельствуют в пользу действия флюидогенеза, а не гипергенеза. Выявлено, что по

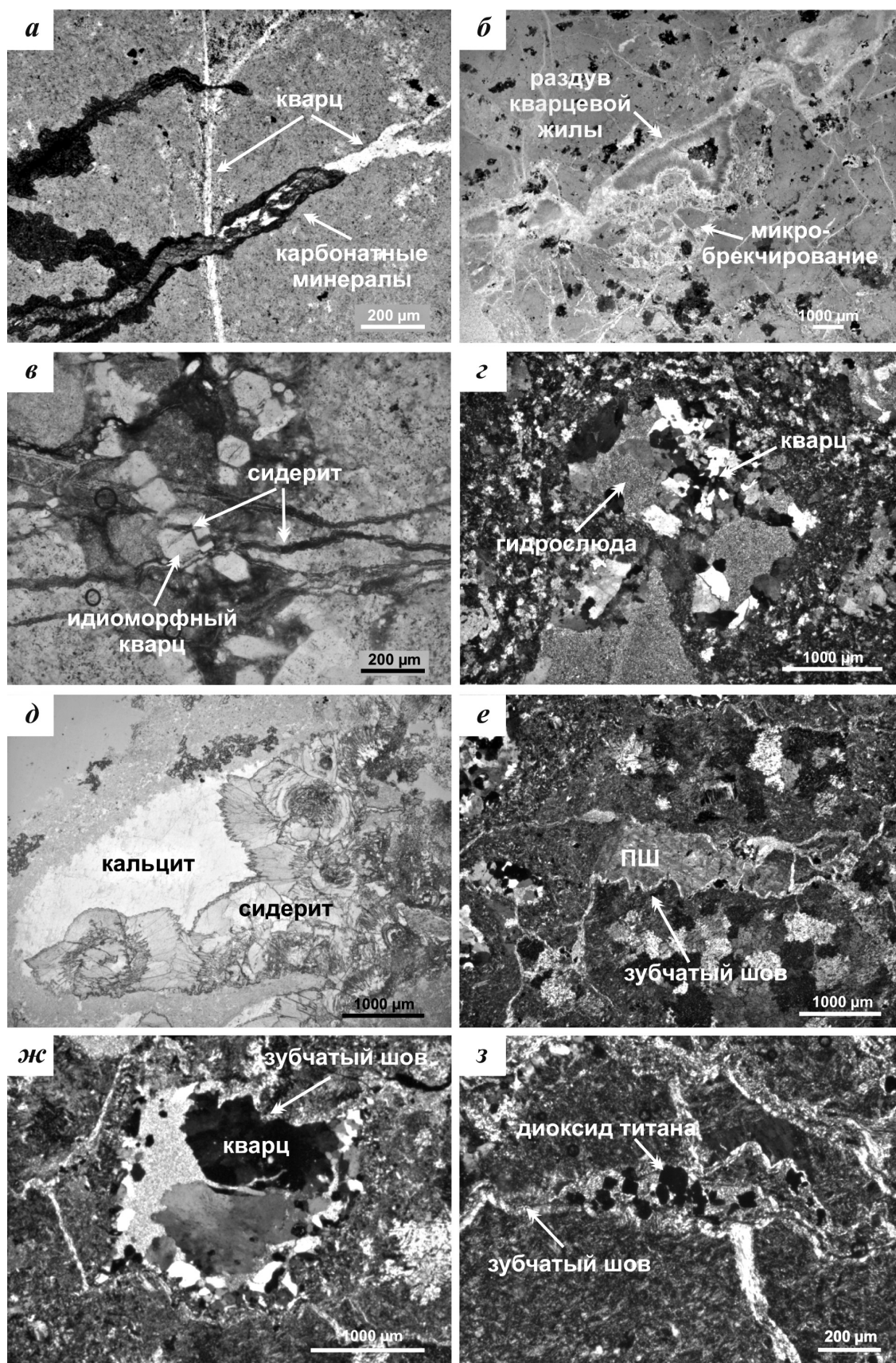


Рис. 1. Микрофото вторичных преобразований в изучаемых вулканитах, фото *г*, *е*, *ж*, *з* выполнены с анализатором: *а* — трещины, залеченные кремневым веществом с последующим развитием в них карбонатных минералов; *б* — микробрекчирование в раздвиге кварцевой жилы; *в* — трещины, залеченные сидеритом и секущие идиоморфные зерна кварца; *г* — замещение фенокристалла полевого шпата гидрослюдистыми минералами и кварцем; *д* — замещение основной массы эффузива пойкилобластами кальцита и шестоватыми кристаллами сидерита; *е* — коррозия фенокристалла полевого шпата на контакте с зубчатым швом; *ж* — коррозия вторичного кварца на контакте с зубчатым швом; *з* — идиоморфные кристаллы диоксида титана в пределах зубчатых швов

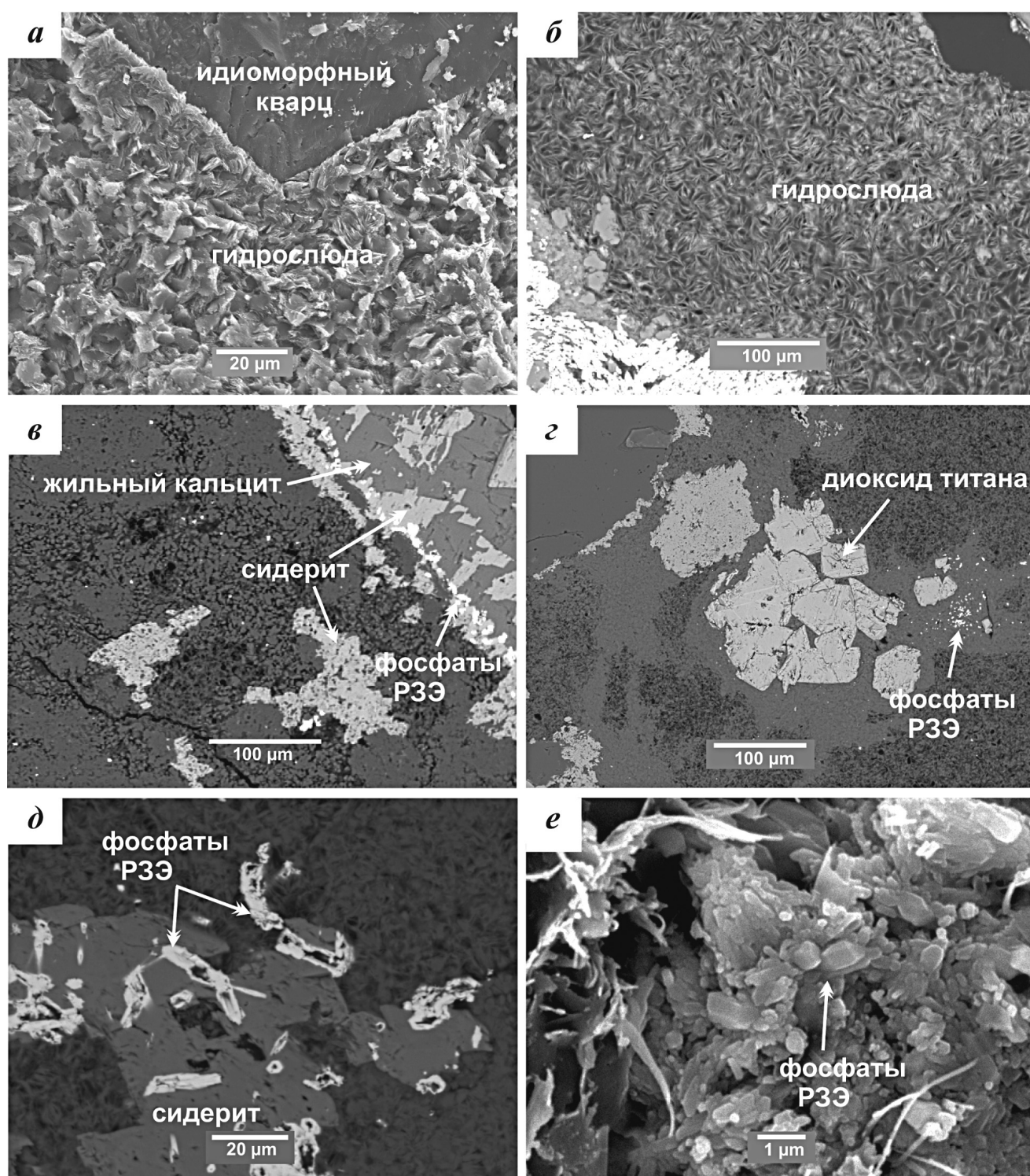


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки вторичных изменений изучаемых вулканитов, фото б, в, г, д, е выполнены в режиме наблюдения высококонтрастного изображения в отраженных электронах: а — тонкочешуйчатые новообразованные гидрослюдистые минералы и идиоморфный кристалл кварца; б — тонкочешуйчатые гидрослюдистые минералы, замещающее фенокристалл полевого шпата; в — кальцитовая жила с более поздней генерацией сидерита и фосфатов РЗЭ; г — новообразованные кристаллы диоксида титана и фосфатов РЗЭ поверх гидрослюдистых минералов; д — новообразованные кристаллы фосфатов РЗЭ в ассоциации с сидеритом и гидрослюдистыми минералами; е — идиоморфные кристаллы фосфатов РЗЭ

разрезу состав глинистого вещества не меняется, и участки с полной глинизацией пород перемежаются с вулканитами, отличающимися меньшей степенью вторичной измененности.

Глинистое вещество слюдяного состава присутствует в зубчатых швах и подчеркива-

ет зазубренность их очертаний. Вдоль границ швов видны следы растворения фенокристаллов полевых шпатов и окварцованных вкрапленников, микросмещение участков породы. По морфологии зубчатые швы похожи на микростилолиты, характерные для карбонатных пород. Подобные тексту-

ры известны в образованиях силикатного состава [Логвиненко, Орлова, 1987]. Есть их описания и в кислых вулканитах [Golding, Conolly, 1962; Bloss, 1954]. Формирование стилолитовых швов связывают с растворением под давлением, протекающим на контакте твердая фаза–флюид–твердая фаза [Bonnetier et al., 2009]. Коррозия новообразованных выделений кварца, наблюдаемая вдоль одного из зубчатых швов в рассматриваемых вулканитах, свидетельствует о высокой температуре флюида мигрировавшего в породе, а также о воздействии этого процесса на более поздней стадии после формирования ряда вторичных минералов. По экспериментальным данным установлено, что образование микростилолитов между зернами кварца может происходить в течение нескольких месяцев при температуре 350 °С и давлении 50 МПа в присутствии раствора, насыщенного кремнеземом [Gratier et al., 2005].

В изучаемых вулканитах на действие кислых растворов, циркулирующих под давлением, также указывает присутствие участков микробрекчирования, отмеченного в раздувах отдельных трещин, залеченных кварцем. На этих участках видны остроугольные обломки основной массы породы размером до 2 мм, не соприкасающиеся между собой и скрепленные оторочками жильного кварца. Залечивание остроугольных обломков раз-

дробленной породы *in situ* — характерный признак брекчирования, связанного с внедрением флюидов по ослабленным зонам породы. Известно, что дробление пород при тектоническом напряжении протекает с образованием более крупных обломков (в основном >2 мм) и имеет большие масштабы проявления [Jébrak, 1997].

Изучение стадийности наложенных изменений указывает на последовательное осаждение минералов кремнезема (в основном кварца), а затем карбонатов. В расширениях зубчатых швов, выполненных глинистым веществом, часто присутствуют идиоморфные выделения новообразованных кристаллов кварца. Эти кристаллы кварца местами пересечены тонкими протяженными трещинами, выполненными сидеритом (рис. 1, в). Очевидно, что осаждение карбонатных минералов происходило позднее формирования описываемых кристаллов кварца и при действии других более щелочных флюидов. Аналогичная последовательность вторичных выделений прослеживается на примере минерального заполнения трещин, включая и те их разновидности, которые сначала были закрыты кремневым веществом, а затем повторно залечены карбонатными минералами.

Наличие пойкилобластов кальцита, а также крупнокристаллического шестоватого сидерита свидетельствует, скорее всего, о влиянии глубин-



Рис. 3. Последовательность гидротермальной переработки изучаемых вулканитов.
 Q — кварц, CaCO_3 — кальцит, FeCO_3 — сидерит

ных щелочных растворов на формирование рассматриваемых вторичных карбонатов. Замещение кальцитом фенокристаллов и основной массы пород типично для гидротермально измененных вулканитов на глубине [Zou, 2013].

Присутствие вторичных идиоморфных кристаллов оксида титана и фосфатов РЗЭ также указывает на проявления флюидогенеза. Эти минералы, образующиеся за счет выноса титана и РЗЭ из вмещающих пород, могут встречаться как в коре выветривания [Milnes, Fitzpatrick, 1989; Пилюгин, 2012], так и в метасоматитах [Сазонов и др., 2006; Коробов, Коробова, 2013]. В изучаемых породах они кристаллизовались на самых последних стадиях образования вторичных минералов и развивались по жильным карбонатам, что исключает возможность их образования при гипергенезе. Их скопления также приурочены к зубчатому глинистому швам, слюдизированным и карбонатизированным участкам породы.

В целом по наблюдаемым вторичным изменениям можно выделить две стадии метасоматоза (рис. 3). Сначала вулканиты испытали кислотное выщелачивание нагретыми кислыми растворами. Вынос компонентов выражался в избирательном выщелачивании вкрапленников и основной массы породы с последующей глинизацией, включающей частичную или полную слюдизацию фенокристаллов полевых шпатов, и осаждением кварца. Привнос кремнезема обусловил развитие по вкрапленникам и в трещинах кварца. Парагенез глинистого вещества гидрослюдистого состава с кварцем соответствует верхней границе фации аргиллизитов с параметрами гидротермального раствора, по данным разных авторов, в диапазоне температуры от 200 до 250 °C и pH от 4 до 6 [Граменицкий, 2012; Reyes, 1990]. По данным [Reyes, 1990], при гидротермальных процессах кварц осаждается при температуре выше 180 °C. К этой стадии приурочено, по-видимому, формирование зубчатых швов.

Позднее проявился щелочной метасоматоз, обусловивший кальцитизацию, сидеритизацию, осаждение оксидов титана и фосфатов редких земель. Согласно работе [Reyes, 1990], карбонаты могут образовываться из гидротермальных растворов при разной температуре. Осаждение кальцита в гидротермальных системах контролируется в основном парциальным давлением углекислоты в растворе, поэтому оно возможно при «разгерметизации» породных систем и вскипании глубинных растворов, что приводит к повышению pH среды за счет потери части CO₂ [Reed, 1985; Zheng, Hoefs, 1993]. Отмечена интересная особенность изучаемых пород — совместное нахождение кальцита и сидерита, формирующихся последовательно с осаждением в конце процесса железистого карбоната, менее растворимого по сравнению с CaCO₃. Осаждение сидерита позднее, чем кальцита, при их

совместном формировании указывает на подкисление среды минералообразования. По-видимому, при остывании гидротерм концентрация CO₂ несколько возрастала и возникали условия для формирования сидерита. Диоксиды титана и фосфаты РЗЭ образовывались позднее карбонатов на заключительном этапе щелочного метасоматоза. Вероятно, процессы кислотного выщелачивания приводили к высвобождению титана и РЗЭ из вулканитов, а щелочной метасоматоз способствовал их дальнейшему осаждению в виде минеральных фаз. Согласно Б.Б. Полюнову [1934], окиснотитановые минералы образуются в слабощелочной среде (pH>7).

Весьма неравномерная по разрезу степень измененности пород и комбинированный эффект кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза с развитием жил и подводящих трещин позволяют отличить наблюдаемые вторичные новообразования от продуктов фоновой литогенеза и метаморфизма вулканических пород [Граменицкий, 2012].

Присутствие в изучаемых вулканитах битумных примазок свидетельствует о дополнительном воздействии углеводородсодержащих флюидов на породы.

Коллекторские свойства рассматриваемых кислых эффузивов во многом обусловлены развитием трещиноватости. Многообразие трещин разной морфологии и минерального заполнения затрудняет восстановление последовательности их образования. Тем не менее сочетание кварцевых и карбонатных жил, зубчатых швов, сидеритизированных трещин, секущих новообразований идиоморфный кварц, и открытых трещин с разной степенью выщелачивания свидетельствует о многостадийности трещинообразования. На влияние горячих растворов под давлением при образовании ряда трещин указывают следы микробрекчирования пород, зубчатые швы, повторное залечивание жил карбонатными минералами с коррозией кремневого вещества. Четкая однонаправленная ориентировка ряда трещин может свидетельствовать об участии тектонического фактора в трещинообразовании.

Согласно А.Д. Коробову и А.Л. Коробовой [2004], в течение мезозоя происходила неоднократная тектоно-магматическая активизация Западно-Сибирской плиты, при которой погребенные рифтовые системы служили эпицентрами гидротермальной активности. Структуры фундамента, приуроченные к юго-западной оконечности Усть-Тымского грабен-рифта, могли испытывать гидротермальное воздействие со стороны этой рифтовой зоны.

Полученные данные позволяют предположить, что формирование кавернозно-трещинных коллекторов в изучаемом комплексе эффузивов обусловлено возобновляемой тектонической тре-

щиноватостью и гипогенным выщелачиванием стенок трещин, вкрапленников и основной массы пород. При этом интенсивные окварцевание и карбонатизация способствовали ухудшению ФЕС.

Выводы. 1. В изучаемых породах выявлено наличие низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений, а также установлено развитие трещин разных генераций, в том числе связанных с повторной активизацией тектонических процессов. Продукты выветривания в рассматриваемых эффузивах, в отличие от новообразований гидротермальной проработки, не были однозначно определены.

2. Установлено, что гидротермальная проработка вулканитов протекала в два этапа: сначала действовало кислотное выщелачивание со слюдизацией и окварцеванием, затем проявилось влияние щелочного метасоматоза с карбонатизацией, выделением диоксида титана и фосфатов РЗЭ. Наблюдаемые гидротермальные изменения

в большей степени отвечают продуктам низкотемпературной аргиллизации.

3. Эффузивы относятся к каверно-трещинному типу коллекторов. Вторичные трещины образовались в результате погружения пород на значительную глубину (до 3 км), а также возникали под влиянием гипогенного растворения, активизации действия тектонических процессов, проявляющихся в приразломных зонах. Кавернозность пород обусловлена в основном кислотным выщелачиванием вкрапленников полевых шпатов.

4. Изучаемый район характеризовался дополнительным прогревом толщ и подъемом минерализованного теплового потока, что должно было сказаться на нефтегазогенерирующем потенциале осадочного бассейна и свойствах пород.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность за предоставленные первичные материалы ООО «Газпромнефть-Восток».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Граменицкий Е.Н. Петрология метасоматических пород. М.: ИНФРА-М, 2012. 219 с.

Запивалов Н.П., Исаев Г.Д. Критерии оценки нефтегазоносности палеозойских отложений Западной Сибири // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2010. № 341. С. 226–232.

Исаев Г.Д. Стратиграфия и геологическая модель палеозоя Томь-Колыванской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской плиты // Учен. зап. Казан. гос. ун-та. Сер. Естественные науки. 2009. Т. 151, № 3. С. 192–204.

Исаев Г.Д. Стратификация и состав пород зоны контакта мезозой-палеозой // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2010. №. 331. С. 203–209.

Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Изв. Томск. политехн. ун-та. 2012. Т. 320, № 1. С. 77–81.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные титанистые минералы в терригенных коллекторах — показатель бесперспективности их нефтегазоносности (Западная Сибирь) // Мат-лы VII Всеросс. литологического совещ. «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск, 2013. Т. 2. С. 58–62.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Кислые экстрезивные купола — новый поисковый объект залежей углеводородов в палеорифтовых системах Западно-Сибирской плиты // Изв. Саратов. ун-та. 2004. Т. 4, №. 1–2. С. 93–100.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Ахлестина Е.Ф. Минеральные ассоциации продуктов гидротермального изменения ключ к пониманию возникновения зон разуплотнения и фазовой зональности углеводородов (на примере Западной Сибири) // Изв. Саратов. ун-та. 2008. Т. 8, №. 1. С. 42–50.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т. и др. Рифтогенно-осадочный нефтегазоносный комплекс платформ как порождение гидротермально-метасоматических процессов в породах переходного комплекса и чехла // Учен. зап. Казан. гос. ун-та. Сер. Естественные науки. 2011. Т. 153, № 4. С. 183–198.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Пилюгин А.Г., Таловина И.В., Воронцова Н.И. и др. Характер распределения редкоземельных элементов в рудах Еловского и Бурукталяского гипергенных никелевых месторождений // Зап. Горн. ин-та. 2011. Т. 196. С. 31–35.

Полынов Б.Б. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.

Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др. Редкоземельные элементы в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.

Тугарева А.В., Чернова Г.А., Яковлева Н.П., Мороз М.Л. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части Западно-Сибирской плиты // Изв. вузов. Нефть и газ. 2017. № 5. С. 58–66.

Шлыков В.Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов. М.: ГЕОС, 2006. 176 с.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. Обоснование перспектив нефтегазоносности юрско-палеозойских отложений и образований фундамента Западной Сибири // Георесурсы. 2016. Т. 18, № 4. С. 338–346.

Bloss F.D. Microstylolites in a rhyolite porphyry // Sediment. Petrol. 1954. Vol. 24. P. 252–254.

Bonnetier E., Misbah C., Renard F. et al. Does roughening of rock-fluid-rock interfaces emerge from a stress-induced instability? // Europ. Phys. J. B. 2009. Vol. 67, N 1. P. 121–131.

Golding H.G., Conolly J.R. Stylolites in volcanic rocks // J. Sediment. Res. 1962. Vol. 32, N 3. P. 534–538.

Gratier, J.P., Muquet, L., Hassani, R., Renard, F. Experimental microstylolites in quartz and modeled application to natural stylolitic structures // Struct. Geol. 2005. Vol. 27, N 1. P. 89–100.

Jébrak M. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution // Ore Geol. Rev. 1997. Vol. 12, N 3. P. 111–134.

Milnes A.R., Fitzpatrick R.W. Titanium and zirconium minerals // Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, Wis., 1989. P. 1131–1205.

Reed M. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal system: a numerical modelling approach // Rev. Econ. Geol. 1985. Vol. 2. P. 249–261.

Reyes A.G. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Volcan. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 43, N 1–4. P. 279–309.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical geology. 1977. Vol. 20. P. 325–343.

Zheng Y.F., Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites // Mineral. Deposita. 1993. Vol. 28, N 2. P. 79–89.

Zou C. Volcanic reservoirs in petroleum exploration // Newnes. 2013. 204 p.

Поступила в редакцию 22.10.2018

Поступила с доработки 30.10.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 551.7.022.4

А.Ю. Юрченко¹, А.С. Потапова², В.А. Бумагина³, А.П. Вилесов⁴,
К.Н. Чертина⁵, Н.С. Балущкина⁶, Г.А. Калмыков⁷, О.В. Хотылев⁸

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АБАЛАКСКО-БАЖЕНОВСКОГО КОМПЛЕКСА

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

Тюменский нефтяной научный центр. 625002, Тюменская обл., Тюмень, ул. Осипенко, 79/1, БЦ «Овентал»

Фонд «Национальное интеллектуальное развитие». 119234, Москва, Ломоносовский пр. 27, к. 1

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Tyumen Petroleum Research Center. 625002 Tyumen region, Tyumen, st. Osipenko, 79/1, BC «Ovental»

Fund «NIR». 119234, Moscow, Lomonosovsky prospect, 27, bld. 1

Наиболее перспективные интервалы разреза в баженовской (тутлеймской) и абалакской свитах сложены прослоями кремнистых и карбонатных пород. На основе анализа керна выполнена генетическая типизация карбонатных пород с целью повышения качества их прогноза, определены наиболее перспективные из них для поиска нефтенасыщенных коллекторов.

Ключевые слова: карбонатные породы, Красноленинский свод, абалакская свита, баженовская свита, трещиноватость, кавернозность.

The most prospective section intervals in the Bazhenov formation (Tutleimskoy) and Abalak formation are composed of interbedded siliceous and carbonate rocks. Based on the core analysis, genetic typing of carbonate rocks was performed to improve the quality of their prediction, the most promising of them for finding of oil-saturated reservoirs are identified.

Key words: carbonate rocks, Krasnoleninskiy svod, Abalak formation, Bazhenov formation, reservoir-scale fractures, cavern porosity.

Введение. Район исследований расположен в западной части Западной Сибири, в Ханты-Мансийском автономном округе. В тектоническом отношении он приурочен к Красноленинскому своду. Согласно схемам структурно-фациального районирования район исследования расположен на границе двух литолого-фациальных районов — Казым-Кондинского и Фроловско-Тамбейского, в зоне перехода тутлеймской свиты в баженовскую на востоке [Решение..., 2004].

Основные залежи нефти связаны здесь с юрскими отложениями, в том числе с абалакской свитой, промышленная продуктивность которой установлена в 1991 г. На сегодняшний день это один из основных объектов нефтедобычи в пределах Красноленинской группы месторождений.

Материалы и методы исследований. Коллекторы абалакской и тутлеймской (баженовской) свит

относятся к нетрадиционному типу, большинство исследователей связывают их фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) с трещиноватостью и кавернозностью. Интервалы с повышенной трещиноватостью и кавернозностью приурочены преимущественно к карбонатным или кремнистым породам, наиболее хрупким и в большей степени подверженным трещинообразованию при воздействии тектонических нагрузок. В этих же породах, имеющих наиболее жесткую матрицу, существуют благоприятные предпосылки не только для закрепления образовавшихся в результате тектонических или каких-либо других процессов трещин, но и для формирования кавернозной емкости вследствие растворения и выщелачивания минеральных компонентов при фильтрации пластовых флюидов. Карбонатные и кремнистые породы в отложениях абалакской и тутлеймской

¹ Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, ст. науч. с.; e-mail: annete1988@inbox.ru

² Тюменский нефтяной научный центр, менеджер; e-mail: aspotapova2@tnnc.rosneft.ru

³ Тюменский нефтяной научный центр, ведущий специалист; e-mail: vabumagina@tnnc.rosneft.ru

⁴ Тюменский нефтяной научный центр, эксперт по литологии и седиментологии; e-mail: apvilesov@tnnc.rosneft.ru

⁵ Тюменский нефтяной научный центр, зав. лабораторией; e-mail: knchertina@tnnc.rosneft.ru

⁶ Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; e-mail: nataliabalushkina@mail.ru

⁷ Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых; e-mail: gera64@mail.ru

⁸ Фонд НИР, вед. инженер; e-mail: hot63@mail.ru

свит встречаются преимущественно в виде линз и прослоев, большинство из которых не выдержано по вертикали и латерали. Целью нашей работы было установление генезиса карбонатных пород тутлеймской (баженовской) и абалакской свит для повышения точности прогноза.

Работа основана на результатах изучения керн из 11 скважин, выполненных Центром исследования керн ООО «ТННЦ» (общий метраж 560 м). Для выделения литологических типов пород макроскопически изучено более 500 м керн, выполнено петрографическое описание более 7000 шлифов, породы исследованы методом РЭМ (более 700 образцов) и определен изотопный состав углерода и кислорода карбонатных минералов (более 100 образцов).

На основе результатов анализа керн изучаемый интервал разреза разделен на пачки (описание снизу вверх по разрезу). Нижняя пачка 1а абалакской свиты представлена аргиллитами алевроитистыми до алевроитовых, в кровле с примесью зерен глауконита. Породы биотурбированные, с раковинами двустворок, редко аммонитов, фрагментами ростров белемнитов. В нижней части разреза наблюдаются многочисленные фрамбоиды пирита, в верхней — карбонатные конкреции, местами больше диаметра керн. Пачка 2а абалакской свиты представлена глауконит-глинистыми биотурбированными породами с фрагментами ростров белемнитов, остатками раковин двустворок и аммонитов. В кровле пачки присутствуют прослои карбонатных и глинисто-карбонатных пород.

В тутлеймской свите выделено 6 пачек (описание снизу вверх по разрезу). Нижняя пачка 1т сложена кремнисто-глинистыми породами. Отмечаются редкие ростры белемнитов, отпечатки лингул, онихиты, редкие мелкие карбонатные стяжения. В верхней части пачки выделены прослои карбонатизированных радиоляритов (известняки апорадиоляритовые). Пачка 2т сложена кремнистыми породами (радиоляритами, мощность прослоев до 20 см) с тонкими прослоями глинисто-кремневых пород. К кровле пачки содержание кремнезема возрастает, отмечены следы вторичной карбонатизации пород. Пачка 3т сложена глинисто-кремневыми породами, с линзовидными стяжениями пирита, с раковинами аммонитов. В средней части пачки повсеместно присутствует бурый прослой пелитизированного туфа (мощность до 1 см), который характеризуется ярким желтым свечением в ультрафиолетовом свете. В кровле и подошве пачки отмечены прослои, обогащенные ихтиодетритом (штормогенные прослои, мощность до 3 см). Пачка 4т представлена глинисто-кремневыми и карбонатно-глинисто-кремневыми породами с многочисленными прослоями раковин двустворок *Buchia* и *Inoceramus*, редко аммонитов, количество которых постепенно возрастает к кровле пачки. Пачка 5т сложена гли-

нисто-кремневыми породами с многочисленными стяжениями и линзами известняков (нодули). Кровлю пачки маркирует прослой микробиальных известняков мощностью до 10 см. Верхняя пачка 6т образована кремнисто-глинистыми, интенсивно пиритизированными породами с органическими остатками (онихиты, остатки рыб). Пирит преимущественно рассеянный, в некоторых местах в виде стяжений и линз.

Ниже приведена краткая характеристика и результаты генетической типизации карбонатных пород абалакской и тутлеймской (баженовской) свит.

Результаты исследований и их обсуждение.

В исследуемом интервале абалакско-баженовского комплекса выделено 6 литогенетических типов карбонатных пород (ЛТГ), описание которых дается снизу вверх.

ЛТГ 1. В нижней части разреза абалакской свиты (пачки 1а, 2а) присутствуют конкреционные образования сферической формы карбонатного состава (рис. 1, 2). Центральная часть конкреции сложена преимущественно кальцитом, внешняя оболочка представлена сидеритом. Формирование конкреций происходило на этапе диа- и катагенеза за счет кристаллизации кальцита вокруг инициальных центров, которыми могли быть раковины моллюсков, ростры белемнитов.

Перераспределение вещества внутри тела конкреции приводило к кристаллизации новообразованных минералов по стенкам трещин. Подобные образования принято называть септариями (от латинского слова — «септум», перегородка). Диаметр конкреций варьирует от нескольких десятков сантиметров до 70 см.

Существуют различные точки зрения на причины образования полостей в конкрециях осадочных пород. В большинстве случаев считают, что полости и трещины в септариях — результат сокращения в объеме усыхающего полужидкого студка (геля) исходной «протоконкреции». В этом случае их можно считать трещинами усыхания (синерезиса).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита из тела конкреции и из трещин не сильно отличаются между собой и лежат в диапазоне $(-0,1 \div -8,2)\text{‰ VPDB}$, это указывает на то, что они образовались в диагенезе и катагенезе и почти не затронуты вторичными преобразованиями. Изотопный состав углерода кальцита (значения $\delta^{13}\text{C}$ от $-13,8 \text{ VPDB}$ до $-27,4\text{‰ VPDB}$) свидетельствует о биогенном источнике углекислоты.

Горизонты с конкрециями септариевого типа имеют, как правило, выдержанное распространение в пределах площади.

По данным Е.А. Жуковской и Л.Г. Вакуленко [2011], в центральных и южных районах Западной Сибири в отложениях оксфордского яруса зафиксировано развитие карбонатных конкреций с септариевыми трещинами. Следовательно, обна-

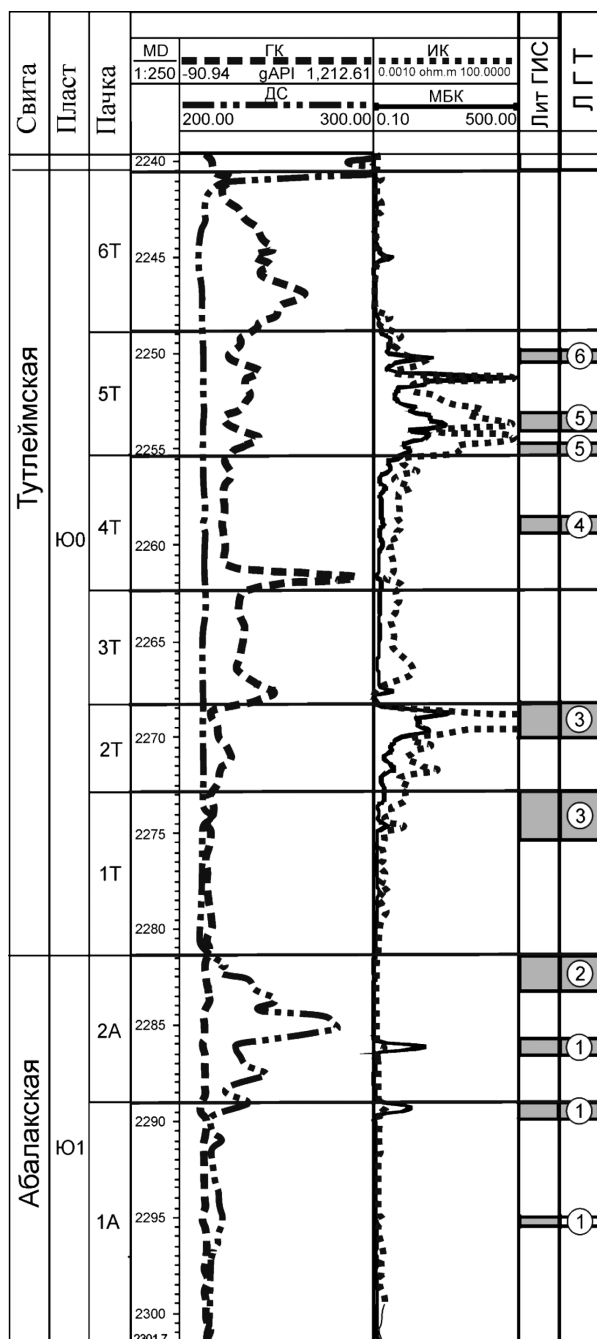


Рис. 1. Типовой разрез абалакской и тутлеймской свит в районе исследования. Справа указаны номера литогенетических типов пород (ЛГТ)

ружение септариев в породах абалакской свиты в западной части Западной Сибири подтверждает их региональное развитие.

В некоторых случаях конкреционные карбонатные слои в нижней части абалакской свиты прорваны двумя системами трещин с сильно отличающимися морфологическими характеристиками. Часть трещин имеет раскрытость не более 3–5 мм, равномерно минерализованы кальцитом, их можно отнести к трещинам синерезиса. На это указывают и изотопные характеристики кальцита в трещинах, которые не сильно отличаются от изотопных характеристик кальцита тела септарий.

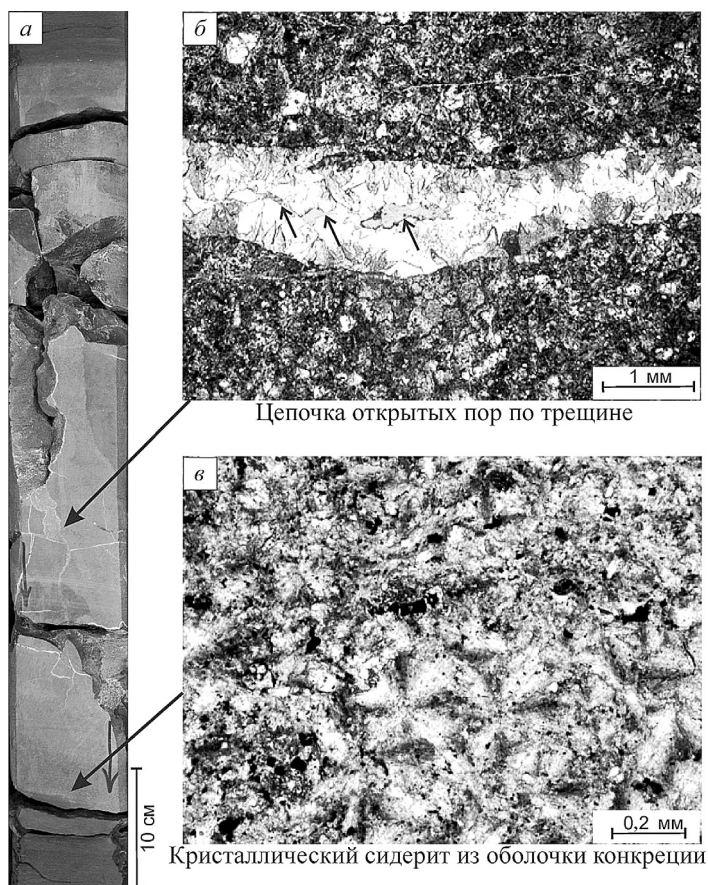
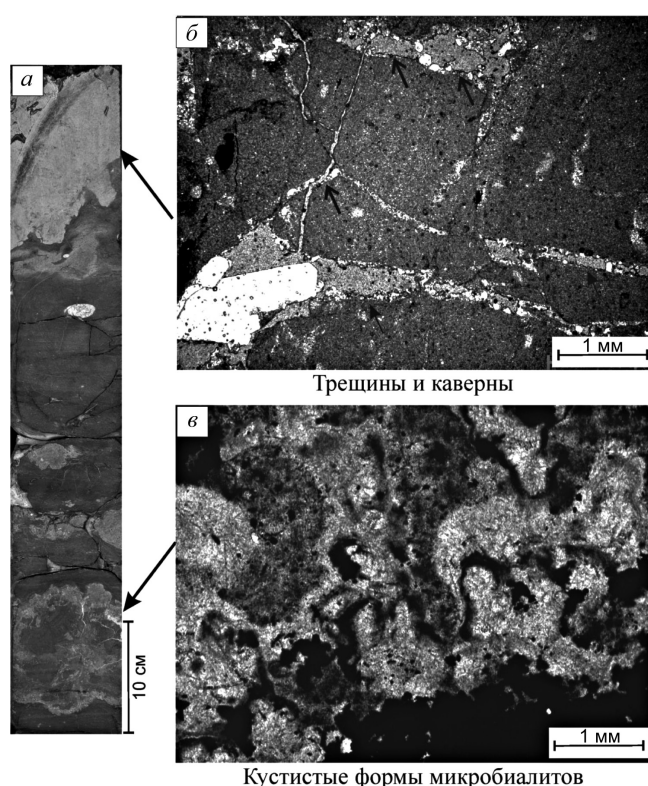
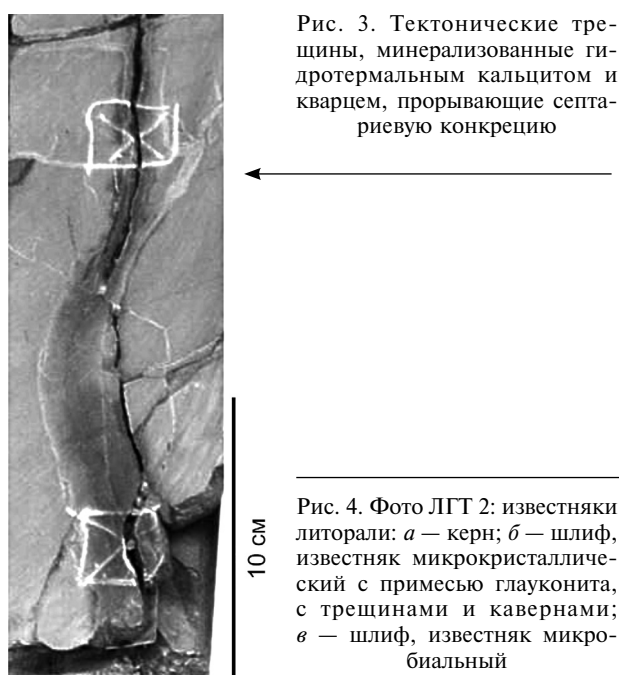


Рис. 2. Фото шлифов: ЛГТ1. Септариевые конкреции: а — фото керна; б — шлиф, карбонатная порода с глауконитом и органическими остатками; в — шлиф, карбонатная порода с глауконитом, слабоалевритистая, с примесью ОВ

Другая часть трещин имеет ширину до 10 см, они характеризуются зональным нефтенасыщением. В трещинах помимо кальцита присутствуют кристаллы прозрачного кварца размером до 0,5×0,5 см, а также кристаллы пирита и барита (рис. 3). Значения температуры кристаллизации кальцита в трещинах (пересчитанные по $\delta^{18}\text{O}$, лежащим в диапазоне от $-14,6$ до $-18,1\text{‰ VPDB}$) составляют в среднем 125 °C . Это означает, что карбонатизация трещин имеет вторичный характер и происходила при воздействии гидротермальных растворов. Сопутствующие трещинам зеркала скольжения и зоны милонитизации во вмещающих породах позволяют предположить тектоническую природу трещин.

ЛГТ 2. Выше по разрезу, в кровле абалакской свиты (рис. 1, 4), присутствуют известковистые мергели и известняки со структурой мадстоун, которые с резким контактом залегают на подстилающих отложениях. Мергели темно-серого цвета, местами зеленоватые из-за примеси глауконита. Породы в целом умеренно, местами интенсивно биотурбированы (Chondrites, Planolites). Известняки серые, местами светло-серые со структурой мадстоун. В шлифах установлены микритовые и биокластово-микритовые структуры мадстоун-вакстоун. Присутствуют микробальные желваки



и онколиты. В керне из 4-х скважин обнаружены прослои микробильных известняков, сохранившие прижизненное положение и характеризующиеся субвертикальной и субгоризонтальной ориентировкой роста дендролитовых и ламинарных типов построек (дендролиты и строматолиты). Текстульные особенности пород (микробильные желваки), наличие биотурбации и прослоев микробилитов свидетельствуют о том, что они сформировались в обстановке мелководья и крайнего мелководья со слабой гидродинамикой (т.е. в обстановке литорали).

Изотопный состав углерода и кислорода указывает на то, что они формировались в осадке или на начальных стадиях литогенеза, и практически не отличается от изотопного состава углерода и кислорода кальцита белемнита этого же возраста (значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от 1,4 до 2,2‰ VPDB; $\delta^{18}\text{O}$ — от -0,9 до 0,1‰ VPDB).

Породы неравномерно кавернозные и трещиноватые, каверны переходят в полости.

Судя по наличию в трещинах кристаллов кварца и результатам изотопного анализа, в некоторых случаях кальцит, выполняющий трещины и каверны, может иметь гидротермальное происхождение, а сами трещины и каверны обладают признаками неравномерного зонального нефтенасыщения.

Контакт с перекрывающими отложениями резкий, эрозионный. Мощность интервала карбонатных пород в среднем составляет 2,5 м.

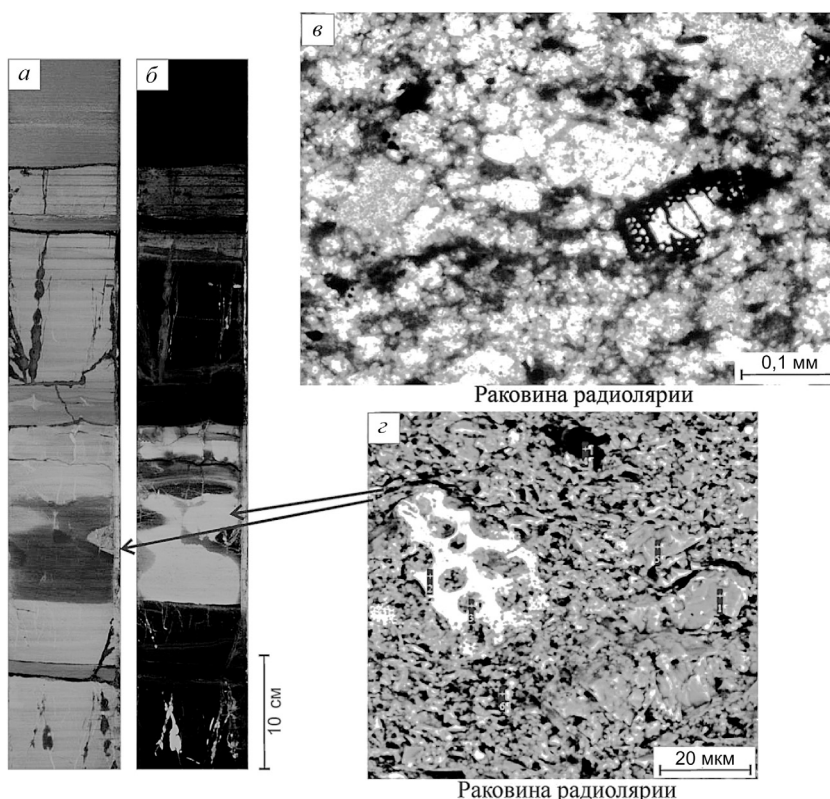


Рис. 5. Фото ЛГТ 3: доломитизированные радиоляриты: а — керн в дневном свете; б — керн в ультрафиолетовом свете; в — шлиф, карбонатная порода с реликтами радиолярий, обогащенная ОВ; г — РЭМ, высокоуглеродистая глинисто-кремневая пиритизированная интенсивно доломитизированная порода с раковинами радиолярий

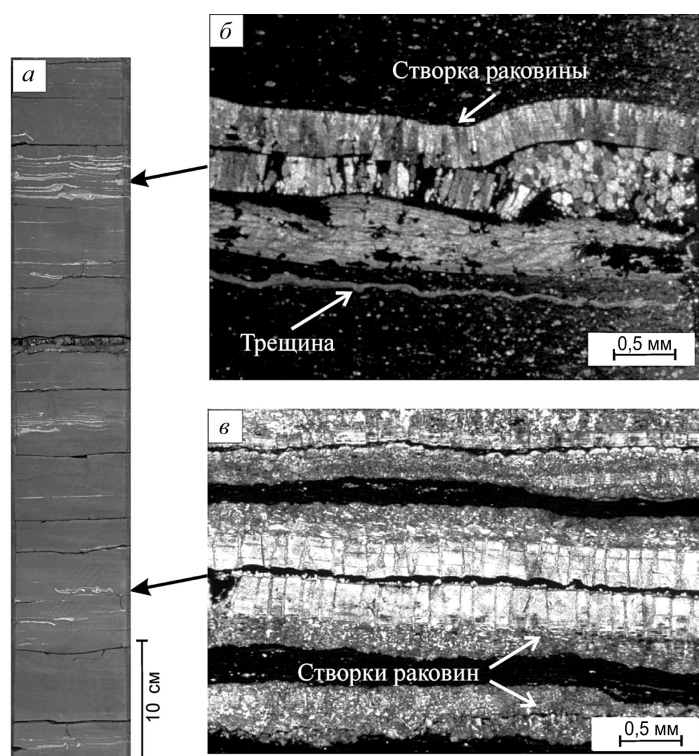


Рис. 6. Фото ЛГТ 4: карбонатно-глинисто-кремнистые породы, с раковинами двустворок: *а* — керн; *б* — шлиф, углеродисто-глинисто-карбонатная порода со створками раковин; *в* — шлиф, высокоуглеродисто-глинисто-кремневая пиритизированная и доломитизированная порода со створками раковин

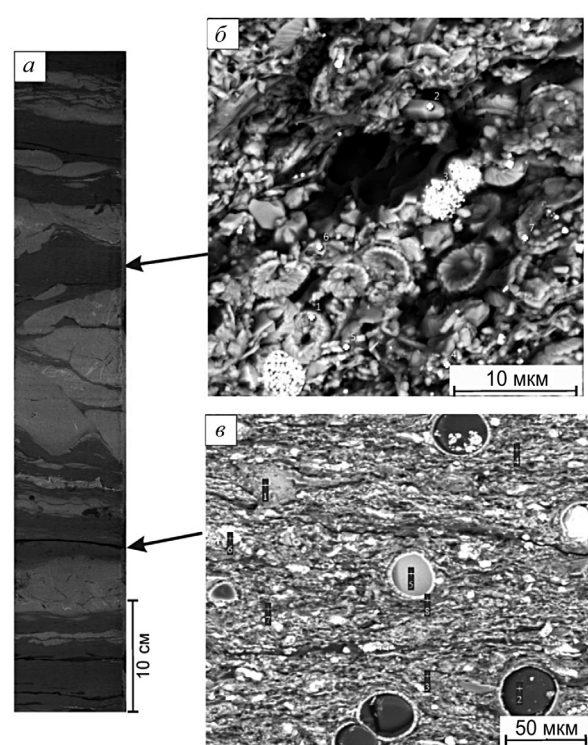


Рис. 7. Фото ЛГТ 5: карбонатные нодули; микробиальные желваки: фитопланктон — кокколитофориды и диноцисты: *а* — керн; *б* — РЭМ, золотистые водоросли-кокколитофориды; *в* — РЭМ, цисты динофитовых водорослей

ЛГТ 3. В пачках 1т и 2т тутлеймской свиты карбонатные породы представлены прослоями доломитизированных радиоларитов (рис. 1, 5). Кремнистая составляющая пород часто подвергалась процессам растворения. При изучении методом РЭМ установлены пустоты выщелачивания раковин радиоларий, частые межгранулярные (межмикроагрегатные) открытые поры. Породы пачки 2т отличаются признаками нефтенасыщения (бураватый оттенок, светятся в ультрафиолетовом свете). Толщина прослоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

Изотопный состав углерода и кислорода доломитов ($\delta^{13}\text{C}$ от $-3,7$ до $-6,7\text{‰}$ VPDB, $\delta^{18}\text{O}$ от $-13,93$ до $-14,42\text{‰}$ VPDB) характеризует их как нормальные морские карбонаты, подвергшиеся диагенетическим и/или катагенетическим преобразованиям.

ЛГТ 4. Пачка 4т характеризуется присутствием большого количества раковин двустворок кальцитового состава, толерантных к аноксидным условиям, — *Buchia* и *Inoceramus* (рис. 1, 6) [Ifrim, Götz, 2011]. Количество раковин постепенно возрастает к кровле пачки. На контакте створки раковины и породы формируются послойные микротрещины.

Пачка 5т визуально хорошо диагностируется в керне за счет многочисленных карбонатных стяжений (нодулей) размером несколько сантиметров (рис. 1, 7). Облекание стяжений глинисто-кремнистыми породами свидетельствует о том, что они

образовались на ранних стадиях диагенеза, когда глинистый материал еще не утратил способности к пластическим деформациям. Присутствуют также карбонатные желваки, сформированные в результате микробиальной деятельности.

На контакте глинисто-кремнистых и карбонатных пород за счет разной плотности сформировались трещины. При изучении глинисто-кремневых пород в шлифах и методом РЭМ диагностированы цисты динофитовых водорослей и кокколитофориды — золотистые водоросли, скелетные элементы которых имеют кальцитовый состав.

Изотопный состав кальцита $\delta^{18}\text{O}$ меняется в узком диапазоне от $-8,99$ до $-11,6\text{‰}$ VPDB. Это указывает на относительно повышенные значения температуры его образования по сравнению со значениями температурами в придонных слоях бассейна, а также на образование этого кальцита с участием углекислоты, поступавшей из органического вещества тутлеймской свиты.

ЛГТ 6. В керне из шести скважин в кровле пачки 5т скважин залегает прослой известняка, сложенного спикулами губок (спонголит) (рис. 1, 8).

Порода разбита трещинами хаотичной ориентировки, извилистыми, клиновидными, которые, вероятно, были сформированы на этапе диагенеза при дегидратации осадка. На этапе катагенеза большинство трещин было залечено кальцитом, часть трещин осталась полыми. Мощность карбонатного прослоя 10–15 см.

Перспективные интервалы разреза.

При анализе промыслово-геофизических исследований установлено, что основные притоки углеводородов связаны с карбонатными породами абалакской свиты. Септариевые конкреции, представленные изолированными шарообразными телами в толще пород, могут быть перспективны на нефтегазоносность в случае их латеральной связанности между собой.

Более 60% притоков получено из карбонатных пород в кровле абалакской свиты. При более детальном изучении самого перспективного интервала разреза установлены макро- и микроскопические признаки субаэральной экспозиции пород (рис. 9) [Потапова и др., 2018]. В породах отмечена брекчированность, характерная для элювиальных брекчий, и остатки корней наземных растений (ризокреции). В шлифах зафиксированы карстовые трещины, заполненные глинистым осадком; многочисленные ризокреции; пресноводные типы цемента, что свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях метеорной вадозной зоны. Таким образом, установлено, что в результате снижения уровня моря известняки литорали были подвержены субаэральной экспозиции, где под влиянием экзогенных процессов формировались разные типы пустот: полости, каверны и трещины.

Заключение. Карбонатные пропластки на разных интервалах разреза представлены разными генетическими типами пород. Выявленная закономерность залегания разных генетических типов пород по разрезу установлена в керне из 11 скважин.

По результатам анализа керна и промыслово-геофизических исследований выявлено, что основные притоки углеводородов получены из карбонатных пород абалакской свиты.

Септариевые конкреции могут быть перспективны на нефтегазоносность в том случае, если конкреции латерально связаны между собой.

Карбонатные породы кровли абалакской свиты представляют собой наиболее перспективный интервал разреза. Формирование в мелководно-морских обстановках предполагает их относительную выдержанность по латерали. Преобразование пород в условиях

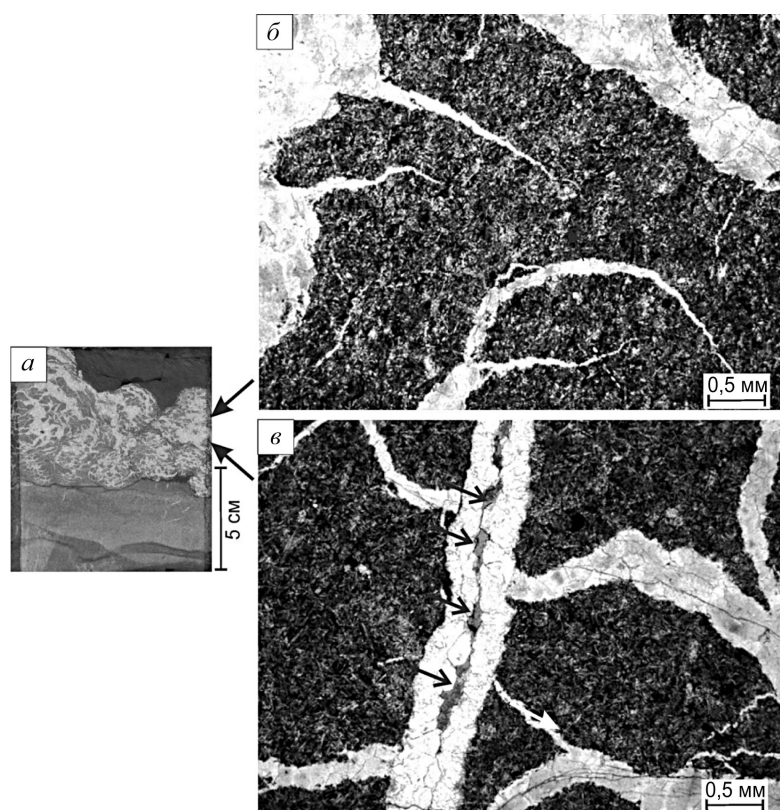


Рис. 8. Фото ЛГТ 6: известняк спикуловый-спонголит: а — керн; б — шлиф, известняк спикуловый, с залеченными трещинами; в — шлиф, известняк спикуловый с открытыми кавернами и порами

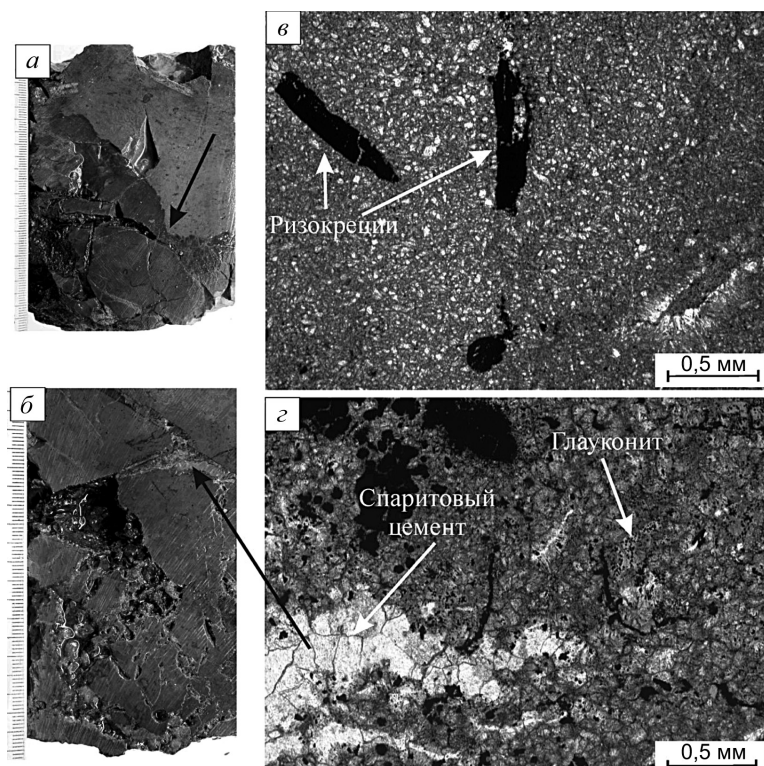


Рис. 9. Фото ЛГТ 2: известняки со структурой вакстоун-мадстоун и известковые мергели: а — керн, эрозийный контакт; б — керн, известняк трещиновато-кавернозный с полостями; в — шлиф, следы корней — ризокреции трубчатых форм; г — шлиф, известняк со стяжениями пирита, глауконитом и пустотами залеченными блоковым спаритовым цементом

субаэральной экспозиции обусловило высокий коллекторский потенциал пород.

Основное нефтенасыщение карбонатных пород абалакской свиты связано с разнонаправленными жилами и трещинами и развитыми по ним кавернами, имеющими тектоно-гидротермаль-

ную природу и пересекающими как септариевые конкреции, так и микробиальные известняки. Характер минерализации и нефтенасыщенности трещин позволяют выделить от одной до четырех стадий заполнения их органоминеральным веществом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жуковская Е.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Септариевые конкреции в оксфордских отложениях центральных и южных районов Западной Сибири // Уч. зап. Казанского ун-та. Сер. Естественные науки. 2011. Т. 153, кн. 4. С. 211–217.

Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н. и др. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2018. № 11. С. 3–19.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003). Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМСа, 2004. С. 114.

Ifrim C., Götz S., Stinnesbeck W. Fluctuations of the oxygen minimum zone at the end of Oceanic Anoxic Event 2 reflected by benthic and planktic fossils // Geology. 2011. Vol. 39. P. 1043–1046.

Поступила в редакцию 07.10.2018

Поступила с доработки 07.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридонов¹, Е.С. Семиколенных², В.И. Лысенко³, С.В. Филимонов⁴,
Н.Н. Коротаева⁵, Н.Н. Кривицкая⁶

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

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

All-Russian Geological Research Institute named after A.P. Karpinsky. 199106, St. Petersburg, Sredny Ave., 74

АРМОЛКОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПЛАГИОЛЕРЦОЛИТЫ И ОЛИВИНОВЫЕ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТЫ РАЙОНА БАЛАКЛАВЫ, КРЫМ

Армолколлит ($(\text{Mg,Fe})\text{Ti}_2\text{O}_5$) — характерный минерал титанистых базальтов Луны — широко развит в островодужных низкощелочных плагиолерцолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах раннебайосского первомайско-аюдагского комплекса мезозойского Горного Крыма, в береговых обрывах около Балаклавы под Севастополем. Кумулятивный Mg-оливин Балаклавы содержит включения хромшпинелидов. Хромшпинелиды-I — умереннохромистые, железистые ($f = 45\div 55$), содержат 8–14 масс.% Fe_2O_3 и до 1,2% TiO_2 , что четко отличает их от хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов. Хромшпинелиды-II — более железистые ($f = 58\div 75$) и содержат до 26 масс.% Fe_2O_3 , 2,5–9% TiO_2 до 1,8% V_2O_5 . Таблички армолколлита размером до $0,6\times 0,2$ мм включены в интеркумуляусные магнетитовые бронзит и авгит, анортит и битовнит. Армолколлит содержит (масс.%): 63–66 TiO_2 , 6,9–8,4 MgO , 9,9–11,7 FeO , 13–18 Fe_2O_3 , до 1,5 Al_2O_3 и V_2O_5 , до 0,7 Cr_2O_3 . Состав армолколлита отвечает формуле $(\text{Mg}_{0,38-0,45}\text{Fe}^{2+}_{0,30-0,34}\text{Fe}^{3+}_{0,36-0,49}\text{V}_{0,04-0,05}\text{Al}_{0-0,06}\text{Cr}_{0-0,02}\text{Ti}_{1,73-1,77})_3\text{O}_5$; в миналах присутствует (мол.%): 38–45 MgTi_2O_5 , 31–36 $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_5$, 23–27 $\text{Fe}^{3+}_2\text{TiO}_5$. С армолколлитом ассоциируют бадделит и цирконолит. Состав цирконолита отвечает формуле $(\text{Ca}_{0,7}\text{Y}_{0,2}\text{REE}_{0,1})\text{Zr}(\text{Ti}_{1,6}\text{Fe}^{2+}_{0,3}\text{Fe}^{3+}_{0,1})_2\text{O}_7$. Более поздние минералы — ильменит-I с 5–8 масс.% MgO ; ильменит-II, бедный Mg и обогащенный Mn, который замещает армолколлит. Наличие (сохранность) армолколлита и цирконолита в малоглубинных интрузивах Горного Крыма, возможно, обусловлено слабым развитием в них позднематматических процессов.

Ключевые слова: хромшпинелиды, армолколлит, бадделит, цирконолит, Mg-ильменит, островодужные плагиолерцолиты, оливиновые габбро-норит-долериты, Горный Крым.

Armalcolite ($(\text{Mg,Fe})\text{Ti}_2\text{O}_5$) is characteristic mineral of titanian basalts of the Moon, as well as lamproites, other alkaline magmatic Earth rocks, impactites and other formations. It is widely represented in island-arc low-alkaline plagiolherzolites and olivine gabbro-norite-dolerites of the Early-Bajocian Pervomaysk–Ayu-Dag complex of mesozooids in Rocky Crimea, specifically, in the littoral Balaklava cliffs near Sevastopol. Crystals of cumulative Mg-olivine contain the inclusions of alumomagnesiochromite and Mg alumochromite in the center and the inclusions of alumochromite partly replaced by chromespinels of the 2nd generation (Ti-Al ferrychromite and chrometitanomagnetite) in the external zones. Chromespinels of the 1st generation are moderately chromic and ferrian ($f = 45\div 55$), contain 8–14 mass.% Fe_2O_3 and up to 1,2% TiO_2 ; that sharply distinguishes them from chromespinels of alpinotypes ultrabasic rocks. Chromespinels of the 2nd generation are more ferrian ($f = 58\div 75$) and contain up to 26 mass.% Fe_2O_3 , 2,5–9% TiO_2 and up to 1,8% V_2O_5 . The typical basic trend from ferrian alumomagnesiochromite to chrometitanomagnetite is characteristic for Balaklava chromespinels. Tabular armalcolite crystals are up to $0,6\times 0,2$ mm included in intercumulus magnesian bronzite and augite, anorthite and

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; e-mail: ernstspiridon@gmail.com

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, науч. с.; e-mail: geny_shen@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (филиал в г. Севастополь), факультет естественных наук, кафедра географии океана, доцент; e-mail: niagara_sev@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент; e-mail: sefi@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, инженер; e-mail: mineral@geol.msu.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, ст. науч. с.; e-mail: nnkriv@geol.msu.ru

bytownite. Balaklava armalcolite contains 63–66 mass.% TiO_2 , 6,9–8,4% MgO , 9,9–11,7% FeO , 13–18% Fe_2O_3 , up to 1,5% Al_2O_3 and V_2O_5 , up to 0,7% Cr_2O_3 . The armalcolite formulae is $(\text{Mg}_{0,38-0,45}\text{Fe}^{2+}_{0,30-0,34}\text{Fe}^{3+}_{0,36-0,49}\text{V}_{0,04-0,05}\text{Al}_{0-0,06}\text{Cr}_{0-0,02}\text{Ti}_{1,73-1,77})_3\text{O}_5$; in minerals, molar %: 38–45 MgTi_2O_5 , 31–36 $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_5$, 23–27 $\text{Fe}^{3+}_2\text{TiO}_5$. Rare baddeleyite with 1,6–3,1% HfO_2 ($\text{ZrO}_2:\text{HfO}_2 = 57-30$, av. 44) and zirconolite associate with armalcolite. Zirconolite contains 4–6,5 mass.% Y_2O_3 , 4–8% REE_2O_3 , from traces up to 4,5% ThO_2 , <0,5% UO_2 , 0,7–1,4% HfO_2 ($\text{ZrO}_2:\text{HfO}_2 = 47-25$, av. 38). The distribution of lanthanides in Balaklava zirconolite is $\text{Ce} = \text{Nd} > \text{Dy} > \text{Gd} > \text{Sm}$, Yb , Er , Lu , $\text{Tb} > \text{Pr}$. The zirconolite formulae is $(\text{Ca}_{0,7}\text{Y}_{0,2}\text{REE}_{0,1})\text{Zr}(\text{Ti}_{1,6}\text{Fe}^{2+}_{0,3}\text{Fe}^{3+}_{0,1})_2\text{O}_7$. The recent formations are ilmenite-I with 5–8 mass.% MgO and 0,3–0,6% MnO , titanomagnetite, hydroxyl-fluorapatite, ilmenite-II, poor in Mg and enriched in Mn . Armalcolite is partly replaced by ilmenite-II. Perhaps, an existence and preservation of armalcolite and zirconolite within the near surface basic intrusions of the Crimean Mountains is caused by poor development of late magmatic processes.

Key words: chromespinels, armalcolite, baddeleyite, zirconolite, Mg ilmenite, island-arc plagioclherzolites, olivine gabbro-norite-dolerites, Crimean Mountains.

Введение. Акцессорные минералы магматических горных пород — индикаторы петрогенеза, не менее информативные, чем породообразующие минералы. Для мезозойских магматических горных пород Крыма краткие сведения о них приведены в работах [Попов, 1938; Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990]. Относительно детально изучены циркон, торит, бадделеит, чевкинит, перрьерит, цирконолит и алланит кварцевых габброидов Аю-Дага [Спиридонов и др., 2018б, в]. В статье представлены результаты исследования акцессорных армолколита, цирконолита, бадделеита, хромшпинелидов и ильменита — характерных минералов островодужных низкощелочных плагиоцерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов первомайско-аюдагского интрузивного комплекса, обнаженных в береговых обрывах около Балаклавы под Севастополем.

Армолколлит — ромбический оксид титана, магния и железа $(\text{Mg,Fe})\text{Ti}_2\text{O}_5$ из группы псевдобрукита, один из первых минеральных видов, открытых на Луне. Минерал назван в честь астронавтов Н. Армстронга, Э. Олдрин и А. Коллинза [Anderson et al., 1970], которые 21 июля 1969 г. первыми из землян ступили на поверхность Луны. Армолколлит — характерный минерал титанистых лунных базальтов, в которых он включен в матрицу пироксенов, Са-плагиоклаза и стекла, ассоциирует с акцессорными бадделеитом и цирконолитом, некоторые разновидности лунного армолколита богаты Zr , часто на армолколлит нарастает и его замещает ильменит [Anderson et al., 1970; Haggerty, 1973; Steel, 1974; Фрондел, 1978]. В земных образованиях армолколлит относительно редкий минерал, это типоморфный акцессорный минерал лампроитов [Velde, 1975], некоторых типов кимберлитов [Розова и др., 1984] и щелочных базальтоидов [Цымбал и др., 1980; Grégoire et al., 2000]. Армолколлит обычен в импактных стеклах, в которых представлен разновидностью, богатой Mn [El Goresy, Chao, 1976]. Более редки находки армолколита в толеитовых базальтах и долеритах трапповой формации Каппу [Cawthorn, Biggar, 2008], норитах и пироксенитах Бушвельдского

интрузива [McDonald et al., 2005]. Армолколлит развит в глубокотрансформированных ксенолитах углистых аргиллитов, которые содержат самородное железо и графит, в базальтах и долеритах Североатлантической трапповой формации на о. Диско около Гренландии [Pedersen, 1981].

Для минералов группы псевдобрукита помимо изовалентного изоморфизма $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ характерен гетеровалентный изоморфизм $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$ [Akimoto et al., 1957; Bowles, 1988]. В работе [Bowles, 1988] показано, что состав армолколита лунных пород, содержащих самородное железо, отклоняется от $\text{MgTi}_2\text{O}_5\text{—FeTi}_2\text{O}_5$ к TiTi_2O_5 (минерал содержит некоторое количество трехвалентного титана), а состав армолколита земных образований, возникших в более окислительной обстановке, отклоняется от $\text{MgTi}_2\text{O}_5\text{—FeTi}_2\text{O}_5$ к псевдобрукиту Fe_2TiO_5 , земной армолколлит содержит заметное количество трехвалентного железа. В работах [Lindsley et al., 1974; Friel et al., 1977; Stanin, Taylor, 1980] показано, что армолколлит — высокотемпературный минерал, обычно кристаллизующийся при температуре не менее 900 °C и в довольно узком диапазоне $f\text{O}_2$ — в восстановительной обстановке, близкой к равновесию углерод (графит)—монооксид углерода CO .

Бадделеит — моноклинный ZrO_2 — характерный акцессорный минерал бедных кремнеземом магматических горных пород, как щелочных (кимберлитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габбро) и связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитов [Franco, Loewenstein, 1948; Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Scatena-Wachel, Jones, 1984; Sørensen, 1997], так и нещелочных — оливиновых габброидов, анортозитов и иных [Годлевский, Надеждина, 1970; Спиридонов и др., 2018б] и недосыщенных кремнеземом высокотемпературных не щелочных метасоматитов — магнезиальных скарнов [Gübelin, Peretti, 1977]. Особый генетический тип — бадделеит в импактных стеклах — продукт ударной деструкции циркона [El Goresy, 1965].

Цирконолит — сложный оксид $\text{Zr-Ti-Ca-Y-Fe-Mg-Al}$ с формулой $(\text{Ca,Y})\text{Zr}(\text{Ti,Fe,Mg,Al})_2\text{O}_7$,

открытый Л.С. Бородиным в кальцитовых карбонатитах и связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитах — камафоритах (фоскоритах) [Бородин и др., 1956, 1973]. В дальнейшем цирконолит был описан в карбонатитах разнообразного состава, в фенитах, окружающих интрузивы нефелиновых сиенитов [Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Меньшиков и др., 2014]. В известково-щелочных магматических породах он редок — в ассоциации с бадделейтом установлен в титанистых базальтах Луны [Фрондел, 1978] и в островодужных габброидах Аю-Дага в Крыму [Спиридонов и др., 2018б].

Геология Горного Крыма. Горный Крым — мезозойское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон. Небольшие интрузивные тела богатых оливином пород расположены на крайнем западе Горно-Крымской зоны. Значительную часть складчатого комплекса Горного Крыма составляют образования островодужной стадии. Это главным образом терригенные среднетриасовые—нижнеюрские толщи (T_2-J_1) таврической и эскиордынской серий, сложно-дислоцированные и несогласно перекрытые среднеюрскими (J_2) угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы. Терригенные толщи пересечены и контактово метаморфизованы небольшими плутонами раннебайосских кварцевых габбро-норит-долеритов и кварцевых габбро-норит-диоритов до богатых оливином габбро-норит-долеритов и плагиолерцолитов, с одной стороны, и до кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранофировых гранитов — с другой [Попов, 1938; Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990, 2018; Морозова и др., 2012]. В.В. Плоско выделял эти магматические образования в ассоциацию пикритов и кварцевых диабазов [Плоско и др., 1979]. Э.М. Спиридонов и Т.О. Федоров [1990] выделили их как первомайско-аюдагский интрузивный комплекс. К этому комплексу принадлежит большая часть интрузивов Горного Крыма. Интрузивы первомайско-аюдагского комплекса пересечены жерловинами и дайками базальтов позднебайосской островодужной бодракско-карадагской вулканической серии [Спиридонов и др., 1990].

Интрузивные тела плагиолерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов в береговых обрывах Балаклавы. Серия дайкообразных и линзообразных тел интрузивных базитов долготного север-северо-восточного простирания обнажена в береговых обрывах около Балаклавы под Севастополем. Размеры обнаженных частей отдельных интрузивов — длина до 1 км, ширина до 0,2–0,5 км, высота обнаженной части до 0,25 км. Расположенные западнее интрузивные тела сложены преимущественно плагиолерцолитами и оливиновыми габбро-норит-долеритами, восточнее — преимущественно

безоливиновыми габбро-норит-долеритами и долеритами. Центральные части интрузивных тел сложены среднезернистыми, изредка средне-крупнозернистыми породами. Эндоконтактовые части интрузивов обычно представлены мелкозернистыми оливиновыми габброидами до пикритов. Интрузивы, как правило, сильно тектонизированы, их контакты сорваны, породы брекчированы и интенсивно серпентинизированы.

Материалы и методы исследования. По образцам интрузивных пород около Балаклавы, изученных в полевых условиях Е.С. Семиколенных, выполнены химические анализы, изготовлены шлифы и аншлифы. Состав минералов интрузивных пород изучен оптически и с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе СЭМ «Jeol JSM-6480 LV» (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Методика измерений стандартная [Рид, 2008]. Фотографии в режиме отраженных электронов и микрозондовые анализы минералов выполняла аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева. В таблицах и на рисунках приведена единая нумерация анализов минералов.

Плагиолерцолиты и оливиновые габбро-норит-долериты. Породы центральных частей исследованных интрузивов обычно среднезернистые, с массивной текстурой, состоят из преобладающих идиоморфных кристаллов кумулятивного оливина и переменного количества интеркумулусных моноклинного и ромбического пироксенов, анортита и битовнита. Средний химический состав пород ($n=3$) (масс.%): SiO_2 37,46; TiO_2 0,16; P_2O_5 0,11; Cr_2O_3 0,14; Al_2O_3 9,86; FeO 8,36; MnO 0,13; MgO 23,07; NiO 0,09; CaO 4,04; Na_2O 0,18; K_2O 0,08; потери при прокаливании 16,12; сумма 99,80%. Значительная величина потерь при прокаливании объясняется тем, что породы интенсивно серпентинизированы. В пересчете на безводный состав породы в среднем содержат 44,8 масс.% SiO_2 , их состав отвечает низкощелочным глиноземистым перидотитам — плагиоклазовым лерцолитам. Обращает внимание заметное содержание Ti и P при стандартно высоких значениях концентрации Cr и Ni . От плагиолерцолитов наблюдаются постепенные переходы к меланократовым оливиновым габбро-норит-долеритам, содержащим заметное количество идиоморфных призматических кристаллов анортита и битовнита.

Размер кристаллов кумулятивного оливина от 0,5 до 3–4 мм, чаще около 2 мм. Оливин полностью замещен сначала агрегатами иддингсита с характерными продольными криволинейными трещинками, полные псевдоморфозы по иддингситу составляют серпентины — ранний лизардит и более поздний антигорит, которые частично замещены еще более поздним антофиллитом (рис. 1), часто вместе с тальком [Спиридонов и

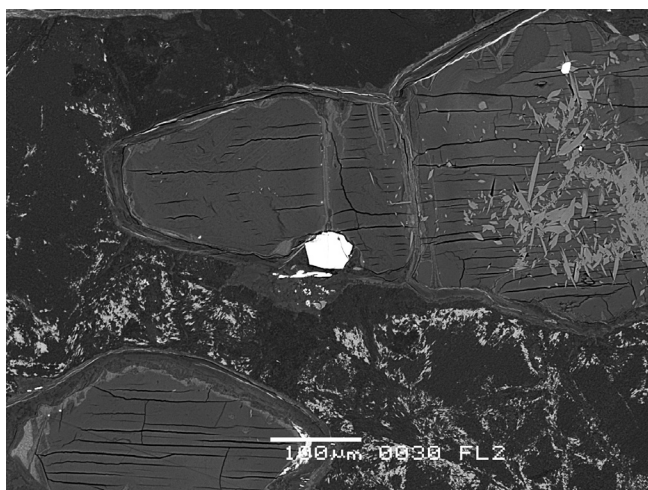


Рис. 1. Оливин с включениями хромшпинелидов (белое). Оливин замещен иллингситом с характерными микротрещинами; иллингсит в свою очередь замещен лизардитом, затем антигоритом, антигорит частично замещен антофиллитом (небольшие призматические кристаллы среди серпентина); в отраженных электронах

др., 2018a]. Судя по валовому составу изученных пород, состав оливина был близок к хризолиту (Fo_{85-83}). Размер ксеноморфных кристаллов интеркумулусных авгита 4–5 мм (чаще 1,5–3 мм), бронзита и Са-плагноклаза — до 3 мм. Состав магнезиального авгита (эндиопсида) отвечает $\text{Ca}_{42,8}\text{Mg}_{49,3-50,0}\text{Fe}_{7,2-7,9}$, магнезиального бронзита — $\text{Ca}_{3,3}\text{Mg}_{81,7-81,9}\text{Fe}_{14,8-15,0}$, анортита — An_{94-90} , битовнита — An_{89-83} . Пироксены нередко замещены агрегатами хлорита, тремолита, корренсита. Анортит и битовнит почти повсеместно замещены тонкозернистыми агрегатами клиноцоизита, везувиана, гидрогроссуляра, пренита.

Хромшпинелиды. Кристаллы оливина повсеместно содержат микровключения хромшпинелидов. В центре кристаллов оливина — мелкие октаэдр и кубооктаэдр алюмомагнезиохромита (ан. 1–4, табл. 1) и магнезиального алюмохромита (ан. 5–8, табл. 1), представляющие первую генерацию хромшпинелидов. В краевых частях кристаллов оливина размер выделений алюмохромита часто несколько больше — до 40 мкм (рис. 1). На алюмохромит нередко narосли и частично его замещают хромшпинелиды второй генерации — Ti-Al феррихромит (ан. 9–12, табл. 2) и хромтитаномагнетит (ан. 13–15, табл. 2). Композитные кристаллы хромшпинелидов обычно развиты на контактах оливина с минералами интеркумулуса. Иногда хромтитаномагнетит 2-й генерации слагает обособленные кристаллы с поперечником до 200 мкм, включенные в интеркумулусные пироксены и плагноклаз. Хромшпинелиды 1-й генерации — умеренно хромистые, железистые ($f = 45-55$), содержат 8–14 масс.% Fe_2O_3 и до 1,2 масс.% TiO_2 , что резко отличает их от хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов. Хромшпинелиды 2-й генерации более железистые ($f = 58-75$) и обогащены трехвалентным железом (до 26 масс.%

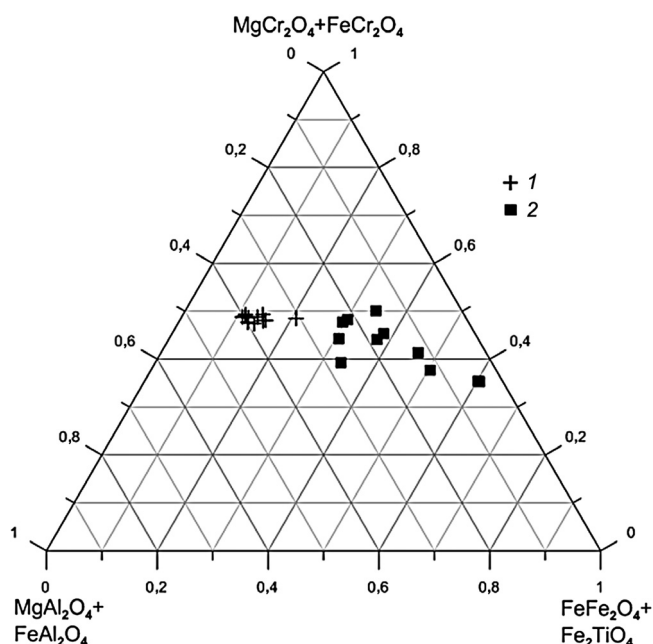


Рис. 2. Состав хромшпинелидов 1-й генерации (1) и 2-й генерации (2) плагнолерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов района Балаклавы, Крым

Fe_2O_3), титаном (2,5–9 масс.% TiO_2) и ванадием (до 1,8 масс.% V_2O_3). Для хромшпинелидов Балаклавы в целом характерен типичный для базитовых пород тренд от железистого алюмомагнезиохромита к хромтитаномагнетиту (рис. 2). Впервые такой тренд был установлен для хромшпинелидов базитов Луны [Фрондел, 1978]. Кристаллы хромшпинелидов описываемых пород района Балаклавы часто брекчированы, алюмохромит, феррихромит и хромтитаномагнетит вдоль микротрещин замещены магнетитом.

Армолколлит. Таблитчатые кристаллы армолколита длиной до 0,6 мм и толщиной до 0,2 мм включены в интеркумулусные магнезиальные бронзит и авгит, анортит и битовнит (рис. 3). Кристаллы армолколита обычно идиоморфные. Встречаются V-образные сращения кристаллов армолколита, возможно, это двойники (рис. 4, А). Кристаллы нередко заметно растворены, часто окружены частичными или полными каймами замещения ильменита и более позднего титанита (рис. 4). Кристаллы армолколита длиной <40 мкм обычно целиком замещены поздним титанитом. Кристаллы армолколита по составу незональные. Вариация состава минерала небольшая. Армолколлит содержит 63–66 масс.% TiO_2 , 6,9–8,4% MgO , 9,9–11,7% FeO , 13–18% Fe_2O_3 , до 1,5% Al_2O_3 и V_2O_3 , до 0,7% Cr_2O_3 , беден Mn, Zn, Ni и Ca; Zr в нем не обнаружен (ан. 16–23, табл. 3). Состав армолколита отвечает $(\text{Mg}_{0,38-0,45}\text{Fe}^{2+}_{0,30-0,34}\text{Fe}^{3+}_{0,36-0,49}\text{V}_{0,04-0,05}\text{Al}_{0-0,06}\text{Cr}_{0-0,02}\text{Ti}_{1,73-1,77})_3\text{O}_5$ или в миналах 38–45 мол.% MgTi_2O_5 , 31–36 мол.% $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_5$, 23–27 мол.% $\text{Fe}^{3+}_2\text{TiO}_5$ Армолколлит в Горном Крыму по составу близок к распространенному типу земного армолколита.

Таблица 1

Таблица 2

Химический состав (масс.%) хромшпинелидов 1-й генерации в островодужных плагиоферцолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	12,03	11,06	11,89	10,93	10,23	10,76	10,03	9,69
NiO	нпо	0,18	0,18	0,15	0,08	0,07	0,06	0,16
FeO	17,10	18,12	17,30	18,38	19,56	19,57	19,88	20,49
MnO	0,32	0,34	0,25	0,32	0,40	0,35	0,49	0,37
ZnO	нпо	0,20	0,18	0,17	0,09	0,19	0,06	0,20
Cr ₂ O ₃	39,75	38,31	40,26	37,91	37,87	39,87	37,97	38,39
Al ₂ O ₃	21,95	20,88	21,58	20,81	21,46	20,51	19,57	16,27
V ₂ O ₃	0,28	0,35	0,20	0,38	0,38	0,29	0,38	0,41
Fe ₂ O ₃	8,38	9,28	8,61	9,79	10,11	9,86	10,25	14,49
TiO ₂	0,39	0,76	0,48	0,78	0,44	0,82	0,99	1,21
Сумма	100,20	99,48	100,93	99,62	100,62	102,29	99,68	101,68
Содержание миналов, мол. %								
MgCr ₂ O ₄	48,8	47,9	49,3	47,4	47,7	48,8	47,8	46,2
FeCr ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	0,2	2,3
MgAl ₂ O ₄	6,9	4,2	5,5	4,1	0,3	0,9	—	—
FeAl ₂ O ₄	33,3	34,2	33,5	34,3	39,3	36,2	36,8	30,2
ZnAl ₂ O ₄	—	0,5	0,4	0,4	0,2	0,4	0,1	0,5
FeV ₂ O ₄	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5
Fe ₂ TiO ₄	0,9	1,8	1,1	1,8	1,0	1,9	2,4	2,9
FeFe ₂ O ₄	9,3	9,6	8,8	10,2	9,7	10,3	10,8	16,0
MnFe ₂ O ₄	0,8	0,09	0,7	0,9	1,1	0,9	1,3	1,0
NiFe ₂ O ₄	—	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2	0,1	0,4
Cr#	48,8	47,9	49,3	47,4	47,7	48,8	48,0	48,5
Al#	40,2	38,9	39,4	38,8	39,8	37,5	36,9	30,7
f, %	44,8	48,8	45,8	49,4	52,5	51,2	53,3	55,1

Примечания. 1–4 — алюмомагнезиохромит; 5–8 — магнезиальный алюмохромит; Cr# — содержание миналов магнезиохромита и хромита; Al# — содержание миналов шпинели и герцинита; f — железистость. Здесь и далее нпо — ниже предела обнаружения.

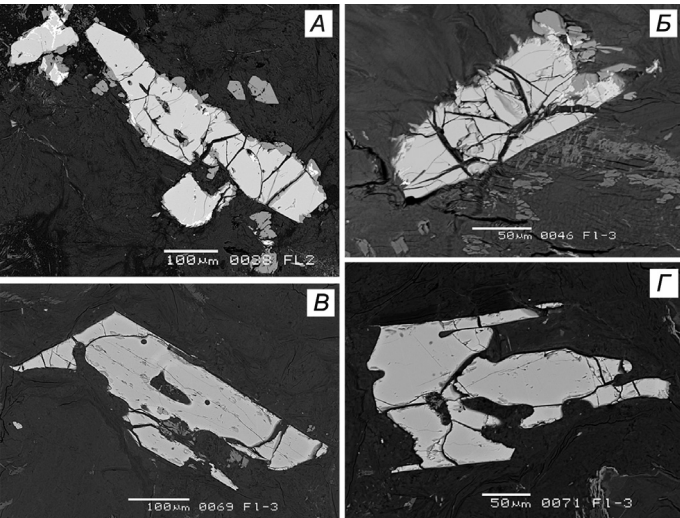


Рис. 3. Армолколит в матрице плагиоферцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов: А — таблица армолколита (ан. 16, табл. 4) с редкими каймами и микропрожилками ильменита-II (белое, ан. 44, 45, табл. 7) и более поздними наростами титанита (серое); В — армолколит (ан. 17), вверху с каймой замещения титанита; С — кристалл армолколита (ан. 22); Д — кристалл армолколита (ан. 23): в отраженных электронах

Химический состав (масс.%) хромшпинелидов 2-й генерации в островодужных плагиоферцолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15
MgO	7,48	8,37	9,27	8,91	6,58	7,65	5,77
NiO	0,17	0,13	0,04	0,23	0,017	0,24	0,30
FeO	23,59	24,15	22,10	25,16	30,33	29,81	29,65
MnO	0,46	0,22	0,26	0,37	0,51	0,50	0,54
ZnO	0,34	0,25	0,29	0,11	0,18	0,14	0,37
Cr ₂ O ₃	36,44	37,23	36,91	33,20	30,55	27,88	24,84
Al ₂ O ₃	10,92	14,13	11,76	9,26	6,06	5,88	1,96
V ₂ O ₃	0,85	0,67	0,90	1,21	1,59	1,81	1,71
Fe ₂ O ₃	18,40	10,63	15,53	14,95	16,21	16,87	25,97
TiO ₂	2,32	3,85	4,88	6,77	9,00	10,24	8,57
Сумма	100,97	99,63	101,94	100,17	101,18	100,99	99,73
Содержание миналов, мол. %							
MgCr ₂ O ₄	37,3	41,3	47,5	44,1	33,7	37,7	30,8
FeCr ₂ O ₄	10,9	7,4	2,6	—	7,8	—	4,5
MgAl ₂ O ₄	—	—	—	0,5	—	1,2	—
FeAl ₂ O ₄	20,8	27,0	14,8	17,5	11,8	10,4	3,2
ZnAl ₂ O ₄	0,8	0,6	0,7	0,3	0,5	0,3	1,0
FeV ₂ O ₄	1,2	0,9	1,3	1,6	2,2	2,5	2,5
Fe ₂ TiO ₄	5,8	9,6	12,6	17,1	23,2	26,3	23,1
FeFe ₂ O ₄	21,5	12,3	19,6	17,3	18,8	19,6	32,4
MnFe ₂ O ₄	1,3	0,6	0,8	1,0	1,5	1,4	1,7
NiFe ₂ O ₄	0,4	0,3	0,1	0,6	0,5	0,6	0,8
Cr#	48,2	48,7	50,1	44,1	41,5	37,7	35,3
Al#	21,6	27,6	15,5	18,3	12,3	11,9	4,2
f, %	64,7	62,3	57,8	61,9	72,7	69,2	75,0

Примечания. 9–12 — Ti-Al феррихромит; 13–15 — хромтитаномагнетит. Остальные обозначения см. примечания к табл. 1.

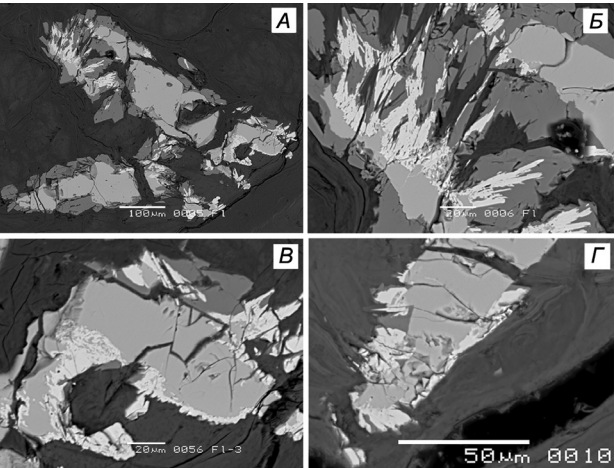


Рис. 4. Армолколит с каймами ильменита-II и титанита: А — V-образное срастание кристаллов армолколита (ан. 18, табл. 4) с каймами замещения ильменита (белое, ан. 46, 47, табл. 7) и титанита (серое); В — армолколит (светло-серое, ан. 19), который интенсивно замещается ильменитом (белое, ан. 48, 49) и титанитом (серое); С — кристалл армолколита (ан. 20) с бахромой замещения из мелких пластинок ильменита (белое, ан. 50), в некоторых местах на них вырос титанит (серое); Д — край кристалла армолколита (ан. 21), окруженный каймой ильменита и титанита; темно-серая матрица — измененные пироксен и плагиоклаз; в отраженных электронах

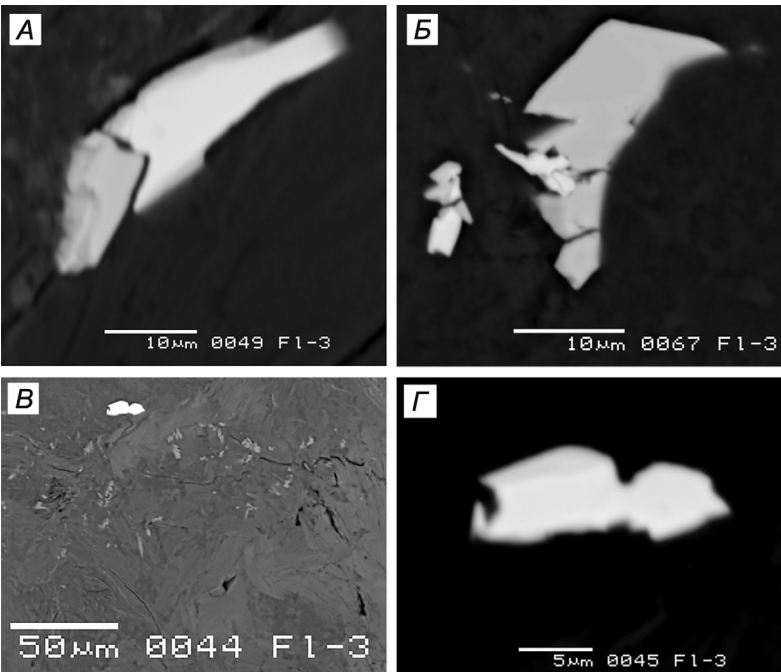


Рис. 5. Бадделеит и цирконолит: А — кристалл цирконолита (белое) (ан. 30, 31, табл. 5) вырос на кристалл бадделеита (ан. 24, 25, табл. 4); Б — срастание бадделеита (белое, ан. 26, 27) и цирконолита (светло-серое, ан. 32, 33); В — цирконолит (белое) в матрице базитов; Г — цирконолит (ан. 35); темно-серая матрица — измененные пироксены и плагиоклаз; в отраженных электронах

Таблица 3

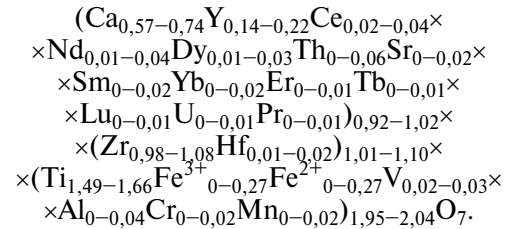
Химический состав (масс.%) армоколита в островодужных плагиофер-цолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компо- ненты	16	17	18	19	20	21	22	23
MgO	8,42	8,19	7,71	7,55	7,54	7,47	7,26	6,91
NiO	0,17	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	10,39	9,92	11,28	11,36	11,11	10,12	11,61	11,71
MnO	0,09	0,17	нпо	0,10	0,09	0,15	нпо	нпо
ZnO	0,03	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	нпо	0,10	нпо	нпо	нпо	0,34	нпо	нпо
TiO ₂	65,96	64,51	65,02	64,41	64,18	63,48	63,89	63,11
Fe ₂ O ₃	13,44	16,22	14,83	14,55	15,12	17,89	15,65	16,01
Al ₂ O ₃	1,53	нпо	1,25	1,06	1,08	нпо	0,78	0,48
V ₂ O ₃	1,37	1,61	1,47	1,41	1,56	1,69	1,48	1,62
Cr ₂ O ₃	0,13	0,21	0,19	0,13	0,16	0,13	нпо	0,73
Сумма	101,53	101,24	101,75	100,57	100,84	101,27	100,67	100,57
Число атомов в формуле в расчете на три атома металлов								
Mg	0,447	0,443	0,412	0,408 ₅	0,407	0,404	0,394	0,377
Fe ²⁺	0,310	0,301	0,338	0,345	0,336	0,307	0,353	0,358
Fe ³⁺	0,361	0,443	0,400	0,398	0,412	0,489	0,430	0,441
Ni	0,005	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,003	0,005	—	0,003	0,003	0,005	—	—
Zn	0,001	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	0,003	—	—	—	0,013	—	—
Ti	1,766	1,752	1,750	1,756	1,746	1,729	1,747	1,735
V	0,039	0,047	0,042	0,041	0,045	0,049	0,043	0,047
Al	0,064	—	0,053	0,045	0,046	—	0,033	0,021
Cr	0,004	0,006	0,005	0,004	0,005	0,004	—	0,021
сумма	3							
O	5							

Примечания. См. примечания к табл. 1.

Бадделеит слагает мелкие и мельчайшие кристаллы среди интеркумулусных минералов, обособленные или в срастании с цирконолитом (рис. 5, А, Б), или с армоколитом, изредка с алюмохромитом. Размер выделений бадделеита не превышает 15 мкм, обычно <5 мкм. Состав минерала относительно устойчив (ан. 24–29, табл. 4), заметно варьирует лишь содержание гафния — от 1,7 до 3,1 масс.% HfO₂, и, соответственно, величина ZrO₂:HfO₂ — от 57 до 30 (среднее 44). Характерно заметное содержание титана (2,1–2,4% TiO₂) и ниобия (1,4–2,5% Nb₂O₅). Состав описанного бадделеита близок к бадделеиту габброидов Аю-Дага [Спиридонов и др., 2018б]. В бадделеите Аю-Дага величина ZrO₂:HfO₂ — от 56 до 38 (средняя 47). Бадделеит богатых оливином пород около Балаклавы заметно богаче титаном (в среднем 2,2 масс.% TiO₂), чем бадделеит габброидов Аю-Дага (в среднем 1,1 масс.% TiO₂).

Цирконолит слагает мелкие и мельчайшие кристаллы в интеркумулусе, как обособленные (рис. 5, В, Г), так и срастания с бадделеитом (рис. 5, А, Б) и армоколитом. Размер кристаллов цирконолита обычно не превышает 30 мкм. Кристаллы цирконолита по составу однородные, реже слабозональные. Минерал содержит 32,6–36,8 масс.% TiO₂, 33,1–35,1% ZrO₂, 4,2–6,4% Y₂O₃, 0,8–1,8% Ce₂O₃, 0,6–1,7% Nd₂O₃, 0,6–1,1% Dy₂O₃, 0,4–1% Gd₂O₃, до 4,4% ThO₂, до 1,3% Nb₂O₅, до 0,9% Yb₂O₃, до 0,8% Sm₂O₃, до 0,7% Er₂O₃ и Lu₂O₃, до 0,4% Tb₂O₃ и UO₂, до 0,3% Pr₂O₃ (ан. 30–35, табл. 5). Содержание гафния в цирконолите составляет 0,7–1,4 масс.%, величина ZrO₂:HfO₂ = 25÷47 (среднее 38). Состав минерала следующий:



Таким образом, богатые оливином интрузивные породы в районе Балаклавы содержат обычный цирконолит, в котором Ca > Y.

Ильменит — один из распространенных акцессорных минералов богатых оливином интрузивных пород около Балаклавы. Размер кристаллов раннего,

Таблица 4

Химический состав (масс.%) бадделита в островодужных плагиокласситах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компоненты	24	25	26	27	28	29
ZrO ₂	93,35	94,89	92,49	93,54	94,25	93,74
HfO ₂	1,65	1,95	1,93	2,13	2,49	3,08
TiO ₂	2,06	2,10	2,23	2,24	2,37	2,15
Nb ₂ O ₅	2,52	1,37	2,74	2,48	1,87	2,29
Сумма	100,58	100,31	99,39	100,39	100,98	101,26
Число атомов в формуле						
Zr	0,936	0,945	0,929	0,932	0,934	0,930
Hf	0,009	0,010	0,010	0,011	0,013	0,016
Ti	0,032	0,032	0,035	0,034	0,036	0,033
Nb	0,023	0,013	0,026	0,023	0,017	0,021
ZrO ₂ /HfO ₂	57	49	48	44	38	30

Таблица 5

Химический состав цирконолита (масс.%) в островодужных плагиокласситах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компоненты	30	31	32	33	34	35
CaO	10,25	9,60	10,83	8,67	8,36	11,33
SrO	нпо	0,57	нпо	0,49	0,50	нпо
Y ₂ O ₃	5,56	5,82	6,20	6,42	6,29	4,21
Ce ₂ O ₃	1,43	1,81	1,09	1,52	1,20	0,80
Pr ₂ O ₃	нпо	0,33	нпо	0,34	нпо	нпо
Nd ₂ O ₃	1,43	1,72	1,38	1,63	1,46	0,64
Sm ₂ O ₃	0,54	0,50	нпо	0,76	0,53	0,48
Gd ₂ O ₃	0,45	0,61	0,44	0,96	0,84	0,52
Tb ₂ O ₃	нпо	0,44	нпо	нпо	нпо	нпо
Dy ₂ O ₃	1,08	0,92	0,60	1,36	1,04	0,83
Er ₂ O ₃	нпо	нпо	0,61	0,72	нпо	нпо
Yb ₂ O ₃	0,63	нпо	нпо	0,85	0,80	0,54
Lu ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,72	нпо
ThO ₂	нпо	нпо	0,79	нпо	0,72	4,37
UO ₂	нпо	0,36	0,29	0,41	0,39	нпо
ZrO ₂	34,09	33,07	34,20	32,09	35,13	33,12
HfO ₂	0,73	0,74	0,80	0,95	1,09	1,35
TiO ₂	36,80	34,83	35,29	33,95	33,55	32,60
Nb ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	1,30
Fe ₂ O ₃	7,52	1,37	1,43	7,25	4,32	7,99
FeO	-	5,10	4,87	-	2,45	-
Al ₂ O ₃	нпо	нпо	0,38	нпо	нпо	0,57
V ₂ O ₃	0,54	0,57	0,59	0,55	0,47	0,31
Cr ₂ O ₃	нпо	0,23	0,34	0,27	0,33	нпо
MnO	0,22	нпо	нпо	0,19	нпо	0,44
Сумма	101,27	98,59	99,52	99,25	100,19	101,40
ZrO ₂ /HfO ₂	47	45	43	34	32	25

Компоненты	30	31	32	33	34	35
Число атомов в формуле в расчете на 4 атома металлов						
Ca	0,660	0,638	0,699	0,584	0,565	0,737
Sr	-	0,021	-	0,018	0,018	-
Y	0,178	0,192	0,199	0,215	0,211	0,137
Ce	0,031	0,041	0,024	0,035	0,028	0,018
Pr	-	0,007	-	0,008	-	-
Nd	0,031	0,038	0,030	0,037	0,033	0,014
Sm	0,011	0,011	-	0,017	0,012	0,011
Gd	0,009	0,013	0,009	0,020	0,018	0,011
Tb	-	0,009	-	-	-	-
Dy	0,021	0,018	0,011	0,028	0,021	0,016
Er	-	-	0,012	0,014	-	-
Yb	0,011	-	-	0,016	0,016	0,010
Lu	-	-	-	-	0,014	-
Th	-	-	0,011	-	0,010	0,061
U	-	0,005	0,004	0,006	0,005	-
Сумма	0,952	0,923	0,999	0,997	0,951	1,015
Zr	0,998	1,001	1,006	0,986	1,081	0,986
Hf	0,013	0,013	0,014	0,017	0,019	0,023
Сумма	1,011	1,014	1,020	1,003	1,100	1,009
Ti	1,660	1,625	1,599	1,603	1,591	1,494
Nb	-	-	-	-	-	0,036
Fe ³⁺	0,340	0,064	0,065	0,344	0,205	0,367
Fe ²⁺	-	0,265	0,245	-	0,123	-
Al	-	-	0,027	-	-	0,041
V	0,026	0,028	0,029	0,028	0,023	0,015
Cr	-	0,011	0,016	0,014	0,017	-
Mn	0,011	-	-	0,010	-	0,023
Сумма	2,037	1,993	1,981	1,999	1,949	1,976
O	7					

Примечания. Количество FeO и Fe₂O₃ рассчитано по балансу зарядов. Остальные обозначения см. примечания к табл. 1.

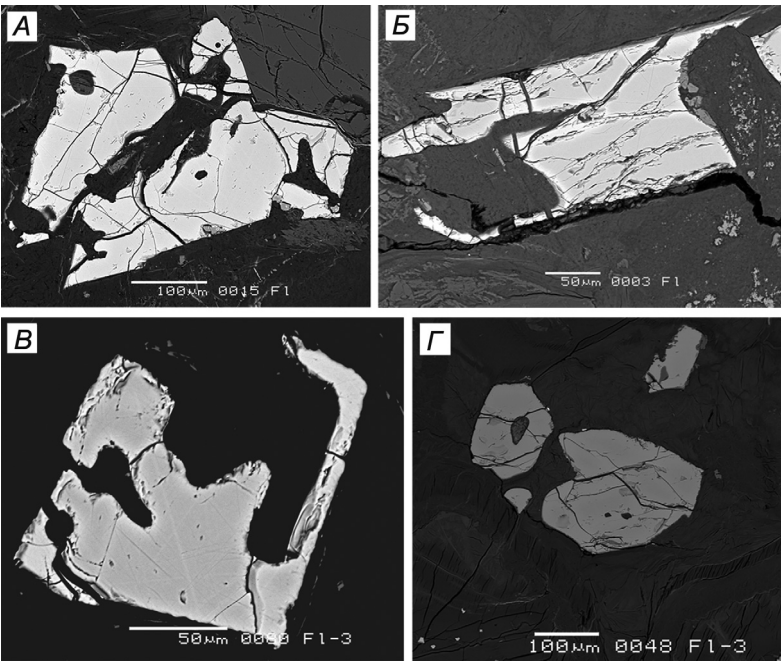


Рис. 6. Магнезиальный ильменит-I: А — кристалл сложной формы (ан. 36, 39, табл. 6); Б — скелетный кристалл (ан. 37, 38); В — скелетный кристалл (ан. 40, 41); Г — группа кристаллов овальной формы (ан. 42, 43); в отраженных электронах

Таблица 6

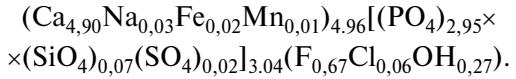
Химический состав (масс.%) магнезиального ильменита-I в островодужных плагиоцерцолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компоненты	36	37	38	39	40	41	42	43
MgO	8,17	8,18	7,58	7,54	7,23	6,91	5,87	5,40
NiO	нпо	нпо	нпо	нпо	0,20	0,14	0,19	0,21
FeO	30,90	31,25	30,51	31,45	33,30	34,21	36,30	36,03
MnO	0,38	0,39	0,64	0,32	0,42	0,44	0,42	0,35
ZnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
TiO ₂	51,07	51,44	49,63	50,32	52,09	52,50	52,72	51,40
Fe ₂ O ₃	7,60	6,93	9,31	7,91	5,96	6,49	5,26	5,87
Al ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,09	0,12	нпо	0,04
V ₂ O ₃	0,91	0,89	1,02	0,93	0,78	0,94	0,88	0,93
Cr ₂ O ₃	0,73	0,72	0,60	0,70	0,42	0,67	0,51	0,33
Сумма	99,76	99,80	99,29	99,17	100,49	102,43	102,15	100,56
Содержание миналов, мол. %								
MgTiO ₃	29,2	29,1	27,2	27,1	25,7	24,2	20,8	19,5
NiTiO ₃	—	—	—	—	0,4	0,3	0,4	0,4
FeTiO ₃	61,8	62,3	61,5	63,5	66,4	67,2	72,0	72,8
MnTiO ₃	0,8	0,8	1,3	0,6	0,8	0,9	0,8	0,7
ZnTiO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	91,8	92,2	90,0	91,2	93,3	92,6	94,0	93,4
FeFeO ₃	6,6	6,3	8,4	7,1	5,3	5,7	4,6	5,3
AlAlO ₃	—	—	—	—	0,2	0,2	—	0,1
VVO ₃	0,9	0,8	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9
CrCrO ₃	0,7	0,7	0,6	0,7	0,4	0,6	0,5	0,3

Примечания. Количество FeO и Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии. Остальные обозначения см. примечания к табл. 1.

богатого магнием ильменита до 0,5 мм (рис. 6). Форма их нередко сложная (рис. 6, А) до скелетной (рис. 6, Б, В), реже овальная (рис. 6, Г). Обычно в тех участках пород, где развит армоколлит, магнезиальный ильменит отсутствует и наоборот. Изредка наблюдалось обрастание армоколлита Mg ильменитом. Ильменит 1-й генерации содержит 5,4–8,2 масс.% MgO, 0,3–0,6% MnO, 0,3–0,7% Cr₂O₃, 0,8–1% V₂O₃ (ан. 36–43, табл. 6), в единичном образце установлена примесь ниобия 0,07 масс.% Nb₂O₅. Отчетливо проявлен изоморфизм Mg ↔ Fe²⁺. Более магнезиальный ильменит содержит несколько больше Cr (табл. 6). В составе ильменита 1-й генерации от 1/3 до 1/4 гейкилитового минала (рис. 7). Поздний, бедный магнием ильменит 2-й генерации обычно развит в каймах замещения армоколлита (рис. 3, 4). В редких случаях наблюдалось нарастание бедного магнием марганцовистого ильменита 2-й генерации на ильменит 1-й генерации. Ильменит-II обычно слагает мелкие пластинчатые кристаллы и их агрегаты. Ильменит-I и ильменит-II четко различаются по составу (рис. 7). Ильменит-II содержит 0,1–1,7 масс.% MgO, 2,4–11,4% MnO (ан. 44–51, табл. 7), в единичном образце установлено наличие 0,09 масс.% Nb₂O₅.

Апатит. Акцессорный апатит описываемых пород крайне беден лантанидами, очевидно, потому, что они сконцентрированы в более раннем цирконолите. Состав апатита:



Как видно, это гидроксилфторапатит с небольшим содержанием кремния и серы.

Закключение. По множеству признаков, плагиоцерцолиты и оливиновые габбро-норит-долериты района Балаклавы, обогащенные минералами титана, не имеют ничего общего с офиолитами, за которые их принимали М.Ю. Промыслова с коллегами [Промыслова и др., 2014, 2017]. В составе островодужных низкощелочных плагиоцерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов в районе Балаклавы присутствуют низкохромистые хромшпинелиды ряда алюмомагнезиохромит–алюмохромит–Al-Ti феррихромит — хромтитаномагнетит, магнезиальный ильменит, крайне богатый Ti минерал — армоколлит и минерал

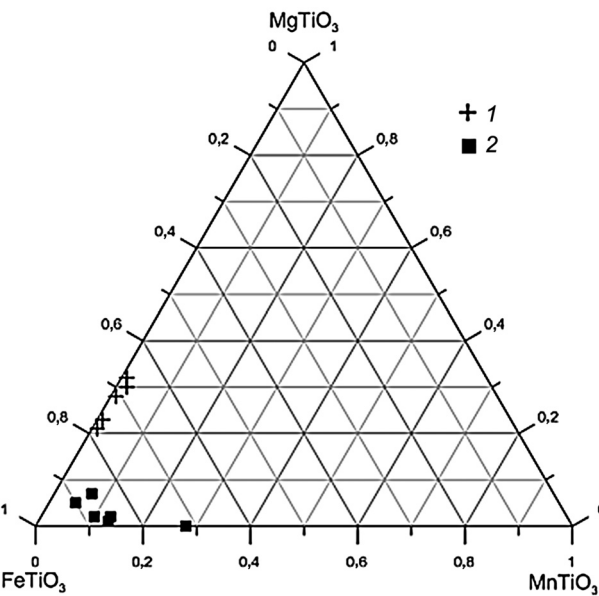


Рис. 7. Состав ильменита-I (1) и ильменита-II (2) плагио-лерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов района Балаклавы, Крым

Ti–Zr–Y–LREE–Th — цирконолит в ассоциации с бадделейтом.

Наличие армолколита и цирконолита в малоглубинных базитовых интрузивах мезозоид Горного Крыма, возможно, объясняется слабым развитием позднемагматических процессов. В противном случае вся масса армолколита была бы замещена ильменитом, а вся масса цирконолита — цирконом, что, вероятно, и имеет место в более глубинных, крупных и насыщенных флюидами интрузивах базитов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-00241).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты: формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочных-ультраосновных и карбонатитовых массивах. М.: Наука, 1973. 176 с.

Бородин Л.С., Назаренко И.И., Рихтер Т.Л. О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа АВ₃О₇ // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 5. С. 845–848.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов / Под ред. К.А. Власова. Т. 2. М.: Наука, 1964. 830 с.

Годлевский М.Н., Надеждина Е.Д. Бадделейт из габбро-долеритовой интрузии Норильск-I (Сибирская платформа) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970. С. 177–182.

Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.

Луцицкий В.И. Петрография Крыма. Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 98 с.

Таблица 7

Химический состав (масс.%) ильменита, замещающего армолколит, в островодужных плагиолерцолитах и оливиновых габбро-норит-долеритах района Балаклавы, Крым

Компо- ненты	44	45	46	47	48	49	50	51
MgO	1,11	1,68	0,61	0,53	0,46	0,28	0,29	0,07
NiO	0,08	0,18	нпо	нпо	0,21	0,17	нпо	0,02
FeO	39,43	38,98	39,60	40,07	38,55	39,22	40,62	30,69
MnO	2,35	2,83	4,10	4,20	5,49	5,59	6,03	11,39
ZnO	нпо	0,05	нпо	нпо	нпо	0,14	нпо	0,02
TiO ₂	48,83	50,20	49,89	50,40	50,18	50,87	52,60	47,17
Fe ₂ O ₃	7,63	3,76	3,97	2,86	4,91	2,35	1,28	9,14
Al ₂ O ₃	0,14	0,22	0,29	0,32	0,15	0,15	нпо	0,15
V ₂ O ₃	0,60	0,95	0,46	0,27	0,44	0,47	0,32	0,42
Cr ₂ O ₃	0,03	0,21	0,11	нпо	0,21	0,23	0,17	нпо
Сумма	100,21	99,01	99,03	98,65	100,60	99,47	101,31	99,07
Содержание миналов, мол. %								
MgTiO ₃	4,1	6,3	2,3	2,0	1,7	1,1	1,1	0,3
NiTiO ₃	0,2	0,4	—	—	0,4	0,4	—	—
FeTiO ₃	82,7	81,7	84,1	85,4	81,1	83,1	84,5	65,6
MnTiO ₃	5,0	6,0	8,8	9,1	11,7	12,0	12,7	24,6
ZnTiO ₃	—	0,1	—	—	—	0,3	—	—
Сумма	92,0	94,5	95,2	96,5	94,9	96,9	98,3	90,5
FeFeO ₃	7,1	4,1	3,8	2,7	4,3	2,2	1,2	8,8
AlAlO ₃	0,2	0,3	0,4	0,5	0,2	0,2	—	0,2
VVO ₃	0,6	0,9	0,5	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5
CrCrO ₃	0,1	0,2	0,1	—	0,2	0,2	0,2	—

Примечания. См. примечания к табл. 1 и 6.

Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А. и др. Минералы группы цирконолита из фенитизированных ксенолитов в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов // Зап. ВМО. 2014. Ч. 143, вып. 4. С. 60–72.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.

Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И. и др. Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. С. 442–445.

Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 352 с.

Промылова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 14–22.

Промылова М.Ю., Демина Л.И., Косоруков В.Л. и др. Метаморфизм офиолитов мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. СПб: ИГГД РАН, 2017. С. 151–153.

Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

Розова Е.В., Францесон Е.В., Ботова М.М. и др. Самородное железо и сложные окислы Fe, Ti и Mn в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 456–461.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 119–134; Вып. 6. С. 102–112.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Путинцева Е.В. и др. Петля регионального низкоградного метаморфизма вулканогенных, интрузивных и терригенных пород мезозой Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2018а. URL: https://conf.msu.ru/file/event/4912/eid4912_attach_72f01cfa5e832528680d29eeac50f69ec210237f.pdf (дата обращения 25.12.2018).

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С. и др. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018б. № 5. С. 70–78.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С. и др. Чевкинит-(Ce) и перрьерит-(Ce) островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Зап. ВМО. 2018в. (В печати).

Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 333 с.

Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Легкова Г.В., Егорова Л.Н. Армолколит — первая находка в СССР // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 87–95.

Akimoto S., Nagata T., Katsura T. The TiFe_2O_5 — Ti_2FeO_5 solid solution series // Nature. 1957. Vol. 179. P. 37–38.

Anderson A.T., Bunch T.E., Cameron E.N. et al. Armalcolite: a new mineral from the Apollo 11 samples / Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. Suppl. 1. P. 55–63.

Bowles J.F.W. Definition and range of composition of naturally occurring minerals with the pseudobrookite structure // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 1377–1383.

Carlier G., Lorand J.-P. Zr-rich accessory minerals (titanite, perrierite, zirconolite, baddeleyite) record strong oxidation associated with magma mixing in the South Peruvian potassic province // Lithos. 2008. Vol. 104. P. 54–70.

Cawthorn R.C., Biggar G.M. Crystallization of titaniferous chromite, magnesian ilmenite and armalcolite in tholeiitic suites in the Karoo igneous province // Contrib. Miner. Petrol. 1993. Vol. 114, N 2. P. 221–235.

El Goresy A. Baddeleyite and its significance in impact glasses // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 3453–3456.

El Goresy A., Chao E.C.T. Identification and significance of armalcolite in the Reis glass // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30. P. 200–208.

Franco R.R., Loewenstein W. Zr from the region of Po os de Caldas // Amer. Mineral. 1948. Vol. 33. P. 142–151.

Friel J.J., Harker R.I., Ulmer G.C. Armalcolite stability as a function of pressure and oxygen fugacity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41. P. 404–410.

Grégoire M., Lorand J.P., O'Reilly S.Y., Cottin J.Y. Armalcolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblages in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands: Implications for the oceanic mantle budget of high-field strength elements // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. P. 673–694.

Gübelin E.J., Peretti A. Sapphires from Andranondambo mine in SE Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation // J. Gemmol. 1997. Vol. 25. P. 453–470.

Haggerty S.E. Armalcolite and genetically associated opaque minerals in the lunar samples / Proc. 4th. Lunar Sci. Conf. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Suppl. 4. 1. P. 777–797.

Lindsley D.H., Kesson S.E., Hartzman M.J. et al. The stability of armalcolite: Experimental studies in the system MgO-Fe-Ti-O / Proc. 5th. Lunar Sci. Conf. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 61. Suppl. 1. P. 521–534.

Mcdonald I., Howell D.A., Armitage P.E.B. Geochemistry and mineralogy of the Platreef and Critical Zone cumulates of the Northern limb of the Bushveld Complex, South Africa: implications for Bushveld stratigraphy and the development of PGE mineralization // Mineral. Deposita. 2005. Vol. 40. P. 526–549.

Murata K.L., Rose H.I., Carron M.K. et al. Systematic variations of rare earth elements in cerium-rich minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1957. Vol. 11. P. 141–161.

Pedersen A.K. Armalcolite-bearing Fe-Ti oxide assemblages in graphite-equilibrated salic volcanic rocks with native iron from Disko, central west Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 77. P. 307–324.

Scatena-Wachel D.E., Jones A.P. Primary baddeleyite (ZrO_2) in kimberlite from Benfontein, South Africa // Mineral. Mag. 1984. Vol. 48. P. 257–261.

Sørensen H. The apatitic rocks: an overview // Mineral. Mag. 1997. Vol. 61. P. 485–498.

Stanin F.T., Taylor L.A. Armalcolite: an oxygen fugacity indicator / Proc. 11th. Lunar Planet. Sci. Conf. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. Suppl. 4 (1). P. 117–124.

Steele I.M. Ilmenite and armalcolite in Apollo 17 breccias // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59. P. 681–689.

Velde D. Armalcolite — Ti-phlogopite — diopside — analcite — bearing lamproites from Smoky Butte, Garfield County, Montana // Amer. Mineral. 1975. Vol. 60. P. 566–573.

Поступила в редакцию 04.05.2018

Поступила с доработки 10.11.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 552.111; 550.32; 553.216

Я.О. Алферьева¹, Е.Н. Граменицкий², Т.И. Щекина³, Н.Г. Зиновьева⁴**ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ Ta И Nb В ПЛЮМАЗИТОВОМ ГАПЛОГРАНИТНОМ ВЫСОКОФТОРИСТОМ РАСПЛАВЕ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ АССОЦИАЦИИ ЛИКВИДУСНЫХ ФАЗ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет. 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Выполнена серия экспериментов в плюмазитовой части гаплогранитной высокофтористой системы $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--Li}_2\text{O--F}$ при температуре 700 °С, давлении 100 МПа, содержании воды 10 масс.%, Ta и Nb по ≈ 1 масс.%. Получены два типа равновесных фазовых ассоциаций: 1) алюмосиликатный расплав–топаз–кварц–Ta–Nb фаза, 2) алюмосиликатный расплав–солевой алюмофторидный расплав–криолит. Максимальное содержание Ta и Nb в силикатном расплаве первого типа составляет около 0,29 и 0,35 масс.% соответственно. В силикатном расплаве второго типа содержание этих металлов увеличивается почти в 4 раза (1,27 и 1,21 соответственно), не достигая насыщения по Ta–Nb фазе.

Похожее скачкообразное изменение валового количества Ta и Nb в генетически связанных глубокодифференцированных породах отмечено для топазсодержащих и криолитсодержащих гранитных массивов провинции Питинга (Бразилия).

Ключевые слова: Li–F гранит, топазсодержащий гранит, криолитсодержащий гранит, жидкостная несмесимость, Ta и Nb.

At a temperature of 700 °C, a pressure of 100 MPa, a water content of 10 wt.% and the addition of ≈ 1 wt.% Ta and Nb, a series of experiments were carried out in the peraluminous part of the haplogranite high fluorine system $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--Li}_2\text{O--F}$. Two types of equilibrium phase associations were obtained: 1) an aluminosilicate melt — topaz — quartz — an ore Ta–Nb mineral, 2) an aluminosilicate melt — a salt alumina fluorine melt—cryolite. The maximum content of Ta and Nb in the silicate melt of the first type is about 0,29 and 0,35 wt.%, respectively. In the silicate melt of the second type, the content of these metals increases almost fourfold (1,27 and 1,21, respectively), without reaching the saturation of the Ta–Nb ore phase.

A similar change in the total amount of Ta and Nb in genetically related highly evolved rocks is observed for topaz and cryolite granite massifs in the province of Pitinga (Brazil).

Key words: Li–F granite, topaz-containing granite, cryolite-containing granite, liquid immiscibility, Ta and Nb.

Введение. Ta и Nb в ходе кристаллизационной дифференциации накапливаются в остаточных порциях магматического расплава вплоть до достижения растворимости собственных минералов. Это, по-видимому, основной механизм в процессе формирования эндогенных месторождений Ta и Nb. Многие исследователи в качестве дополнительного фактора концентрирования Ta и Nb отмечают их возможный перенос водным флюидом на магматической или низкотемпературной постмагматической стадии становления рудно-магматических систем [Зарайский, 2004].

Экспериментальными исследованиями [Чевычелов и др., 2005; Бородулин и др., 2009] уста-

новлено, что в равновесии алюмосиликатный расплав–водный флюид эти металлы распределяются в пользу расплава: при $T=750$ °С и $P=100$ МПа $K_{\text{Nb}}=1,3\cdot 10^{-2}\div 1,4\cdot 10^{-2}$ и $K_{\text{Ta}}=5,2\cdot 10^{-3}\div 5,6\cdot 10^{-3}$. В экспериментальной работе [Граменицкий и др., 2005] показано, что при $T=800$ °С, $P=100$ МПа в равновесии с солевым алюмофторидным расплавом Ta и Nb также концентрируются в силикатном расплаве — $K_{\text{Nb}}=0,6\div 0,7$; $K_{\text{Ta}}=0,2\div 0,3$.

Растворимость колумбита в кварцнормативных силикатных расплавах существенно изменяется в зависимости от апаитности расплава [Linnen, Keppler, 1997; Чевычелов и др., 2010; Fiege et al., 2011]. При концентрации Mn ~ 1 масс.% предель-

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: engramen@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: t-shchekina@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с., докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: nzinov@mail.ru

ное содержание Ta и Nb в апгаитовых расплавах иногда в десятки раз превышает их содержание в существенно плюмазитовых расплавах. В работах В.Ю. Чевычелова с соавторами при параметрах $T=650\div750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=100\text{ МПа}$ и содержании F в алюмосиликатном стекле $\sim 1\text{ масс.}\%$ в водонасыщенных условиях для апгаитовых расплавов (мольное отношение $A/NKMF=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+MnO+FeO)=0,6$) характерное содержание (масс.%) составляет: Ta = 1,8; Nb = 2,9÷3,4; Mn=0,9, для плюмазитовых расплавов ($A/NKMF=2,1$) — Ta = 0,1; Nb = 0,05; Mn = 0,4. Изменение содержания F, Li не столь существенно влияет на растворимость колумбита-танталита [Fiege et al., 2011; Aseri, 2015].

Согласно данным наших предыдущих исследований модельной экспериментальной системы Si–Al–Na–K–F–H₂O [Граменицкий, Шекина, 1993; Граменицкий и др., 2005, 2008; Алферьева и др., 2011; Шекина и др., 2013], изменение апгаитности силикатного расплава (L) приводит и к смене высокофтористого парагенезиса. В равновесии с резко плюмазитовыми кварцнормативными расплавами образуется топаз (Tpz). При росте содержания щелочей парагенезис сменяется на силикатный расплав–криолит. Добавление в фторсодержащую гаплогранитную систему лития приводит к формированию алюмофторидного расплава (LF) за счет сокращения поля стабильности криолита. Смена равновесий L–LF и L–Tpz в гаплогранитной литийсодержащей системе происходит в кварцнормативной плюмазитовой области. В равновесии с сильноапгаитовым фторсодержащим расплавом образуется виллимит.

Задача нашей работы — поиск возможной связи между максимальными значениями содержания Ta и Nb в гаплогранитном плюмазитовом силикатном расплаве и составом равновесной высокофтористой фазы в субликвидусных условиях, изучение распределения этих металлов между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами и установление закономерностей изменений их содержания в силикатном расплаве при переходе к равновесию силикатного расплава с топазом.

Особо отметим, что из-за отсутствия в системе компонентов, необходимых для формирования танталониобатов, растворимость этих рудных фаз в силикатном расплаве нами не изучалась. Основное внимание сосредоточено на *изменении* значения предельной концентрации Ta и Nb в силикатном расплаве в зависимости от состава равновесной высокофтористой фазы.

Методика экспериментального моделирования. Выполнено экспериментальное моделирование фазовых равновесий в гаплогранитной части системы SiO₂–Al₂O₃–Na₂O–Li₂O–F при температуре 700 °C, давлении 100 МПа и содержании воды 10% от массы сухой навески. Исходные составы подбирались таким образом, чтобы в плюмазитовой кварцнормативной области системы при одинаковом

валовом содержании Ta и Nb в равновесии с алюмосиликатным расплавом (L) формировались две разные парагенетические ассоциации: 1) криолит (CrLi) + алюмофторидный расплав (LF) или 2) топаз (Tpz) + кварц (Qz) (рис. 1, табл. 1).

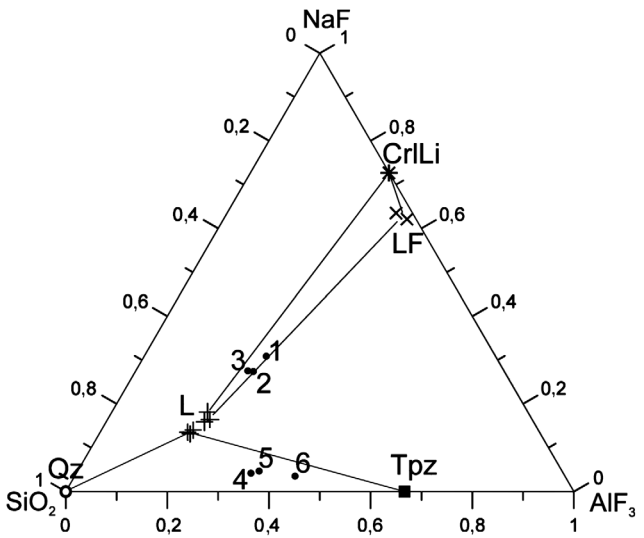


Рис. 1. Схематическое изображение исходных составов и экспериментально полученных фаз на треугольной диаграмме SiO₂–AlF₃–NaF: 1–6 — исходные составы. Полученные фазы: L — алюмосиликатное стекло, Qz — кварц, Tpz — топаз, CrLi — литийсодержащий криолит, LF — алюмофторидный расплав

Таблица 1

Исходные составы экспериментов (масс.%)

№ эксперимента	Si	Al	Na	Li	Ta	Nb	F	O
1	21,40	10,95	12,00	1,30	0,98	0,98	21,64	30,74
2	23,21	10,60	10,47	1,19	0,98	0,98	20,09	32,49
3	23,68	9,95	10,60	1,21	0,98	0,98	20,10	32,51
4	28,12	15,09	1,56	0,24	0,98	0,98	11,48	41,54
5	27,37	15,76	1,75	0,27	0,98	0,98	11,53	41,36
6	24,26	19,01	1,31	0,20	0,98	0,98	13,71	39,54

В качестве исходных реактивов использовали SiO₂ (гель), Al₂SiO₅ (гель), AlF₃, NaF, LiF. В каждую ампулу добавляли по $\approx 1\text{ масс.}\%$ Ta и Nb в виде оксидов.

Эксперименты проводили в герметично заваренных платиновых ампулах на гидротермальной установке высокого давления с внешним нагревом и холодным затвором. Точность поддержания температуры составляла $\pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}$, давления — $\pm 5\text{ МПа}$, продолжительность эксперимента — 7 сут. Методические исследования достижения условий равновесия, включающие подход «с двух сторон», в том числе задание одинаковых исходных составов разными наборами химических реактивов и более длительную (до месяца) выдержку экспериментов, были проведены ранее для аналогичной системы

и подробно описаны в работах [Граменицкий и др., 2005, 2008].

Изучение структурных взаимоотношений и определение химического состава экспериментальных стекол выполнено в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энерго-дисперсионным спектрометром «Inca Energy-350». Электронные изображения получены в режиме отраженных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ (интенсивность окраски на снимках отвечает интенсивности выхода отраженных электронов). Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0,7 нА.

Силикатные экспериментальные стекла изучали также с помощью электронно-зондового микроанализатора «Superprobe JXA-8230» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Микроанализатор оборудован 5 кристалл-дифракционными спектрометрами, в которых (помимо стандартных кристаллов, PET, LIF, TAP) есть кристаллы повышенной чувствительности для анализа элементов-примесей (PETN и LIFN) и кристаллы для анализа легких элементов (LDE1 и LDE2). Для введения поправок на средний атомный номер, поглощение и вторичную флуоресценцию применялась ZAF коррекция. Для предотвращения разрушения стекол анализы проводили в режиме расфокусированного пучка (до 10 мкм) при ускоряющем напряжении 10 кВ и силе тока 10 нА. Стандарты и изучаемые образцы снимали в одинаковых условиях. Положение максимумов пиков характеристического рентгеновского излучения в стандартах и образцах определяли детальным сканированием интересующих диапазонов. В качестве стандартов для измерения главных элементов использовали природные минералы: анортит USNM 137041 (Si — $K\alpha_{1,2}$; Al — $K\alpha_{1,2}$), MgF_2 (F — $K\alpha$) и NaCl (Na — $K\alpha_{1,2}$). Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло 20 с, на фоне — 10 с. В этих условиях величина дисперсии при измерении Al и Si не превышала 0,8, а Na — 1,5 отн.%. В качестве эталонов для измерения элементов-примесей Nb и Ta использовали стандарты JEOL DATUM: 7801 05992 (Nb — $L\alpha_1$) и 6001 54823 (Ta — $M\alpha$), соответственно. Время измерения интенсивности пика и фона (пик/фон) при анализе образца выбирали в зависимости от концентрации элемента, чтобы обеспечить предел обнаружения элемента около 0,015 масс.% — для Nb 30/15 с, для Ta 50/25 с.

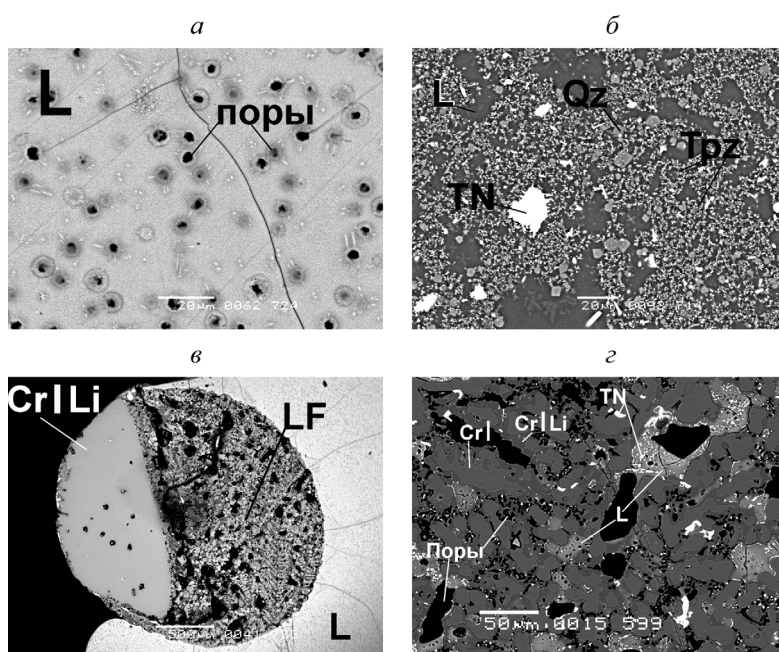


Рис. 2. Фазы продуктов экспериментов: а — алюмосиликатное стекло; б — ассоциация силикатный расплав—топаз—кварц—Ta-Nb фаза; в — ассоциация силикатного и алюмофторидного расплавов и литийсодержащего криолита; з — закалочные фазы алюмофторидного расплава

Дисперсия их измерения составила 4 отн.% для Nb и 5 отн.% для Ta.

Результаты экспериментального моделирования и их обсуждение. Фазовый состав продуктов опытов. Образцы представляют собой плотные агрегаты размером приблизительно 20×4×2 мм, основная масса которых сложена алюмосиликатным стеклом (рис. 2). В зависимости от состава стекла в различных опытах с ним ассоциируют различные богатые фтором фазы. При параметрах эксперимента в системе реализуются следующие равновесия: 1) алюмосиликатный расплав (L) + топаз (Tpz) + кварц (Qz) + Ta-Nb фаза (TN), 2) алюмосиликатный расплав (L) + алюмофторидный расплав (LF) + литийсодержащий криолит (CrLi).

Из алюмосиликатного расплава L в результате закалки образуется стекло с небольшим количеством (до 5%) закалочных кристаллов. Стекло занимает от 50 до 80% объема образца. В экспериментах, где достигалось равновесие L—LF, стекло богато микропорами, что свидетельствует о потере в процессе закалки воды, растворенной в расплаве при параметрах эксперимента (рис. 2, а).

Топаз (30–40% от объема) представлен микролитами размером до 2 мкм, которые равномерно распределены по всему образцу (рис. 2, б). Изменение скорости закалки почти не влияет на количество, размер и форму кристаллов топаза. Это позволяет рассматривать топаз как фазу, стабильную при параметрах эксперимента.

Кварц (5–10%) образует субидиоморфные кристаллы размером до 10 мкм (рис. 2, б).

Литийсодержащий криолит (10–15%) — кристаллы, которые в этой серии экспериментов

Таблица 2

Химический состав алюмосиликатных стекол продуктов экспериментов, масс.%

№ эксперимента	Si	Al	Na	Ta	Nb	F	O	Сумма
L-LF-CrLi								
1	27,3±0,4	8,3±0,2	5,8±0,4	1,20±0,04	1,18±0,03	16±1	40±2	99,7
2	28,1±0,5	8,06±0,05	6,6±0,3	1,29±0,06	1,22±0,03	8±2	46±1	99,6
3	28,7±0,4	8,36±0,06	5,9±0,3	1,29±0,04	1,22±0,04	7±2	47±1	99,9
L-Tpz-Qz								
4	29,5±0,9	7,4±0,3	4,8±0,6	0,29±0,02	0,33±0,02	6±4	50±2	99,09
5	29,6±0,8	7,4±0,2	4,7±0,7	0,31±0,02	0,35±0,02	7±2	49±2	98,49
6	29,5±0,3	7,2±0,2	4,63±0,07	0,26±0,05	0,35±0,03	6,6±0,6	48±1	96,99

Таблица 3

Состав алюмосиликатных стекол продуктов экспериментов (масс.%). В скобках — значения, нормированные на 100%

№ эксперимента	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	F	Всего	O=2F
L-LF-CrLi								
1	58,43 (62,04)	15,72 (16,7)	7,75 (8,23)	1,47 (1,56)	1,69 (1,79)	15,59 (16,56)	94,15	6,56 (6,97)
2	60,22 (65,20)	15,23 (16,48)	8,86 (9,59)	1,58 (1,71)	1,74 (1,88)	8,04 (8,7)	92,36	3,38 (3,66)
3	61,4 (66,22)	15,78 (17,02)	7,88 (8,5)	1,58 (1,7)	1,75 (1,89)	7,38 (7,96)	92,72	3,11 (3,35)
L-Tpz-Qz								
4	63,30 (71,46)	14,03 (15,84)	6,46 (7,29)	0,35 (0,40)	0,47 (0,53)	6,53 (7,37)	88,58	2,75 (3,10)
5	63,32 (71,31)	13,92 (15,68)	6,27 (7,06)	0,38 (0,43)	0,50 (0,57)	7,25 (8,17)	88,78	3,05 (3,44)
6	63,2 (71,86)	13,64 (15,51)	6,24 (7,10)	0,32 (0,36)	0,50 (0,57)	6,56 (7,46)	87,95	2,76 (3,14)

ассоциируют с алюмофторидным расплавом. Он не имеет определенных кристаллографических очертаний и образует округлые выделения, форма которых часто повторяет границы глобул продуктов закалки алюмофторидного расплава (рис. 2, в), имеет постоянный состав, соответствующий стехиометрии Na₂LiAlF₆.

Алюмофторидный расплав (10–20%) не закаливается в стекло (рис. 2, в, г). При комнатных параметрах является агрегатом закалочных фаз и представлен в виде округлых глобул размером 1–2 мм. Закалочные фазы глобул состоят из криолита (до 50% от объема глобулы), литийсодержащего криолита (15–20%), хиолита (до 10–20%), алюмосиликатного стекла (до 10%), LiF и AlF₃ (5–10%), Ta-Nb минералов (до 2%) и др. Для глобул характерна высокая пористость (20–30%),

что свидетельствует о значительной потере воды в процессе закалки.

Размер зерен минералов, слагающих глобулы, существенно зависит от скорости закалки эксперимента. При охлаждении образца со скоростью 50–70 град./мин размер зерен достигает 30 мкм, при увеличении скорости закалки до 600 град./мин — не более 1–2 мкм. При этом размер глобул в целом почти не изменяется. Это свидетельствует о том, что при параметрах экспериментов глобулы представляли собой единую стабильную фазу — алюмофторидный расплав, раскристаллизация которого произошла в процессе закалки (рис. 3).

Химический состав фаз продуктов экспериментов. Полученное в образцах алюмосиликатное стекло — кварцнормативное плюмазитовое (табл. 2, 3). Коэффициент апайтности $K_a = (Na+K)/Al$ (в ат.%) изменяется в пределах 0,73–0,96. Наиболее плюмазитовые и кислые разности стекол ассоциируют с топазом и кварцем, наименее плюмазитовые — с алюмофторидным расплавом и литийсодержащим криолитом, что находится в соответствии с фазовыми диаграммами системы, полученными нами ранее [Граменицкий и др., 2005; Алферьева и др., 2011].

Для всех стекол отмечена большая разница суммы анализов с измеренным и расчетным содержанием кислорода

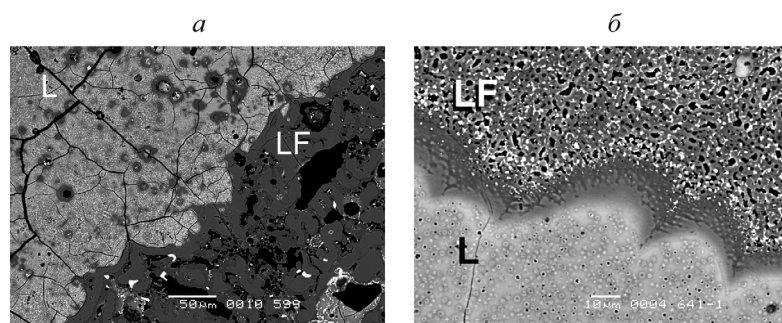


Рис. 3. Алюмосиликатное стекло и продукты закалки алюмофторидного расплава, образовавшиеся в результате воздушной закалки со скоростью 50–70 град./мин. (а) и водной закалки со скоростью >600 град./мин (б)

(табл. 2, 3). Такая картина может наблюдаться только в случае избытка измеренного количества анионов. Образец в целом имеет нейтральный заряд, а катионы, не поддающиеся измерению использованными методами анализа, ограничиваются Li и H. Из предыдущих исследований [Граменицкий и др., 2008; Алферьева, 2012] известно, что количество Li в подобном стекле составляет ~0,2 масс.%. Если предположить, что соединения HF содержатся в стекле в незначительном количестве, то оставшиеся некомпенсированные заряды (5–10 масс.%), по-видимому, отражают количество растворенной в расплаве воды.

Измеренное содержание SiO₂ в экспериментальных стеклах (58–63 масс.%) несколько ниже среднего содержания этого компонента в валовых составах природных глубоко дифференцированных топаз- или криолитсодержащих гранитов (63–76 масс.%). Известно, что при кристаллизации расплава значительная часть растворенной в нем воды уходит из системы. Поэтому химический состав природных пород корректнее сравнивать с «сухим остатком» экспериментального стекла, который получается в результате приведения содержания оксидов металлов к 100%. Полученные таким образом значения состава экспериментальных стекол (в табл. 3 они приведены в скобках) близки к наблюдаемым значениям валового содержания порообразующих компонентов в природных глубокодифференцированных гранитах [Pichavant, Manning, 1984; Дергачев, 1991; Солодов и др., 1991; Царева и др., 1991; Pauly, Bailey, 1999; Сырицо и др., 2001; Lenharo et al., 2003; Баданина и др., 2010; Thomas et al., 2005; Перетяжко и др., 2010].

Поскольку в опытах достигнуто насыщение силикатного расплава по высокофтористым фазам, то измеренное в стекле количество F соответствует его максимальной концентрации в расплаве такого состава. Дальнейшее увеличение содержания фтора в системе приведет только к увеличению количества высокофтористых фаз и не отразится на концентрации фтора в силикатном стекле. Наименьшее содержание фтора в стеклах отмечается для наиболее кислых составов. С уменьшением кремнекислотности стекол растворимость высокофтористых фаз в них увеличивается (рис. 4). Наиболее низкая концентрация фтора в стеклах характерна для равновесия L–Tpz–Qz.

Алюмофторидный расплав не имеет постоянного состава. По соотношению Si, Al и Na он близок к криолиту и хиолиту, отличается небольшим присутствием Si, Ca, Nb, O (табл. 4). Высокая пористость агрегатов закалочных фаз (рис. 2, в, г) и существенное содержание Li (5–10 ат.%) [Алферьева, 2012], по всей видимости, является причиной низкого значения суммы в анализах (табл. 4). Проведенные нами ранее массбалансовые расчеты [Алферьева и др., 2018] показывают, что такой солевой расплав может содержать до 20 масс.% воды.

Таблица 4

Состав глобул продуктов закалки алюмофторидного расплава LF, масс.%

№ эксперимента	Si	Al	Na	Ca	Ta	Nb	F	O	Сумма
1	1,10	10,81	17,58	0,14	—	0,55	52,63	2,52	85,34
2	0,61	11,80	17,30	0,12	—	0,38	52,76	2,12	85,08

Примечание. Прочерк — ниже порога чувствительности.

Содержание Ta и Nb в фазах продуктов опытов. Поведение Ta и Nb различно в равновесиях L–LF–CrLi и L–Tpz–Qz–TN.

1. L–LF–CrLi. Ta и Nb обнаружены в силикатном стекле и глобулах продуктов закалки алюмофторидного расплава. В условиях этого равновесия Ta и Nb ведут себя, как малые элементы, и не формируют собственных фаз, стабильных при параметрах эксперимента. В этой серии опытов не достигнуты максимальные значения содержания

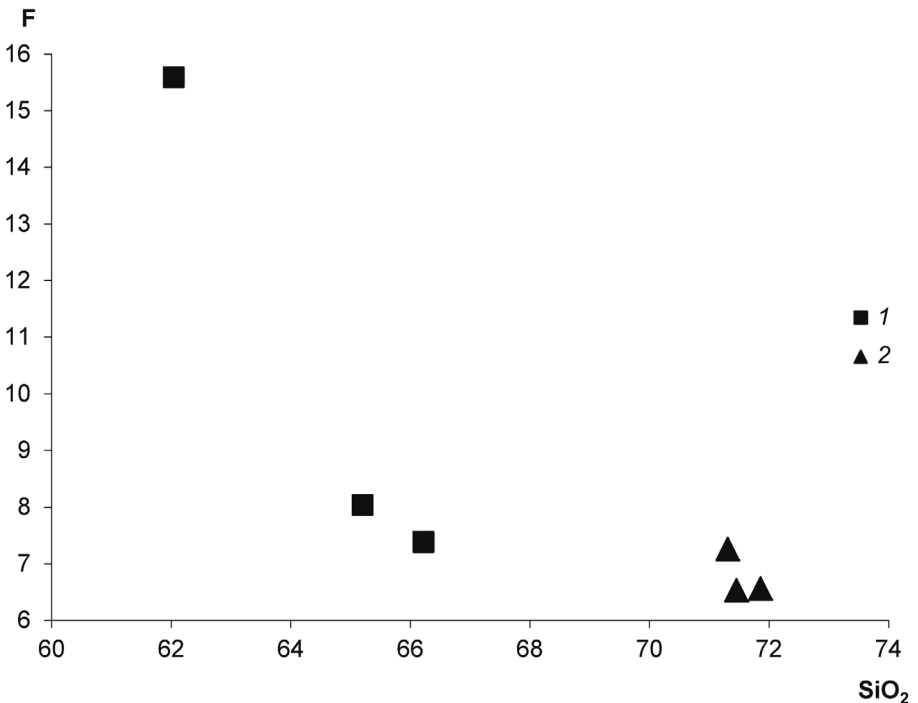


Рис. 4. Зависимость содержания фтора и кремнезема в алюмосиликатном стекле: 1 — в равновесии с LF и CrLi, 2 — в равновесии с Tpz, Qz и TN

этих металлов, поэтому дальнейшее увеличение количества Ta и Nb в исходной шихте может привести к увеличению их концентрации как в силикатном, так и в алюмофторидном расплаве.

В глобулах алюмофторидного расплава рудные компоненты образуют характерные Ta–Nb минералы, которые, как и все остальные фазы глобул, имеют закалочное происхождение. Состав Ta–Nb закалочных фаз глобул при небольшом избытке анионов пересчитывается на формулу $\text{Si}_2\text{AlNa}_2\text{TaNb}_6\text{FO}_{24}$, демонстрируя шестикратное преобладание Nb над Ta. В условиях отсутствия в системе Mn и Fe тантал и ниобий образуют соединения, богатые Si, Al и Na.

При систематических замерах глобул по площади установлено, что среднее содержание Nb в них редко превышает 0,6 масс.%. Валовое содержание Ta в алюмофторидном расплаве, как правило, ниже порога чувствительности метода анализа, равного 0,02 масс.%. В алюмосиликатном стекле содержание Ta изменяется от 1,31 до 1,50 масс.%; Nb — от 1,21 до 1,45 масс.%. (рис. 5).

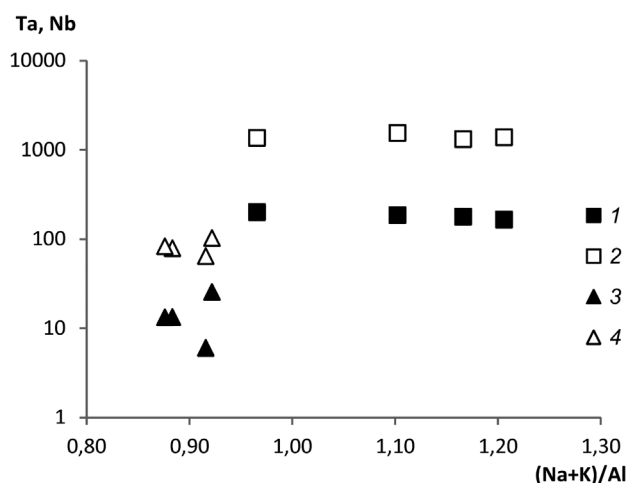


Рис. 5. Содержание Ta и Nb (масс.%) в алюмосиликатном стекле разного состава: 1–2 — равновесие L–LF–CrLi: 1 — Ta, 2 — Nb; 3–4 — равновесие L–Tpz–Qz–TN: 3 — Ta, 4 — Nb

В условиях равновесного существования силикатного и солевого алюмофторидного расплава Ta и Nb распределяются преимущественно в алюмосиликатный расплав. Значение коэффициента разделения $K_{pNb} = C_{Nb}^L / C_{Nb}^{LF} \approx 3$. Значение K_{pTa} установить не удалось из-за очень низкого содержания этого металла в глобулах продуктов закалки алюмофторидного расплава. При $T=800^\circ\text{C}$ в похожей системе [Граменицкий и др., 2005] K_{pTa} достигает 48, а K_{pNb} принимает значения от 7 до 10.

2. L–Tpz–Qz–TN. В условиях равновесного существования алюмосиликатного расплава, топаза и кварца рудные компоненты образуют стабильную при параметрах эксперимента Ta–Nb фазу (рис. 2, б). Зерна этой фазы равномерно распределены по всей площади образцов. Их размер достигает 10–15 мкм и почти не зависит от скорости закалки

опытов. Состав при небольшом избытке катионов пересчитывается на формулу $\text{Ta}_2\text{NbF}_{0,5}\text{O}_7$.

Содержание Ta и Nb в алюмосиликатном стекле во всех экспериментах, где реализовывалось это равновесие, составляет 0,26–0,31 и 0,33–0,35 масс.% соответственно.

Обращает на себя внимание четырехкратное уменьшение значений концентрации Ta и Nb в алюмосиликатном стекле при переходе от равновесия L–LF–CrLi к равновесию L–Tpz–Qz. Среднее содержание Ta и Nb в первом случае составляет 1,2 масс.%, во втором — 0,3 масс.% (рис. 5). Поскольку равновесие с топазом реализуется для более плюмазитовых составов силикатного расплава, то полученный результат хорошо согласуется с данными о резком уменьшении растворимости колумбита-танталита в плюмазитовых алюмосиликатных расплавах по сравнению с агпаитовыми системами [Linnen, Keppler, 1997; Чевычелов и др., 2010; Fiege et al., 2011]. Согласно полученным экспериментальным данным скачок изменения содержания Ta и Nb в силикатном расплаве происходит при значении $K_a=0,8$ (табл. 2).

Приложение к природе. Если учесть, что в результате кристаллизации алюмофторидного расплава формируется в основном криолит, то в качестве примера резкого изменения содержания Ta и Nb в генетически связанных глубокодифференцированных гранитных расплавах можно рассмотреть массивы Агуа-Боа и Мадейра в провинции Питинга (Бразилия).

Эти интрузии — продукты дифференциации одного и того же материнского расплава или образовались в результате обособления расплавов из немного разных источников [Lenharo, 2003]. Наименее дифференцированные разности пород в обоих массивах представлены гранитами-рапакиви. Равномернозернистые или порфировидные биотитовые граниты представляют следующую стадию дифференциации вещества. Наиболее дифференцированные породы в массиве Мадейра — криолитсодержащие граниты, а в массиве Агуа-Боа — топазовые граниты.

Граниты-рапакиви обеих интрузий имеют близкие к кларкам в кислых породах значения концентрации металлов (ppm): Ta 1–3, Nb 32–49. В биотитовых гранитах комплекса Агуа-Боа происходит постепенное увеличение содержания этих элементов (Ta 6–8, Nb 47–70 ppm), которое продолжается при переходе к наиболее дифференцированным топазовым гранитам (Ta 6–25, Nb 64–102 ppm). В то же время в биотитовых гранитах массива Мадейра незначительное увеличение содержания этих элементов относительно исходных гранитов-рапакиви (Ta 3–5, Nb 42–61 ppm) сменяется скачкообразным ростом при переходе к глубокодифференцированным криолитсодержащим гранитам (Ta 37–200, Nb 257–1534 ppm). Содержание Ta и Nb в топазовых гранитах Агуа-

Боа в 4–15 раз меньше, чем в криолитсодержащих гранитах массива Мадейра. Причиной такого контрастного содержания металлов в этих интрузивах может быть разная растворимость Ta-Nb минералов на заключительной стадии дифференциации расплавов. Согласно результатам экспериментального моделирования она обусловлена разной апаитностью силикатного расплава и может быть приурочена к смене стабильной высокофтористой фазы (рис. 6).

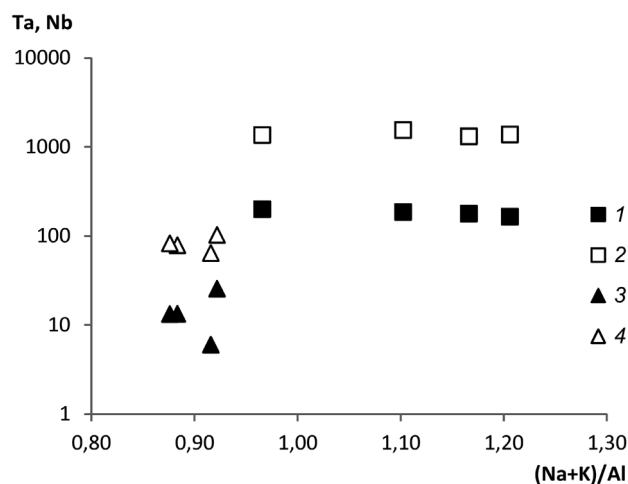


Рис. 6. Содержание Ta и Nb (ppm) в валовом составе глубокодифференцированных криолитсодержащих гранитах массива Мадейра: 1 — Ta, 2 — Nb; и в топазсодержащих гранитах массива Агуа-Боа: 3 — Ta, 4 — Nb

В природных образцах граница полей устойчивости топаза и криолита проходит при значениях K_d силикатного расплава, равных приблизительно 0,95, что на 0,15 больше, чем в экспериментальной системе (рис. 5 и 6). Содержание Ta и Nb в валовом составе пород почти на 2 порядка меньше, чем величины концентрации этих металлов в экспериментальных стеклах. Возможно, добавление

Mn и Fe в модельную систему и снижение температуры экспериментов позволит в дальнейшем приблизить параметры искусственных модельных систем к природным и достичь их более точного соответствия.

Выводы. 1. В экспериментальной гаплогранитной системе с повышенным содержанием фтора происходит резкое скачкообразное уменьшение максимальной концентрации Ta и Nb в силикатном расплаве, приуроченное к смене парагенезиса L-LF-CrLi на L-Trp-Qz-TN.

2. Подобное изменение содержания Ta и Nb в генетически связанных природных глубокодифференцированных гранитах можно увидеть в провинции Питинга (Бразилия) в топазсодержащих гранитах массива Агуа-Боа и криолитсодержащих гранитах массива Мадейра.

3. Снижение температуры и добавление в экспериментальную систему Mn и Fe, вероятно, позволит в дальнейшем уменьшить разницу в природном и модельном значении K_d , характерном для смены парагенезиса L-LF-CrLi на L-Trp-Qz-TN.

Благодарности. Аналитические данные получены в лаборатории локальных методов исследования вещества (кафедра петрологии, геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова) с использованием электронно-зондового микроанализатора «JEOL JXA-8230», приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории Н.Н. Коротаевой, Е.В. Гусевой и В.О. Япаскурту.

Финансирование. Лабораторные исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00859).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алферьева Я.О. Явления силикатно-солевой жидкостной несмесимости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si-Al-Na-Li-H-F-O: Автореф. канд. дисс. М., 2012. 23 с.

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.

Алферьева Я.О., Шекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Предельное содержание фтора и воды в гранитных высокоэволюционированных расплавах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 3. С. 70–76.

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.

Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование распределения тантала, ниобия, марганца и фтора между водным фторсодержа-

щим флюидом и гранитным и щелочным расплавами // Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 2. С. 233–238.

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., 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., 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.

Дергачев В.Б. Геохимические типы онгонитов // Геохимия. 1991. № 12. С. 1700–1710.

Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник. М., 2004. С. 105–192.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онго-

нитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1423–1442.

Солодов Н.А., Усова Т.Ю., Осокин Е.Д. и др. Нетрадиционные типы редкометального минерального сырья. М.: Недра, 1991. 247 с.

Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В. и др. Геохимическая модель формирования Li-F гранитов орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. Т. 9, № 3. С. 313–336.

Царева Г.М., Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Состав и параметры кристаллизации топазовых риолитов формации Спор-Маунтин (США) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 1991. № 10. С. 1453–1462.

Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита (Mn,Fe)(Nb,Ta)₂O₆ в гранитоидных и щелочных расплавах при 650–850 °С и 30–400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. № 5. С. 485–495.

Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Ta, Nb и условия рудообразования в редкометальных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13, № 4. С. 339–357.

Щекина 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.

Aseri A., Linnen R., Xu Dong Che et al. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geol. Revi. 2015. N 64. P. 736–746.

Fiege A., Kirchner C., Holtz F. et al. Influence of fluorine on the solubility of manganotantalite (MnTa₂O₆) and manganocolumbite (MnNb₂O₆) in granitic melts — An experimental study // Lithos. 2011. Vol. 122. P. 165–174.

Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metal mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 37–61.

Linnen R.L., Keppler H. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. N 128. P. 213–227.

Pauly H., Bailey J.C. Genesis and evolution of Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland // Meddelelser Groland, Copenhagen, Geosc. 1999. Vol. 37. 60 p.

Pichavant M., Manning D. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data // Physics Earth and Planet. Inter. 1984. Vol. 35 [1–3]. P. 31–50.

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.

Поступила в редакцию 25.10.2018

Поступила с доработки 09.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 552.321.1; 550.4.08; 549.623.55; 549.623.54

А.А. Коньшев¹, Я.О. Алферьева², М.О. Аносова³, А.А. Русак⁴, Я.И. Корепанов⁵

СОСТАВ СЛЮД ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО БАТОЛИТА КАК ИНДИКАТОР ФОРМИРОВАНИЯ Nb–Ta МИНЕРАЛИЗАЦИИ

*Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского. 119991, г. Москва, ул. Косыгина, д. 19**Институт экспериментальной минералогии. 142432, Московская обл., Черноголовка, ул. Академика Осипяна, д. 4**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет.**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry named after V.I. Vernadsky. 119991, Moscow, st. Kosygin, 19**Institute of Experimental Mineralogy. 142432, Academician Osipyan Street, 4, Chernogolovka, Moscow Region**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Последовательные дифференциаты кислых пород Салминского батолита представлены следующим рядом: биотит-амфиболовые граниты-рапакиви, биотитовые граниты, высокодифференцированные граниты (Li-сидерофиллитовые граниты и циннвальдитовые Li-F граниты). В этом ряду отмечается постепенное увеличение содержания Ta и Nb и уменьшение отношения Nb/Ta. Также наблюдается закономерное изменение значений коэффициента разделения Ta и Nb между слюдой и валовым составом породы. При сравнении Li-сидерофиллитовых гранитов и Li-F гранитов: у последних отмечается резкое уменьшение значения коэффициента разделения $K_{Ta,Nb}$, что обусловлено снижением содержания этих металлов в циннвальдите Li-F гранитов и приурочено к появлению в породах колумбита. Данные изучения образцов пород Салминского батолита позволяют предположить, что такой перелом в содержании Ta и Nb в слюдах глубокодифференцированных гранитов и соответствующее уменьшение значения K_r этих металлов может служить диагностическим признаком присутствия колумбитовой минерализации в породе.

Ключевые слова: слюды, граниты А-типа, граниты-рапакиви, редкометалльные граниты, Li-F граниты.

The Salmi batholith's successive felsic rocks differentiates are represented by a series: biotite-amphibole granite-rapakivi, biotite granite, highly differentiated granites (Li-siderophyllite granite and zinnwaldite Li-F granite). In this series of rocks a gradual increase in content of Ta and Nb and a decrease in the Nb/Ta ratio is seen. A regular change in the separation factors of Ta and Nb between mica and the total composition of the rock is observed as well. When comparing Li-siderophyllite granites and Li-F granites, the latter have a sharp decrease in the separation coefficients $K_{Ta, Nb}$. This decrease is due to the fall in content of these metals in Li-F granites zinnwaldite and associated with the appearance of columbite in these rocks. The study of rock samples from the Salmi batholith suggests that the change of the Ta and Nb content in the mica of deeply differentiated granites and the corresponding decrease in the K_r value of these metals may be a diagnostic indication of the presence of columbite mineralization in the rock.

Key words: mica, A-type granite, rapakivi granite, rare-metal granite, Li-F granite.

Введение. Салминский батолит относится к анортозит-рапакиви-гранитным комплексам пород (АРГК), кислые породы которых сложены гранитами А-типа [Ларин, 2011]. Кислые породы Салминского батолита представляют собой ряд последовательных дифференциатов расплава от биотит-роговообманковых гранитов-рапакиви

до редкометалльных Li-F гранитов. С подобными глубокодифференцированными гранитами связаны эндогенные месторождения Ta и Nb [Zaraisky et al., 2008].

Изучение изменения состава дифференциатов кислой магмы и минералов, закономерностей распределения Ta и Nb между разными фазами

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского, лаборатория моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов; Институт экспериментальной минералогии, лаборатория моделей рудных месторождений, науч.с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: icelopa@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: YanaAlf@ya.ru

³ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского, лаборатория изотопной геохимии и геохронологии, ст. науч. с., канд. хим. н.; e-mail: masha_anosova@mail.ru

⁴ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского, лаборатория геохимии мантии Земли, инж.; e-mail: aleks7975@yandex.ru

⁵ Институт экспериментальной минералогии, лаборатория высокотемпературной электрохимии; мл. науч. с.; e-mail: yakoff@iem.ac.ru

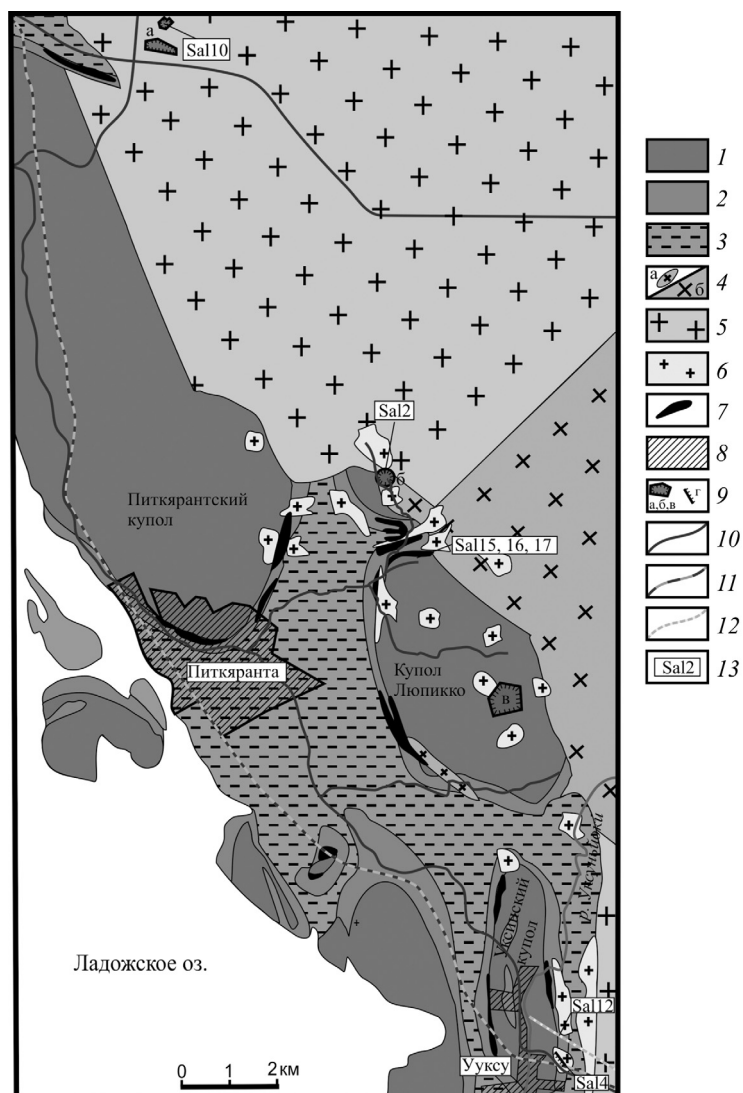


Рис. 1. Карта-схема Питкярантского рудного района (северо-западная часть Салминского батолита, Южная Карелия), с точками пробоотбора, по [Ивашенко, Голубев, 2015; Ларин, 2011] с учетом наших материалов: 1 — гнейсо-граниты куполов (AR₂–PR₁); 2 — сортавальская серия: амфиболиты, амфиболовые, графитистые и графитсодержащие сланцы, доломитовые и аподолмитовые кальцитовые мраморы и скарны по ним; 3 — ладожская серия: биотит-кварцевые, кварц-полевошпат-биотитовые, местами амфибол- и графитсодержащие сланцы с прослоями роговиков и скарноидов; 4 — биотит-роговообманковые граниты (I фаза) (а — риолит-порфиры, б — крупнокристаллические разновидности); 5 — биотитовые крупно- и мелкозернистые граниты (II фаза); 6 — участки, в которых развиты выходы даек высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Li-F и Li-Sdph; 7 — скарны, грейзенизированные скарны и низкотемпературные метасоматиты по ним с железо-медь-цинк-оловянным оруденением и редкометальной минерализацией; 8 — жилая застройка (показаны Питкяранта и Ууксу); 9 — карьеры (а — Репомяки, б — Муставаара (не в масштабе), в — щебеночный карьер «Мосавтодор», г — обнажения в бортах автодорог); 10 — автомобильные дороги; 11 — железная дорога; 12 — просека ЛЭП; 13 — номер и место пробоотбора

позволяет на примере Салминского батолита проследить эволюцию магматических систем АРГК и процессы концентрирования редких металлов.

Геологический очерк. Салминский батолит расположен в Южной Карелии на восточном берегу Ладожского озера. Батолит сложен разнообразными породами, образовавшимися 1547–1530 млн лет назад [Amelin et al., 1997], — от габбро и анортозитов до Li-F гранитов. Протолит гранитных пород, входящих в него, — нижнекоровые породы свекофенского времени и Карельского кратона [Newmark et al., 1994].

В районе г. Питкяранта батолит полого залегает под метаосадочными, карбонатсодержащими толщами палеопротерозоя, в которых локализованы многочисленные скарновые, грейзеновые и пегматитовые месторождения и рудопроявления Питкярантского рудного района. В этой части батолита проявлены многочисленные выходы незначительных по мощности тел топазсодержащих Li-сидерофиллитовых (Li-Sdph) и Li-F циннвальдитовых (Li-F) гранитов, в то время как основной объем этих гранитов скрыт на глубине. Массивные Li-Sdph граниты обнажены в карьере стройматери-

алов в гнейсогранитном куполе Люпикко, а Li-F граниты по данным бурения [Павлов, 1991] — под Уксинским куполом. Карта-схема пробоотбора показана на рис. 1.

Материалы и методы исследований. Составы пород анализировали на макро- и микро-элементный состав методами XRF и ICP-MS, минеральный состав исследован при помощи рентгеноспектрального микроанализа. В связи с наличием механических примесей в слюдах их микрокомпонентный состав во избежание искажения результата изучали при помощи точечных методов анализа, согласно [Васильев, Бородулин, 2010]: LA-ICP-MS и SIMS на Li и OH.

Петрокомпонентный состав пород определяли методом XRF в ИГЕМ РАН на вакуумном спектрометре последовательного действия «Axios mAX». Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС, обеспечивающей получение результатов III категории точности количественного анализа по ГОСТ РФ 41-08-205-04. Суммарное содержание железа в пробах определено как Fe₂O₃ общее.

Исследование микрокомпонентов методом ICP-MS проводили во ФГУП ИМГРЭ на масс-

спектрометре «Elan 6100 DRC». Для перевода проб в раствор применяли два типа пробоподготовки. Первый тип заключался в разложении проб и переводе их в раствор, второй тип пробоподготовки выполнен путем сплавления навесок проб с метаборатом лития с дальнейшим растворением полученного королька. Второй тип пробоподготовки способствует более корректному переводу редкоземельных элементов (РЗЭ) в анализируемый раствор из гранитоидов, что показано на примере выполнения методической работы с разными типами пробоподготовки [Ясныгина, Рассказов, 2008]. Дрейф прибора и матричные эффекты учитывались с использованием внутреннего стандарта, а также по периодическому измерению контрольной пробы (GSR-2, BCR-2). Каждую пробу анализировали из растворов, приготовленных по разной методике. Расхождение между параллельными измерениями не превысило 10 отн. %.

Исследование слюд на макрокомпоненты проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием электронно-зондового микроанализатора «JEOL JXA-8230», оборудованным 5-ю волновыми спектрометрами, анализ выполняли при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 30 нА и сфокусированном пучке электронов. В качестве стандартов использовали синтетические и природные силикаты, чистые металлы и оксиды металлов.

Микроэлементный состав слюд изучали методом LA-ICP-MS, главным образом в ИГЕМ РАН, единичные исследования на Nb — в ГЕОХИ РАН. Для исследования использованы зерна минералов, препарированные в шашки, изготовленные из эпоксидной смолы.

Измерения в ИГЕМ РАН проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме «X-Series II» в сочетании с системой лазерного пробоотбора NWR-213. В качестве стандартов использовали образцы силикатных стекол NIST SRM 610, 612. Диаметр кратера аблирования 60 мкм, время 30 с. Погрешность анализа составляла 1–10 отн. %.

Измерения в ГЕОХИ РАН проводили на масс-спектрометре «Element XR» с ионизацией в индуктивно-связанной плазме, с системой лазерного пробоотбора UP-213. В качестве стандартов использованы образцы силикатных стекол NIST 610 и ML3B. Диаметр кратера аблирования 30 мкм, время 30 с. Погрешность анализа для разных элементов составляла 1–10 отн. %

Li и OH в слюдах определяли при помощи вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе «Cameca ims-4f» в ярославском филиале ФТИАН РАН. В качестве безводного стандарта использовали оливин.

Для верификации данных о содержании Li в слюде выполнен расчет по содержанию в ней F по эмпирически найденной закономерности, которая установлена на основе исследования природного материала слюд ряда сидерофиллит–циннвальдит из гранитов А-типа, согласно [Tischendorf, 1997]:

$$Liwt\% = (0,177 \cdot (Fwt\%)^{1,642}) / 2,1528. \quad (1)$$

Данные о составе слюд усредняли, число замеров см. в табл. 3, 4.

Петрографическое описание пород. В ходе работы изучали образцы гранитов из Салминского батолита разных ступеней дифференциации.

Овоидный биотит-роговообманковый гранит (образец Sal2) — порода, состоящая из гигантозернистых овоидов калиевого полевого шпата (кпш), часто с олигоклазовой каймой, погруженных в мелко-среднезернистую основную массу кварц-олигоклаз-кпш-биотит-роговообманкового состава. Овоиды кпш распределены в породе неравномерно: от преобладания по объему до почти полного исчезновения. Размеры вкрапленников кпш от 10 до 50 мм, размер минералов основной массы в среднем составляет 1 мм, размеры кристаллов кварца иногда достигают 5–8 мм, слюды — 4–5 мм. Содержание породообразующих минералов в основной массе (%): кварц (Q) 40–45, ортоклаз (Or) 25–30, плагиоклаз (Pl) 20–25.

Биотитовые граниты представлены среднезернистыми кварц-кпш-олигоклаз-биотитовыми гранитами (образец Sal10). Они содержат до 5% биотита и приблизительно в равных количествах кварц, плагиоклаз и кпш (%): Q 30–35, Pl 25–30, Or 25–30. Кристаллы полевого шпата имеют размеры 5–10 мм, темный горошковидный кварц — 1–3 мм, биотит — до 4–5 мм. В обнажениях также наблюдаются вариации изменения зернистости вплоть до мелкозернистых гранитов (размер зерен до 1 мм с редкими включениями кпш до 5 мм и горошковидного кварца до 1–3 мм) с теми же количественными соотношениями минералов.

Li-сидерофиллитовые (Li-Sdph) граниты (образцы Sal15, Sal16, Sal17) представляют из себя дайки небольшой мощности (1–2 м), инъецированные в гнейсо-гранитный купол Люпикко. Текстура в целом массивная. Иногда слабо проявлена полосчатость, связанная с неравномерным распределением слюды (от 2 до 10%). Идиоморфные лейсты слюды размером до 1 см погружены в мелкозернистую (до 1 мм) основную массу, состоящую из кварца, K-Na полевого шпата и альбита (Ab). Содержание породообразующих минералов в образцах составляет (%): Sal15: Q 45, Or 30, Ab 15–20; Sal16: Q 30–35, Or 15–20, Ab 40; Sal17: Q 40, Or 15–20, Ab 35. Породы слабоальбитизированы, топаз редок.

Циннвальдитовые Li-F граниты (образцы № Sal4 и Sal12) представлены дайками незначительной мощности (от нескольких сантиметров

до 80 см), инъецированными в Уксинский купол гнейсогранитов. Они состоят из кварца, кпш, альбита, циннвальдита, топаза. Дайки Li-F гранитов резко неоднородны как по минеральному составу, так и по структурным и текстурным особенностям. Они имеют полосчатую или такситовую текстуру. Полосчатость обусловлена изменением относительного количества альбита, кпш, кварца и слюды и чередованием мелкозернистых равномернозернистых участков с массивной текстурой (аплиты) с пегматоидными участками. Пегматоидные участки в дайках образуют полосы или линзы мощностью до 10 см. Границы между участками аплитовой и пегматитовой структуры резкие, хорошо выраженные, ориентированы параллельно контактам даек.

Содержание слюды в наиболее лейкократовых полосах составляет <1%, в меланократовых — 25–30%. Слюды заполняют интерстиции между альбитом, кварцем, кпш и топазом, относительное содержание Qz/Ab/Kfs меняется в пределах (12–50)/(30–70)/(12–40)% от суммы этих минералов. Размер зерен минералов в пегматоидных участках составляет для Q 15–20 мм, для Kfs до 40 мм. Содержание породообразующих минералов в образце № Sal4 (%): Q 25–30, Or 10, Ab 45–50, Toz 10; в образце № Sal12 (%): Q 30–35, Or 5–10, Ab 50, Toz 5. Количество топаза в породе значительно, но непостоянно (5–15%).

В Li-F гранитах наблюдаются игловидные кристаллы колумбита, сконцентрированные главным образом в виде включений в топазе. Флюорит встречен во включениях в топазах, а также в интерстициях между минералами, содержание в породе <1%.

По данным [Павлов, 1991], под Уксинским куполом залегает интрузивное тело расслоенных Li-F гранитов вскрытое бурением. В работе [Ларин, 2011] приводится состав обр. № 403-13 из скважины с глубины более 300 м, он практически идентичен по нормированному на хондрит спектру редких элементов обр. № Sal4 и Sal12. В связи с этим мы допускаем, что эти дайковые тела генетически связаны с Li-F гранитами, расположенными под Уксинским куполом. Спектры РЗЭ для изучаемых пород, нормированные на хондрит [Anders, Grevesse, 1989], показаны на рис. 2.

Результаты исследований и их обсуждение. От овоидных биотит-роговообманковых гранитов и равномернозернистых биотитовых гранитов к топазсодержащим Li-Sdph и Li-F гранитам отмечено постепенное уменьшение содержания железа и магния, увеличение количества натрия и уменьшение калия (табл. 1). Степень дифференциации изучаемых пород, характеризующаяся величиной отношения K/Rb, варьирует от 230 у биотит-роговообманковых овоидных гранитов до 20–22 у Li-F гранитов (табл. 2).

С ростом степени дифференциации гранитов происходит их общее обеднение по РЗЭ (рис. 2),

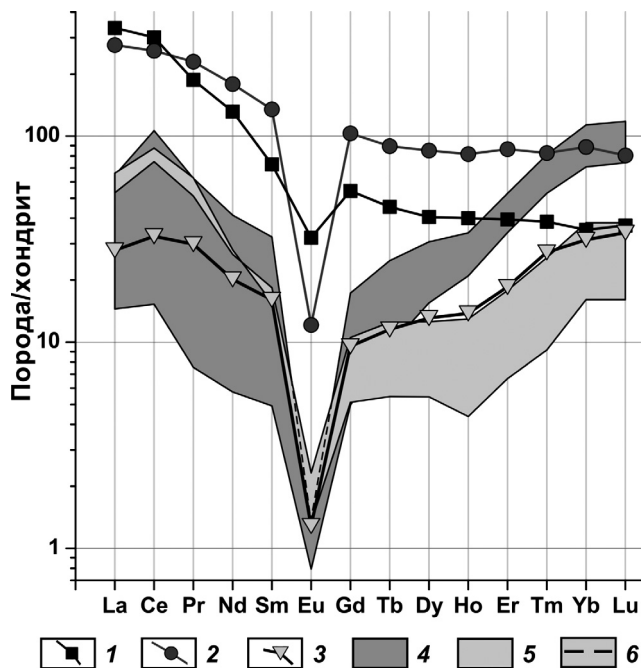


Рис. 2. Нормированные к содержанию в хондритах, по [Anders, Grevesse, 1989], спектры РЗЭ исследованных гранитов Салминского батолита: 1 — Bt-Amp граниты; 2 — Bt граниты; 3 — образец № 403-13 массивных Li-F гранитов, по [Ларин, 2011]; 4 — Li-Sdph граниты; 5 — Li-F граниты; 6 — верхний край поля Li-Sdph гранитов

Таблица 1

Химический состав пород Салминского батолита

Содержание, %	Bt-Amp граниты	Bt граниты	Li-Sdph граниты			Li-F граниты	
	Sal2*	Sal10*	Sal15*	Sal16*	Sal17*	Sal4*	Sal12*
SiO ₂	71,17	73,79	77,42	73,55	74,95	72,91	74,38
TiO ₂	0,30	0,14	0,06	0,07	0,03	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	14,24	12,88	11,89	14,32	13,87	17,07	15,49
Fe ₂ O ₃	3,10	2,30	1,82	1,64	1,33	0,72	0,96
MnO	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03
MgO	0,21	0,07	0,03	0,06	0,02	0,05	0,04
CaO	0,66	0,74	0,08	0,22	0,26	0,21	0,10
Na ₂ O	2,83	3,38	2,34	5,01	4,63	6,32	6,64
K ₂ O	6,15	4,89	5,11	2,96	3,48	1,93	1,04
P ₂ O ₅	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
ППП	0,91	0,92	0,85	0,78	1,22	0,66	1,06
F	—	0,49	0,32	<0,1	0,22	1,05	0,75
S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Сумма	98,73	98,70	99,09	97,84	98,80	100,32	99,44
Сумма + ППП	99,64	99,62	99,94	98,62	100,02	100,98	100,50

Примечание. Прочерк — не определяли. * Номера образцов.

небольшое увеличение содержания отмечено только для Er, Tm, Yb и Lu в Li-Sdph гранитах. Li-F граниты заметно обеднены всеми REE относительно других пород, их спектры практически иден-

Таблица 2

Микроэлементный состав пород Салминского батолита

Содержание, ppm	Bt-Amp граниты	Bt-граниты	Li-Sdph граниты			Li-F граниты	
	Sal2	Sal10	Sal15	Sal16	Sal17	Sal4	Sal12
Li	51	101	182	76	91	453	370
Be	3,2	17,14	5,27	8,04	8,43	11,08	11,25
B	10,63	8,48	4,5	8,8	3,9	9,72	4,6
V	5,94	1,39	1,87	4,47	1,11	0,79	0,76
Co	1,4	0,82	0,45	0,48	0,84	0,65	0,52
Cu	2,6	3,09	3,07	3,56	4,41	5,43	2,73
Zn	86,86	92,37	24	11,4	17,8	59,36	13,7
Ga	25,73	38,28	26,07	29,07	26,87	70,21	33,77
Ge	1,92	1,89	3,62	3,21	2,98	<ПО	2,8
As	1,58	<ПО	1,94	1,33	1,82	<ПО	0,90
Rb	222	335	586	347	504	639	395
Cs	3,32	3,66	2,69	1,28	1,28	6,91	2,64
Sr	127	69	15	17	19	64	60
Ba	1278	164	0,4	10	3	116	5
Zr	444	338	88	90	83	57	41
Hf	11,8	14,1	9,5	10,6	11,2	10	7,9
Nb	33,6	88,2	74,7	62,1	106,4	101,3	114,4
Ta	2,85	6,63	22,54	16,14	34,44	38,62	70,04
Mo	0,53	1,27	1,59	1,32	2,64	<ПО	1,66
Sn	6,14	14,35	11,87	5,58	4,61	12,06	4,5
W	1,3	3,12	4,99	2,51	4,01	4,55	6,1
Ag	1,53	0,87	0,45	0,4	0,41	<ПО	0,24
Tl	1,32	1,83	1,76	0,963	1,32	2,23	0,786
Pb	22,1	38,1	23,6	20,5	28,8	19,5	12,2
Bi	0,03	0,02	0,01	0,02	0,06	0,01	0,03
Th	22,5	35,9	44,9	26,3	39,8	28,4	26,4
U	2,85	10,58	8,97	8,96	6,85	5,54	3,71
Y	59,13	119,3	29,53	31,53	39,03	11,32	3,48
La	78,7	64,9	3,41	5,02	15,13	12,47	15,53
Ce	181,6	156,4	9,21	12,3	64,1	45,29	52,8
Pr	16,68	20,49	0,673	0,99	5,56	4,56	5,6
Nd	59,61	80,91	2,6	3,05	18,69	12,08	12,69
Sm	10,72	19,83	0,72	0,70	4,77	2,71	2,23
Eu	1,80	0,68	0,04	0,14	0,07	0,13	0,08
Gd	10,65	20,3	0,98	0,99	3,41	2,07	1,01
Tb	1,65	3,25	0,35	0,33	0,90	0,45	0,20
Dy	9,83	20,63	3,76	3,98	7,45	3,05	1,32
Ho	2,22	4,55	1,17	1,17	1,89	0,72	0,24
Er	6,26	13,73	5,41	5,99	8,39	2,84	1,06
Tm	0,93	2	1,28	1,32	1,97	0,62	0,22
Yb	5,7	14,41	11,52	11,62	18,42	6,17	2,61
Lu	0,89	1,96	1,83	1,83	2,87	0,92	0,39
K/Rb	230,5	121,2	72,4	70,8	57,3	25	21,8
Zr/Hf	37,6	23,9	9,3	8,5	7,4	5,6	5,1
Nb/Ta	11,8	13,3	3,3	3,8	3,1	2,6	1,6
Y/Ho	26,6	26,2	25,3	27	20,7	15,7	14,3
TE _{1,3,4} *	1	1,02	1,19	1,2	1,29	1,29	1,32

* — Величина тетраэдрэффекта в 1-й, 3-й и 4-й тетрадах РЗЭ.
<ПО — ниже предела обнаружения.

тичны по форме и концентрации РЗЭ, спектрам REE фанерозойских Li-F гранитов и онгонитов [Коваленко и др., 1983]. В рассматриваемом ряду дифференциатов выявлено повышение отношения количества тяжелых REE к легким (HREE/LREE).

Во всех представленных образцах гранитов проявлена негативная Eu аномалия, которая углубляется по мере возрастания степени кристаллизационной дифференциации. Наименьшая концентрация Eu характерна для Li-Sdph и Li-F гранитов. В этих же гранитах выявлен тетрад-эффект М-типа [Masuda et al., 1987], наиболее хорошо проявленный для 3 и 4 тетрад. С учетом аналитической погрешности метода ICP-MS тетрад-эффект принимается значимым, если $TE > 1,1$ (М-тип), наиболее корректные оценки дает совместное использование в расчетах 1-й, 3-й и 4-й тетрад ($TE_{1,3,4}$) [Irber, 1999; Ясныгина, Рассказов, 2008]. Суммарный тетрад-эффект для 1-й, 3-й и 4-й тетрад ($TE_{1,3,4}$), оцененный по данным [Irber, 1999], см. в табл. 2.

Li-F граниты характеризуются низким отношением Y/Ho (15,7–14,3), в то время как у других описанных пород оно составляет 20,7–26,6 (табл. 2), хондритовое значение равно 28 [Anders, Grevesse, 1989]. Уменьшение отношения Y/Ho в остаточных расплавах может быть связано как с выносом иттрия солевыми фторидными расплавами, формирующимися на поздних этапах становления гранитных интрузий [Veksler, 2005; Перетяжко, Савина, 2010; Граменицкий, Шекина, 2005], так и с кристаллизацией богатых иттрием минералов, например флюорита, в который по данным рентгеноспектрального микроанализа входит до 0,6–0,65 масс.% Y.

В рассмотренной серии пород с увеличением степени кристаллизационной дифференциации наблюдается закономерное увеличение содержания Ta и Nb (табл. 2). Это связано с распределением указанных металлов в пользу остаточного силикатного расплава. Значение отношения Nb/Ta в ряду последовательных дифференциатов уменьшается от 12 до 1,6, отношение Zr/Hf — от 38 до 5,1. По значениям отношений Nb/Ta и Zr/Hf рассматриваемые породы находятся за пределами границ потенциально Та-рудных объектов: Nb/Ta=1 и Zr/Hf=5 [Zaraisky et al., 2008], но наиболее дифференцированные разности Li-F гранитов вплотную приближаются к ним (рис. 3).

Ta и Nb в виде изоморфных примесей входят в состав слюд. Для всех исследуемых типов пород их содержание в слюде выше, чем валовое содержание в породе. Эта особенность сохраняется даже в том случае, когда в породе формируются рудные Та-Nb минералы, в частности колумбит. В связи с этим представляет интерес сравнение содержания Ta и Nb в слюде и валовом составе породы в гранитах без Та-Nb минерализации и в гранитах с наличием таковой. Отношение концентрации Та

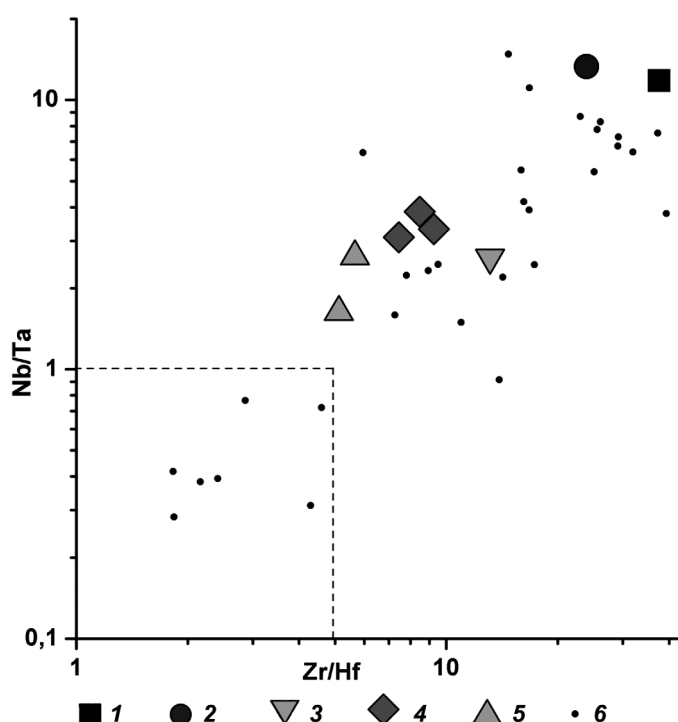


Рис. 3. Отношение Nb/Ta в породе к индикатору потенциальной рудоносности Zr/Hf, по [Zaraisky et al., 2008]: 1 — Bt-Amp граниты; 2 — Bt граниты; 3 — образец № 403-13 массивных Li-F гранитов, по [Ларин, 2011]; 4 — Li-Sdph граниты; 5 — Li-F граниты; 6 — породы Восточного Забайкалья, генетически связанные с Ta-Nb месторождениями Орловское, Этыкинское, Ачиканское. Пунктир — потенциально рудные Ta-Nb объекты, по [Zaraisky et al., 2008]

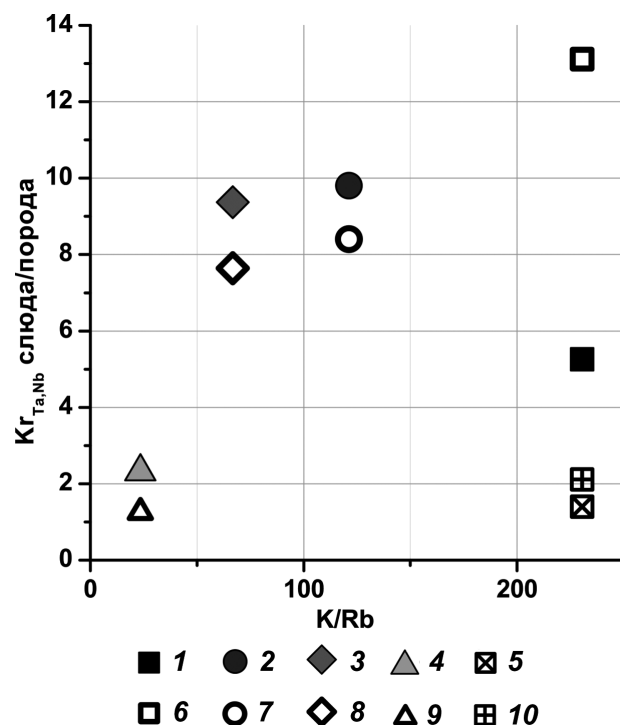


Рис. 4. Отношение содержания Ta и Nb (ppm) в слюдах к их содержанию в породе относительно K/Rb индикатора кристаллизационной дифференциации пород, по [Александров, 1980]: 1–5 — Kr_{Ta} ; 6–10 — Kr_{Nb} ; 1 и 6 — в Bt-Amp гранитах; 2 и 7 — в Bt гранитах; 3 и 8 — в Li-Sdph гранитах; 4 и 9 — в Li-F гранитах; 5 и 10 — в Bt-Amp гранитах для слюды из калиевошпатовых ооидов

и Nb в слюде к концентрации этих элементов в описанных разновидностях гранитов показано на (рис. 4). Поскольку породы содержат небольшое (до 10%) количество слюд, полученные данные близки к значениям коэффициентов разделения Ta и Nb между слюдой и силикатным расплавом.

Значение коэффициента разделения $Kr_{Nb} = Nb_{\text{слюда}}/Nb_{\text{порода}}$ постепенно уменьшается в ряду дифференциации. Наибольшее значение Kr_{Nb} (13) характерно для биотитов основной массы ооидных гранитов, при переходе к равномернозернистым биотитовым гранитам — $Kr_{Nb}=8$. В среднем Kr_{Nb} для пары биотит–порода близок к 10. Этот результат хорошо согласуется с данными [Acosta-Vigil et al., 2010; Nash, Crecraft, 1985], согласно которым значения коэффициента разделения Nb между кислым расплавом и биотитом составляют $Kr_{Nb}=8,7\div 9,1$.

Наиболее значительное снижение величины Kr_{Nb} происходит при переходе от Li-Sdph гранитов к циннвальдитовым Li-F гранитам. Значение Kr_{Nb} уменьшается почти до единицы, содержание Nb в слюде и в валовом составе пород становится приблизительно одинаковым; K_r для Ta на ранних стадиях дифференциации демонстрирует рост от 5 до 10 и понижение в наиболее поздних разностях пород примерно до 2.

Полученные значения K_r свидетельствуют о существенном рассеянии Nb и Ta в кристалличе-

ском материале пород в процессе формирования слюд. Возможность накопления этих металлов в последовательных дифференциатах гранитного расплава ограничена количеством слюд и других темновесных минералов, образующихся на разных этапах становления интрузии. Большое количество биотита в ранних продуктах кристаллизации может стать причиной того, что эти минералы не накапливались в остаточных порциях глубокодифференцированного гранитного расплава [Алферьева и др., 2018a].

Изменение значений Kr_{Nb} и Kr_{Ta} между слюдой и породой может быть вызвано несколькими причинами: 1) низкие значения K_r металлов на заключительных этапах дифференциации могут быть обусловлены свойствами слюд Li-сидерофиллита и циннвальдита; 2) уменьшение значения K_r металлов может быть связано с изменением P - T параметров кристаллизации; 3) резкое снижение K_r металлов между слюдой и породой при переходе к Li-F гранитам может быть обусловлено началом кристаллизации колумбита.

Как следует из данных табл. 2, в последовательных дифференциатах гранитного расплава вплоть до Li-F гранитов происходит постепенный рост содержания Ta и Nb. В слюдах это отмечено только до Li-Sdph гранитов (табл. 3). В циннвальдите колумбитсодержащих Li-F гранитов содержание этих металлов снижается. Данные изучения

образцов пород Салминского батолита позволяют предположить, что такой перелом в содержании Та и Nb в слюдах глубокодифференцированных гранитов и соответствующее уменьшение значения K_r для этих металлов может служить диагностическим признаком присутствия колумбитовой минерализации в породе.

Таблица 3

Микроэлементный состав слюд, ppm

Состав	Bt-Amp граниты		Bt-граниты	Li-Sdph граниты			Li-F граниты	
	Sal2 Ov	Sal2 Osn	Sal10	Sal15	Sal16	Sal17	Sal4	Sal12
Li*	694	—	1367	5523	4287	3662	17380	12973
Li**	730	926	2145	4295	4197	3948	16230	13627
Li	426	518	3059	5252	5354	5064	13357	14210
Ti	17419	16908	21407	8321	7799	5963	1398	1437
Zn	740	742	2710	1461	796	1924	773	1021
Ga	41	53	253	253	226	244	108	154
Ge	<ПО	<ПО	11	10	10	13	3	6
Rb	544	573	2639	4599	4602	5698	7462	7618
Y	3	18	<ПО	32	<ПО	17	1	<ПО
Nb	71	441	741	822	304	748	109	164
Sn	<ПО	35	200	358	287	129	103	219
Ba	946	481	64	7	11	4	11	26
Ta	4	15	65	147	141	443	117	112
W	<ПО	1	2	20	18	10	36	24
Tl	<ПО	<ПО	20	25	24	33	22	31
Кол-во изм.**	3	2	3	3	3	3	4	3
Кол-во изм.	2	2	6	7	4	6	20	5

Примечания. Данные получены с помощью метода LA-ICP-MS, кроме: * — расчетные данные, по [Tischendorf, 1997], ** — SIMS. Ov — слюда из каймы овоида, Osn — слюда из основной массы.

Необходимо отметить, что связь между колумбитом и низким содержанием Та и Nb в слюде отмечена только для последних этапов кристаллизационной дифференциации расплава. На рис. 4 показано, что $K_{r_{Nb,Ta}}$ между биотитом, содержащимся в овоидах гранитов-рапакиви, и породой имеет значения, близкие к 1–2. По данным [Shebanov et al., 1996], овоиды формировались на ранних стадиях становления массива. Низкое содержание в них Та и Nb не может быть связано с образованием колумбита. Возможно, оно отражает исходную низкую концентрацию этих элементов в расплаве или является следствием кристаллизации ильменита, в который Та и Nb входят в виде примеси в значительном количестве (до 0,5–0,6 масс%).

Слюды в рассматриваемых породах представлены рядом сидерофиллит–Li-сидерофиллит–циннвальдит (рис. 5). Такой тренд эволюции

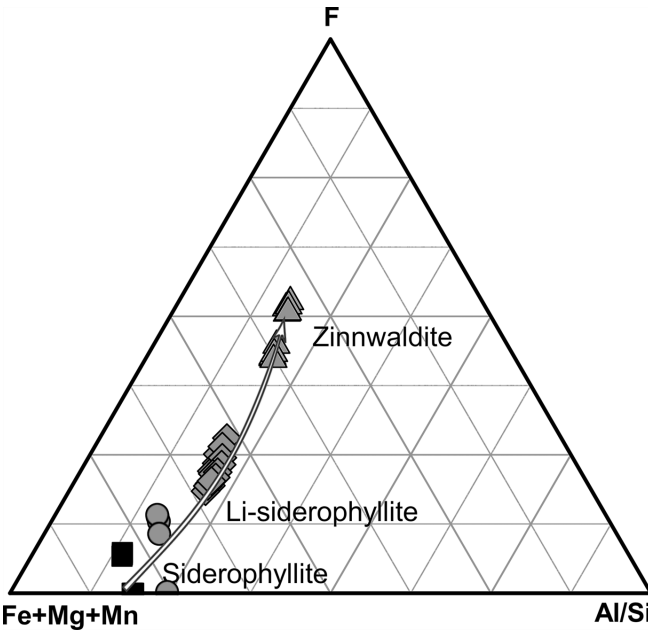


Рис. 5. Треугольная диаграмма экспресс-классификации слюд на основе микрозондового анализа. Стрелка — тренд изменения состава слюд по мере роста степени кристаллизационной дифференциации пород. Показаны отдельные анализы слюд без усреднения состава, значки на диаграмме соответствуют рис. 3

состава слюд характерен для гранитов А-типа [Breiter et al., 2017]. По мере увеличения степени кристаллизационной дифференциации пород в слюдах закономерно увеличивается количество F, Li и других литофильных элементов. Это отражает эволюцию состава остаточного расплава в магматической камере. Накопление этих элементов может приводить к значительным изменениям фазовых отношений в системе, например, к смещению эвтектического состава расплава [Manning, 1981] и увеличению растворимости в расплаве водного флюида [Holz et al., 1993; Алферьева и др., 2018б].

Концентрация летучих компонентов (F, Cl) в породе не дает количественной оценки содержания их в системе в процессе кристаллизации. К важным источникам данных о условиях кристаллизации относятся слюды, которые за счет изоморфизма OH-Cl-F в анионной группе фиксируют особенности флюидного режима и состава летучих компонентов в системе.

Содержание F (масс.%) по данным рентгено-спектрального микроанализа в слюдах Li-Sdph и Li-F гранитов составило 2,5–3,2 и 5,4–6,4 масс.% соответственно, а отношение F/Cl — 12–28 и 423–1874 соответственно. У биотит-роговообманковых овоидных гранитов и равномернозернистых биотитовых эти значения составляют 0,9 и 1,4 масс.% F, а отношение F/Cl=1,6÷3 (табл. 4), это показатель увеличения роли F и уменьшения роли Cl во флюиде по мере роста степени дифференциации рассматриваемых пород.

Полуколичественные оценки содержания F в природном магматическом флюиде по составу

Таблица 4

Состав слюд пород Салминского батолита, масс.%

Состав	Bt-Amp граниты		Bt- граниты	Li-Sdph граниты			Li-F граниты	
	Sal2 Ov	Sal2 Osn	Sal10	Sal15	Sal16	Sal17	Sal4	Sal12
TiO ₂	3,66	0,19	1,12	0,91	0,70	0,67	0,15	0,18
V ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	<ПО	0,01
MnO	0,40	0,37	0,31	0,35	0,30	0,37	0,90	0,61
FeO	32,96	42,00	37,29	26,01	26,15	27,61	13,54	16,56
MgO	2,56	3,57	0,28	0,03	0,04	0,05	0,07	0,20
Al ₂ O ₃	12,31	15,40	15,78	18,79	19,44	19,26	19,68	20,60
SiO ₂	33,96	24,82	31,29	36,08	36,45	35,36	43,96	41,47
Cr ₂ O ₃	0,01	<ПО	0,03	0,06	0,02	<ПО	0,01	0,03
NiO	<ПО	<ПО	<ПО	0,01	<ПО	0,01	<ПО	<ПО
ZnO	0,17	0,16	0,24	0,13	0,08	0,16	0,13	0,10
CaO	0,01	0,02	<ПО	0,02	0,01	0,01	<ПО	0,01
BaO	0,14	<ПО	0,01	0,01	0,01	0,01	<ПО	<ПО
Na ₂ O	0,07	0,01	0,11	0,19	0,13	0,14	0,19	0,20
K ₂ O	8,98	0,16	6,98	9,62	9,78	9,57	10,24	10,05
ОН (SIMS)	3,59	2,42	3,23	3,37	3,57	3,50	1,81	2,83
Cl	0,56	0,02	0,39	0,12	0,14	0,20	0,01	0,02
F	0,90	<ПО	1,36	3,19	2,73	2,48	6,41	5,37
Сумма	100,29	89,16	98,44	98,90	99,57	99,39	97,10	98,23
F/Cl	1,61	0,00	3,04	28,01	20,41	12,44	1873,80	422,89
Число измерений	3	2	5	5	5	5	5	5

Примечание. <ПО — ниже предела обнаружения. Ov — слюда из каймы овоида, Osn — слюда из основной массы Bt-Amp гранита-рапакиви.

слюд для представленных пород были выполнены при помощи минеральных геофториметров [Аксюк, 2002]. Оценка концентрации М HF (М — моль/дм³) в природном флюиде при образовании слюд составила для овоидных биотитовых гранитов 0,02 М, для биотитовых равномернозернистых гранитов — 0,047 М, для Li-F гранитов — 0,24–0,34 М [Коньшев и др., 2017]. В расчетах принималось, что активность воды равна единице, а Li изоморфно замещает Mg. Для расчетов также необходимо знать температуру образования слюд. Для Li-Sdph гранитов в настоящее время таких оценок образования нет, поэтому значения концентрации F во флюиде для них не получены.

Тренд дифференциации гранитного расплава Салминского батолита не уникален. Образование

на заключительных этапах кристаллизации глубокодифференцированных разновидностей гранитов с Ta-Nb минерализацией отмечено как для массивов гранитов-рапакиви, так и для обычных биотитовых гранитов и сиенитов в разных регионах [Бескин, 2014]. Однако в настоящее время данных о содержании F в природном магматическом флюиде для подобных объектов немного. Согласно работе [Аксюк, 2009], во флюиде позднемагматического этапа становления Орловского и Этыкинского Ta-Nb месторождений в Восточном Забайкалье содержалось 0,43 и 0,73 М HF соответственно. Редкометалльные граниты этих месторождений образовались как наиболее дифференцированная разновидность пород серии биотитовый гранит — Li-F амазонитовый гранит [Зарайский, 2009; Сырицо, 2001; Баданина, 2010]. Сравнение значений содержания HF в их флюидах показывает, что условия образования наиболее дифференцированных разновидностей гранитов Салминского батолита близки к условиям формирования рудных объектов Восточного Забайкалья.

Заключение. В рассмотренной серии гранитов слюды — индикаторы существования Ta-Nb минерализации. Резкое уменьшение концентрации Ta и Nb в слюде относительно содержания в породе при увеличении степени кристаллизационной дифференциации и высокой концентрации HF в природном флюиде — показатель благоприятных условий для формирования колумбита.

Благодарности. Выражаем благодарность В.О. Япаскурту, Е.А. Минервиной, А.И. Якушеву, Н.В. Васильеву, А.Н. Некрасову, Д.А. Варламову, С.Г. Симакину, принимавшим активное участие в получении фактических данных.

Часть аналитических данных получена в лаборатории локальных методов исследования вещества (кафедра петрологии, геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова) с использованием электронно-зондового микроанализатора «JEOL JXA-8230», приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-01101 А и 14-05-31098 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксюк А.М. Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. 2002. Т. 10, № 6. С. 628–642.
- Аксюк А.М. Режим фтора в глубинных гидротермальных флюидах и приповерхностных водах (экспериментальные исследования): Автореф. докт. дисс. М., 2009.
- Александров И.В. Геохимия рассеянных и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980.
- Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Рост отношения Ta/Nb в остаточных гранитных расплавах (расчеты на основе экспериментальных данных из различных источников) // Тез. докл. Всеросс. ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Сер. ВЕСЭМПГ-2018, 18–19 апреля. ГЕОХИ РАН. М., 2018.
- 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.
- Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). М.: Научный мир, 2014. 112 с.
- Васильев Н.В., Бородулин Г.П. О тантале и ниобии в литиевых слюдах // Мат-лы междунар. конф. «Геохимия магматических пород», Школа «Щелочной магматизм Земли», Коктебель, 2010.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов, иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. 2005. № 1. С. 45–59.
- Зарайский Г.П., Аксюк А. М., Девяткова В.Н. и др. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17, № 1. С. 28–50.
- Ивашенко В.И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 127–148.
- Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В. Смирнова Е.В., Балашов Ю.А. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. 1983. № 2. С. 172–188.
- Коньшев А.А., Аносова М.О., Минервина Е.А. Слюды гранитов Салминского плутона: разновидности, индикаторные особенности // Мат-лы III междунар. геол. конференция «Граниты и эволюция Земли: мантия, кора и гранитообразование». Екатеринбург, 2010. С. 133–135.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Павлов Г.М. Расслоенность в малоглубинной интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов Северного Приладожья: Автореф. канд. дисс. М., 1991.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород, как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемости в магматических системах // Петрология. 2010. Т. 18, № 5. С. 536–566.
- Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В. и др. Геохимическая модель формирования Li-F гранитов орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. Т. 9, № 3. С. 313–336.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В. Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия. 2008. № 8. С. 877–880.
- Acosta-Vigil A., Buick I., Hermann J. et al. Mechanisms of crustal anatexis: A geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain // Petrology. 2010. Vol. 51. P. 785–821.
- Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 127. P. 353–368.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 197–214.
- Breiter K., Vankova M., Vasinova-Galilova M. et al. Lithium and trace-element concentrations in trioctahedral micas from granites of different geochemical types measured via laser ablation ICP-MS // Mineral. Magazine. 2017. Vol. 81(1). P. 15–33.
- Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, N 3/4. P. 489–508.
- Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types W and M // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. N 21. P. 119–124.
- Nash W., Crecraft H. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 2309–2322.
- Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batholith (Karelia, Russia) // Mineral. and Petrol. 1994. Vol. 50. P. 173–193.
- Shebanov A.D., Belyaev A.M., Savatenkov V.M. The significance of residual source material (restite) in rapakivi granite petrogenesis: an example from Salmi batholith, Russian Karelia // Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks, Abstr. Vol. Helsinki, Finland, University of Helsinki: University Press, 1996. P. 65.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // Mineral. Magazine. 1997. Vol. 61, N 6. P. 809–834.
- Veksler V.I., Dorfman A.M., Kamenetsky M. et al. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005, Vol. 69. N 11. P. 2847–2860.
- Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N. et al. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology. 2008. Vol. 16, N 7. P. 710–736.

Поступила в редакцию 25.10.2018

Поступила с доработки 03.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 556.3

С.П. Поздняков¹, С.О. Гриневский², Е.А. Дедюлина³, В.Н. Самарцев⁴

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НАБЛЮДАЕМЫХ И ПРОГНОЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ РЕКИ

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

Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Проанализирована связь питания подземных вод в бассейне малой реки с текущими и ожидаемыми климатическими изменениями на европейской территории России на примере водосборного бассейна р. Жиздра (Калужская область) на основе моделирования процессов трансформации влаги на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации. Для прогнозного моделирования питания во второй половине XXI в. применены результаты глобальных климатических прогнозов по 5 моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) из семейства CM15 путем использования генератора прогнозных метеоусловий LARSWG5. Результаты моделирования показывают, что несмотря на то что все использованные МОЦАО прогнозируют потепление в исследуемом регионе на 2–6 °С, разница прогнозного питания еще существенно велика, что связано с различием прогнозируемого индекса сухости.

Ключевые слова: зона аэрации, моделирование, подземный сток, изменения климата, питание подземных вод.

The analysis of the connection of groundwater recharge in the basin of a small river with the current and expected climatic changes in the European territory of Russia is carried out using the catchment basin of Zhizdra river Kaluga region as an example. The analysis was based on the modeling of the processes of transformation of moisture on the earth surface and moisture transfer in the aeration zone. The results of global climate predictions for five models of the general circulation of the atmosphere and ocean (GCM) from the CM15 family were applied for the forecast in the second half of the 21st century using the LARSWG5 forecast weather conditions generator. The simulation results show that despite the fact that all the GCM used predict a warming in the region at 2–6 °C, the difference in the predicted recharge is still significantly large, which is associated with the difference in the predicted dryness index.

Key words: unsaturated zone, modeling, groundwater runoff, climate change, groundwater recharge.

Введение. Происходящие во второй половине XX и начале XXI в. климатические изменения — предмет интенсивных исследований в области водных ресурсов. Опубликовано большое количество работ, посвященных анализу того, как изменение климата влияет на речной сток. Подземные воды зоны интенсивного водообмена гумидных территорий, формирующие подземное питание рек, также подвержены воздействию климатических изменений за счет их влияния на процессы трансформации осадков на поверхности водосбора и в зоне аэрации. В условиях стабильного в многолетнем разрезе климата пространственно-временная неоднородность выпадения осадков и многолетние вариации внутригодового распределения

температуры воздуха приводят к внутригодовой и многолетней изменчивости питания и разгрузки подземных вод.

Накопленные в последние десятилетия статистически достоверные данные о трендах температуры воздуха и осадков дают основания для поиска изменений в режиме и балансе подземных вод зоны интенсивного водообмена. Эти изменения по-разному проявляются в разных условиях формирования инфильтрационного питания (ИП) подземных вод. Для большей части европейской территории России (ЕТР), расположенной в зоне умеренного климата с устойчивым в зимний период снежным покровом, питание подземных вод в период стабильных значений среднегодовой тем-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, заведующий кафедрой, докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: spozd@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: sogrin@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер; *e-mail*: lazareva_e_a@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер; *e-mail*: vnsamartsev@gmail.com

пературы носило сезонный характер, связанный с выраженными максимумами: весенним за счет снеготаяния и менее проявляющимся осенним, когда величина суммарной эвапотранспирации уже значительно меньше, чем количество выпадающих осадков. В таких условиях наблюдаемое и прогнозное увеличение температуры воздуха в холодный период года должно приводить к изменению процессов впитывания влаги в весенне-зимний период и как следствие к трансформации внутригодового распределения питания подземных вод и его среднегодовых величин.

Развитие таких процессов показано на основе ретроспективного модельного анализа влияния наблюдаемых климатических изменений на питание подземных вод территории Московского артезианского бассейна [Гринеvский, Поздняков, 2017], а также подтверждается результатами исследования формирования годового и меженного стока ЕТР [Григорьев и др., 2018; Джамалов и др., 2015; Джамалов и др., 2015; Болгов и др., 2014], которые показывают фактическое увеличение меженного стока рек в многолетнем разрезе, что может быть вызвано увеличением их подземного питания.

Цель нашей работы — анализ связи питания подземных вод в водосборном бассейне площадью несколько тысяч квадратных километров с прогнозными климатическими изменениями, ожидаемыми на ЕТР. Для достижения указанной цели использована физически обоснованная модель, позволяющая рассчитывать ИП подземных вод по результатам моделирования процессов трансформации осадков на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации. Подобный подход неоднократно использован многими авторами [Li et al., 2011; Leterme et al., 2012; Šimůnek, 2015] для широкого спектра климатических условий на основе широко известной модели Hydrus 1D [Šimůnek, 2009]. Для территорий с устойчивым снежным покровом в работах [Гринеvский, Поздняков, 2010; Grinevskiy, Pozdniakov, 2013; Pozdniakov et al., 2015] разработана методика оценки ИП с учетом процессов накопления и таяния снега, а также поверхностного стокообразования в зимне-весенний период, которые существенно влияют на формирование инфильтрации. Для этого модель Hydrus 1D связана с расчетным модулем Surfbal, учитывающим особенности трансформации осадков и формирования баланса влаги на поверхности земли в зимний период.

Нами методика моделирования, описанная в упомянутых работах, развивается путем использования в программе Surfbal детализированного модельного описания процессов впитывания влаги в почву в зимний период с учетом ее промерзания и оттаивания [Поздняков и др., 2019]. Прогнозные расчеты изменения питания подземных вод в конце XXI в. выполнены на примере водосборного бассейна р. Жиздра в Калужской области на

основе моделирования процессов трансформации влаги на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации. При этом моделирование сопряжено с результатами глобальных прогнозов по моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) из семейства CM15 путем использования генератора метеоусловий LARSWG5 [Semenov, Stratonovitch, 2010].

Объект исследований. Для анализа многолетней изменчивости питания подземных вод выбран водосбор р. Жиздра выше г. Козельск. Площадь водосбора составляет около 6000 км². На его территории расположена метеостанция I класса Сухиничи и стационарный гидрометрический пост Козельск с доступными данными наблюдений с 1930-х гг. В гидрогеологическом отношении эта территория принадлежит к юго-западной части Московского артезианского бассейна. Верхняя часть зоны интенсивного водообмена сложена надбюрским водоносным комплексом, взаимодействующим через слабопроницаемый верхнеюрский келловей-кимериджский горизонт с напорными водоносными горизонтами каменноугольного возраста. Питание подземных вод происходит за счет площадной инфильтрации атмосферных осадков, а местная разгрузка — в р. Жиздра и ее притоки. Рельеф территории достаточно расчлененный, что приводит к превышению отметок водоразделов над базисом дренирования до 50 м и более и глубокому залеганию уровня грунтовых вод на междуречных пространствах. Известно [Гринеvский, Новоселова, 2011], что на формирование питания существенно влияют ландшафтные условия на поверхности земли. В пределах рассматриваемого водосбора около 50% территории залесено, крупные антропогенные изменения естественных ландшафтов отсутствуют, а часть территории относится к национальному парку Угра. На площади бассейна отсутствуют централизованные крупные водозаборы подземных вод и гидротехнические сооружения, регулирующие сток рек. Таким образом, формирование поверхностного и подземного стока в исследуемом бассейне происходит с минимальным антропогенным вмешательством, поэтому его наблюдаемую изменчивость можно анализировать с позиций выявления влияния глобальных климатических изменений на сток в бассейне малой реки.

На рис. 1 приведены результаты анализа временной динамики подземного стока в бассейне р. Жиздра выше г. Козельск. Как следует из анализа рис. 1, оцененная двумя способами интегральная разгрузка подземных вод в р. Жиздра показывает весьма схожую тенденцию — достаточно стабильный период с конца 1930-х гг. до середины 1960–1970-х гг., затем существенный рост до конца XX в. и вариации в начале XXI в. На рис. 1 также вынесены значения годовой суммы осадков на метеостанции Сухиничи, для которых

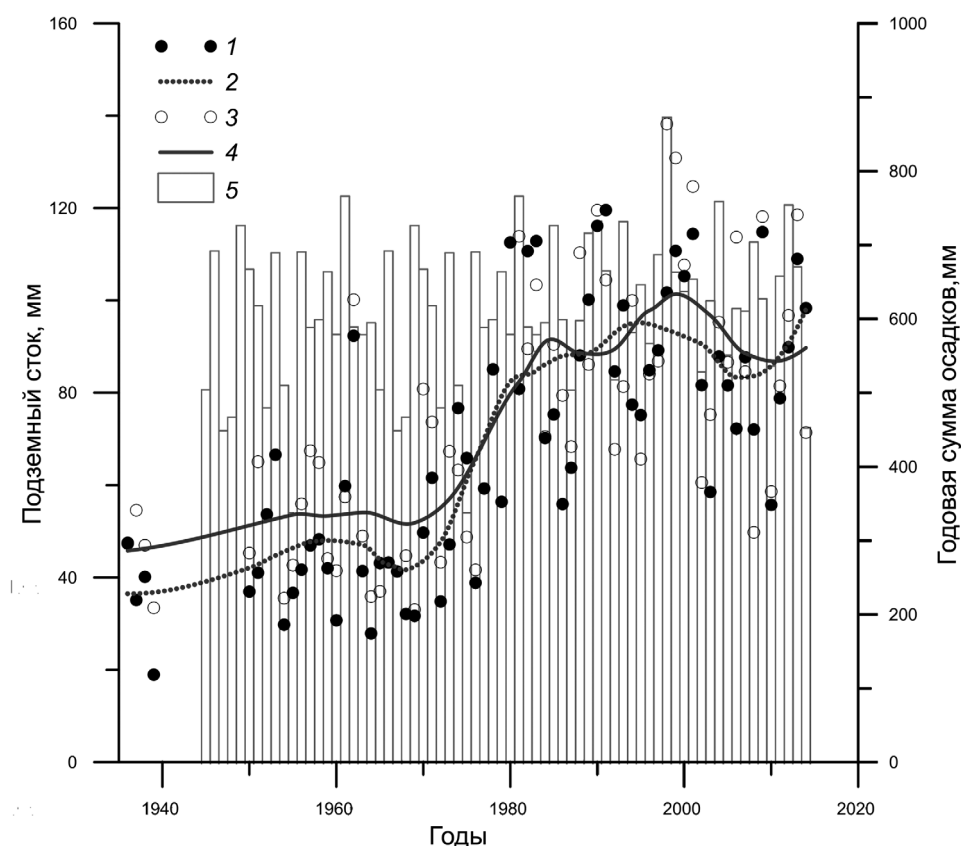


Рис. 1. Динамика подземного стока в р. Жиздра по данным расчленения внутригодовых гидрографов стока: 1 — подземный сток, рассчитанный как средний из минимальных 30-суточных расходов реки в летнюю и зимнюю межень; 2 — аппроксимация этого стока методом локальных полиномов; 3 — подземный сток, рассчитанный по путем расчленения гидрографа стока по Б.И. Куделину; 4 — аппроксимация этого стока методом локальных полиномов; 5 — значения годовой суммы осадков

подобная подземному стоку динамика изменения не проявляется. Это дает основание заключить, что основная причина наблюдаемой динамики подземного стока заключается в многолетней изменчивости ИП, связанной с внутригодовым перераспределением поступления влаги в почву за счет роста температуры [Гринеvский, Поздняков, 2017].

Методика моделирования. Модель формирования ИП состоит из двух взаимосвязанных расчетных модулей. В *первом модуле* моделируется трансформация атмосферной влаги на поверхности земли и выполняется расчет водного баланса в одномерной вертикальной колонке, верхняя условная граница которой соответствует кровле растительного покрова, а нижняя — поверхности почвы. В этом расчетном модуле вычисляется расход поступления влаги в зону аэрации, формирующийся с учетом неравномерности поступления осадков, процессов их задержания и испарения растительностью, условий снегонакопления и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, а также стокообразования. Численная реализация моделей этих процессов осуществлена в программном коде SurfBal [Гринеvский, Поздняков, 2010]. В текущую версию этого кода [Поздняков и др., 2019] для физически обоснованного моделирования впитывания влаги в зимний период добавлено моделирование процессов тепло-влажнопере-носа в верхней части зоны аэрации с расчетом фазового состава почвенной влаги в холодный период года. Это позволяет разделить поступление талой воды из снега на впитывание и поверхностное

стокообразование и вычислять впитывающую способность почвы, сравнивая ее с потоком влаги, поступающим из тающего снегового покрова.

Результаты моделирования водного баланса на поверхности земли определяют граничное условие на верхней границе *второго расчетного модуля*, представленного моделью одномерного вертикального влагопереноса от поверхности почвы с учетом испарения из почвы и транспирационного отбора влаги корнями растений, реализованной в широко известном программном коде HYDRUS-1D [Šimůnek et al., 2009]. При этом величина ИП оценивается как нисходящий поток влаги через нижнюю границу модели влагопереноса, где задается напор, отвечающий глубине залегания уровня грунтовых вод (УГВ) или условие гравитационного стекания влаги для случая его глубокого залегания. Использование одномерных моделей для количественной характеристики ИП в границах изучаемой территории осуществляется на основе ее районирования по комплексу метеорологических, ландшафтных и гидрогеологических факторов, в сочетании определяющих различия формирования ИП; при этом детальность такого районирования зависит от масштаба исследований [Гринеvский, Поздняков, 2010]. В рассматриваемых границах бассейна р. Жиздра метеорологические условия принимались постоянными, и для моделирования использованы многолетние ряды суточных величин осадков, минимальной, средней, максимальной температуры и влажности воздуха за период с 1945 по 2015 гг. по метеостанции г. Сухиничи.

В качестве основных факторов, определяющих неоднородность условий формирования ИП, рассматривались тип растительного и почвенного покрова, состав и строение верхней части зоны аэрации. Возможные сочетания этих характеристик определяют типичные для этой территории условия ИП, для которых проводится моделирование, и его результаты характеризуют соответствующие этим условиям ландшафты территории. По типу растительного покрова на рассматриваемой территории выделены закрытые залесенные участки («лес») и открытые площади с травянистой растительностью («поле»). В литологическом отношении выделены следующие типы разрезов: песчаный, супесчаный и суглинистый. Таким образом, сочетание двух типов участков и трех типов разрезов приводит к созданию шести типовых модельных профилей, для которых выполнен расчет ИП. В табл. 1 приведены доли площади исследуемого бассейна, относящиеся к каждому профилю.

Таблица 1

Распространение шести расчетных профилей для оценки ИП на площади исследуемого бассейна

Тип разреза	Доля общей площади бассейна	
	тип ландшафта	
	лес	поле
Песчаный	0,14	0,1
Супесчаный	0,21	0,36
Суглинистый	0,1	0,09

При моделировании влагопереноса важно учитывать различие водно-физических свойств почвенных слоев и материнских пород зоны аэрации, которые обусловлены процессами почвообразования и проявляются даже при однотипном литологическом составе, а в верхних почвенных горизонтах зависят также от типа растительности, развитой с поверхности [Гриневский, 2010]. В связи с этим разрез схематизирован тремя расчетными слоями: первый — верхние почвенные горизонты типа А; второй — иллювиальный горизонт типа В, а третий — материнские породы зоны аэрации. В модели влагопереноса для этих слоев задаются кривые зависимости высоты всасывания и коэффициента влагопереноса от влажности, описываемые уравнениями Ван-Генухтена [Šimůnek et al., 2009]. Параметры этих кривых рассчитаны на основе их корреляционных связей с показателями гранулометрического состава и плотностью пород из базы данных Почвенного института имени В.В. Докучаева для Калужской и сопредельных областей (URL:<http://egprp.esoil.ru/download.php>).

В используемой модели влагопереноса интенсивность транспирационного отбора влаги корнями растений по глубине зоны аэрации определяется в зависимости от влажности и распределения относительной плотности корней. При этом в расчетах использованы различные модели

корневых систем и параметры транспирационного отбора, характерные для древесной и травянистой растительности [Гриневский, 2011].

Как известно, среднемноголетнее ИП зависит от средней глубины залегания уровня грунтовых вод (УГВ) и достигает максимальных величин при его глубоком залегании. С позиций вертикального влагопереноса это означает, что между УГВ и приповерхностной зоной интенсивного изменения влажности формируется транзитная зона преимущественного гравитационного стекания влаги. Для оценки влияния будущих климатических изменений на питание величина максимального питания представляется наиболее удобным анализируемым параметром, так как она не зависит от неизвестного положения УГВ. Именно поэтому для каждого моделируемого разреза выбрана глубина расчетного профиля, равная 10 м, а на нижней его границе задается условие гравитационного стекания влаги [Šimůnek et al. 2009]. Расчетное питание для бассейна в целом оценивается после его моделирования для каждого из шести профилей путем осреднения с использованием весовых коэффициентов, приведенных в табл. 1.

Эпигнозное моделирование для периода 1945–2015 гг. Для эпигнозного моделирования выбран период с 1945 по 2015 г. Для каждого из шести типовых разрезов моделировались процессы трансформации влаги на поверхности и в зоне аэрации с суточным шагом изменения метеорологических граничных условий. Поскольку начальное распределение влажности и высоты всасывания неизвестно, то каждое моделирование выполнялось дважды — в первом варианте использовалось гидростатическое распределение высоты всасывания, затем полученное на конец расчетного периода (конец 2015 г.) распределение всасывающего потенциала использовали как начальное условие и делали повторный пересчет. Ежедневное питание подземных вод рассчитывалось, как поток через нижнюю границу модели, которое затем усреднялось до среднемесячных, среднегодовых и среднемноголетних значений. В процессе моделирования не выполняли калибровку параметров расчетных разрезов для получения соответствия модельного питания измеренному максимальному стоку, так как такая калибровка требует включения в общую модель геофильтрационного блока для расчета трансформации питания в сток в нестационарном многолетнем процессе. Тем не менее среднемноголетнее ИП по результатам моделирования составило 56 мм/год, в то время как среднемноголетний слой межennaleго стока, полученный по средним значениям из минимальных 30-суточных расходов реки в летнюю и зимнюю межень, составляет 67 мм/год. Разницу среднемноголетних величин питания и стока в пределах 20% в соответствии с целью работы можно считать допустимой. На рис. 2 показана временная динамика расчетного

питания подземных вод и слоя меженного стока, полученного по средним значениям минимального 30-суточного расхода реки в летнюю и зимнюю межень в течение эпигнозного периода (1945–2015 гг.).

На рис. 2 на фоне практически стационарных вариаций расчетного годового питания и фактического стока от середины 1940-х до начала 1980-х гг. виден период их увеличения в конце XX в. При этом заметна корреляция между пиковыми значениями питания и минимального стока. Достаточно неожиданной и пока труднообъяснимой оказалась закономерность, видимая из приведенного на рис. 2 сопоставления, которая показывает что амплитуда вариаций годового расчетного питания вполне соответствует амплитуде вариаций минимального слоя стока по фактическим данным. При этом коэффициент вариации минимального слоя стока по данным наблюдений равен 0,39, в то время значение как расчетного коэффициента вариации модельного питания составляет 0,41. Этот результат не согласуется с представлениями о «буферном» влиянии емкости геофильтрационного потока подземных вод, существенно сглаживающем вариации расхода разгрузки подземных вод в водотоки и водоемы по сравнению с вариациями ИП на междуречных пространствах [Pozdniakov, Shestakov, 1998].

Прогноз на вторую половину XXI в. Для прогноза изменения питания во второй половине XXI в. использован переход от прогнозного изменения параметров климата отдельных регионов, полу-

ченных при помощи глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), к прогнозным вероятностным рядам метеоусловий на поверхности земли с суточным разрешением. Для этого применен генератор метеоусловий LARSWG [Semenov, Stratonovitch, 2010], который позволяет генерировать метеоряды с суточным разрешением на основе заданных статистических характеристик многолетних наблюдений по конкретной метеостанции. В пятую версию этого генератора включена возможность не только генерировать метеоряд по данным наблюдений, но и учитывать прогноз изменения климата для исследуемого региона, выполненный при помощи 5-ти различных МОЦАО из 20 основных моделей, входящих в проект (CMIP5) сравнения различных МОЦАО, проведенного Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) [Semenov, Stratonovitch, 2015].

Известно, что климатические прогнозы при помощи МОЦАО выполняются для разных сценариев эмиссии парниковых газов в атмосферу. Учитывая, что последние данные о динамике климатических изменений указывают на то, что потепление к концу XXI в. ожидается выше, чем на 2 °C [Ratfery et al., 2017], для генерации прогнозных временных метеорядов выбран наиболее экстремальный сценарий развития, характеризующийся максимальным уровнем эмиссии парниковых газов RCP8.5 [Riahi et al., 2011]. В табл. 2 показаны результаты прогноза количества среднегоголетних осадков и температуры воздуха на основе 5-ти

климатических моделей, полученные для территории изучаемого бассейна на период 2060–2080 гг. при выбранном сценарии эмиссии.

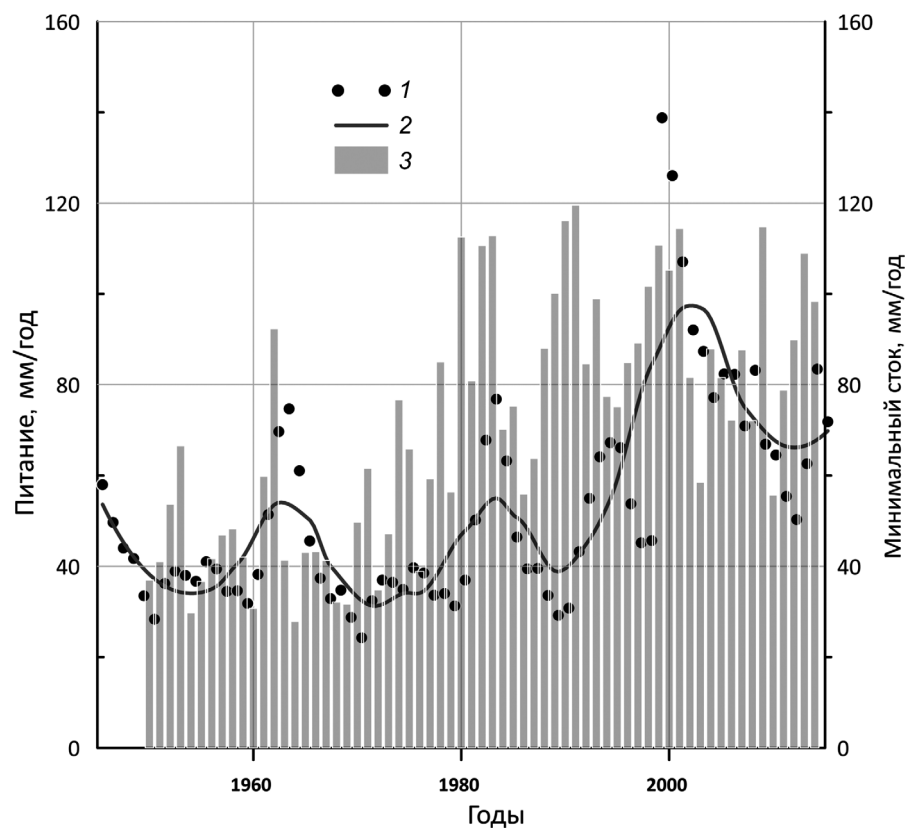


Рис. 2. Результаты эпигнозного моделирования питания подземных вод в пределах бассейна р. Жиздра: 1 — расчетное годовое питание; 2 — аппроксимация этого питания методом локальных полиномов; 3 — подземный сток, рассчитанный как средний из минимальных 30-суточных расходов реки в летнюю и зимнюю межень

Таблица 2

Характеристики прогнозов на 2060–2080 гг., полученных на основе выбранных МОЦАО при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP8.5

Номер п/п	Модель	Страна или группа стран создателей	Прогноз на 2060–2080 гг. для бассейна Жиздры	
			годовая сумма осадков, мм	среднегодовая температура воздуха, °C
1	EC-EARTH	Европа	705	8,5
2	GFDL-CM3	США	725	11,3
3	HadGEM2-ES	Великобритания	540	10,8
4	MIROC5	Япония	690	10,4
5	MPI-ESM-MR	Германия	720	7,2
6	Исходный ряд 1945–2015 гг.		617	5,2

На рис. 3 изображены изменения температуры воздуха и коэффициента изменения осадков по пяти использованным МОЦАО по сравнению с исходным метеорядом на станции Сухиничи. Из анализа рис. 3 и данных табл. 2 следует, что все модели прогнозируют рост температуры воздуха и только одна из пяти моделей прогнозирует уменьшение количества осадков к концу XXI в.

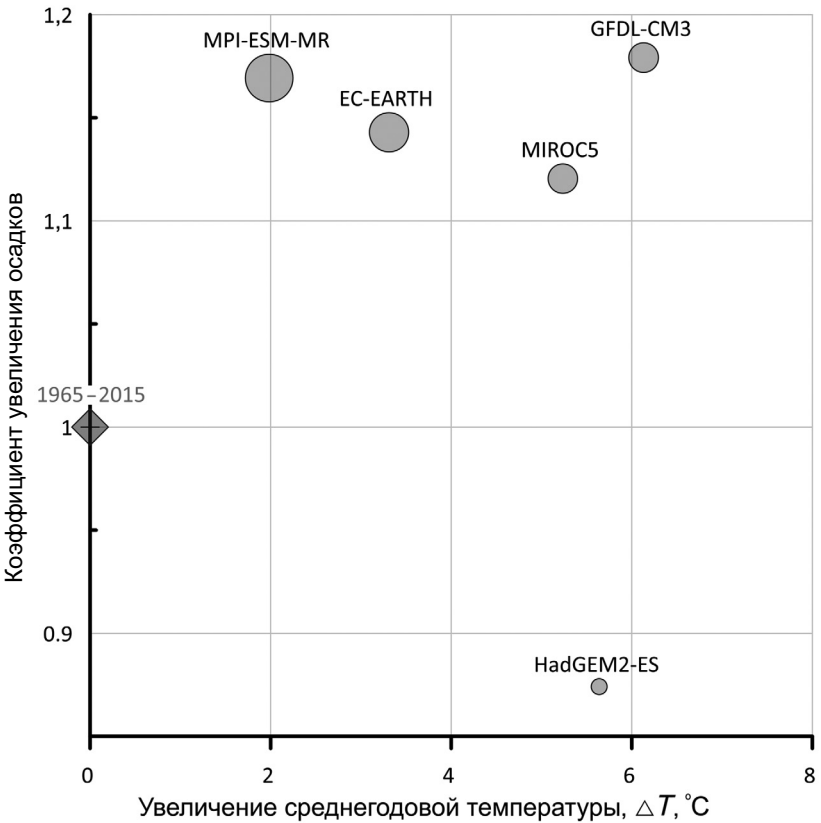
Для каждой модели были сгенерированы временные ряды продолжительностью 100 лет. Выбор такого длинного периода объясняется необходимостью получить по ним устойчивые среднегодовые значения. Сгенерированные временные ряды для каждой МОЦАО использованы как входные метеорологические условия на поверхности земли, при которых выполнено описанное в предыдущих

разделах моделирование ИП подземных вод. Результаты этого моделирования показывают, что все используемые модели предсказывают существенные изменения условий трансформации осадков на поверхности. На рис. 4 показана полученная по результатам моделирования связь двух важных показателей, определяющих баланс влаги на поверхности земли со среднегодовой температурой: среднегодовой потенциальной эвапотранспирации, рассчитанной по зависимости Прислей-Тейлора, и максимального запаса влаги в снегу в зимний период.

Результаты, показанные на рис. 4, свидетельствуют о прогнозируемом увеличении потенциальной эвапотранспирации до 200 мм/год по сравнению с эпигнозным периодом, что приведет к увеличению летнего отбора влаги корнями растений и физического испарения с поверхности почвы. В то же время, как следует из рис. 4, накопленные влаготазасы в снежном покрове существенно (в 2 раза и более) уменьшаются. Это приведет к изменению динамики накопления и расходования влаги на поверхности земли в зимний период за счет эпизодического таяния снега в течение всего холодного периода, а не только в начале апреля, как это происходит в настоящее время.

На рис. 5 график, приведенный на рис. 2, дополнен средними за весь период прогнозного моделирования расчетными величинами среднегодового ИП, полученными на основе всех 5-ти прогнозных моделей, которые отнесены к середине прогнозного интервала — к 2070 г.

Рис. 3. Изменение среднегодовой температуры и суммы годовых осадков по отношению к исходному ряду в период 2060–2080 гг. при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP8.5. Надписи над символами — название модели для прогнозного ряда и период осреднения для наблюдаемого ряда. Размеры символов масштабированы пропорционально значению коэффициента увлажнения (соотношение среднегодовых величин осадков и потенциальной эвапотранспирации)



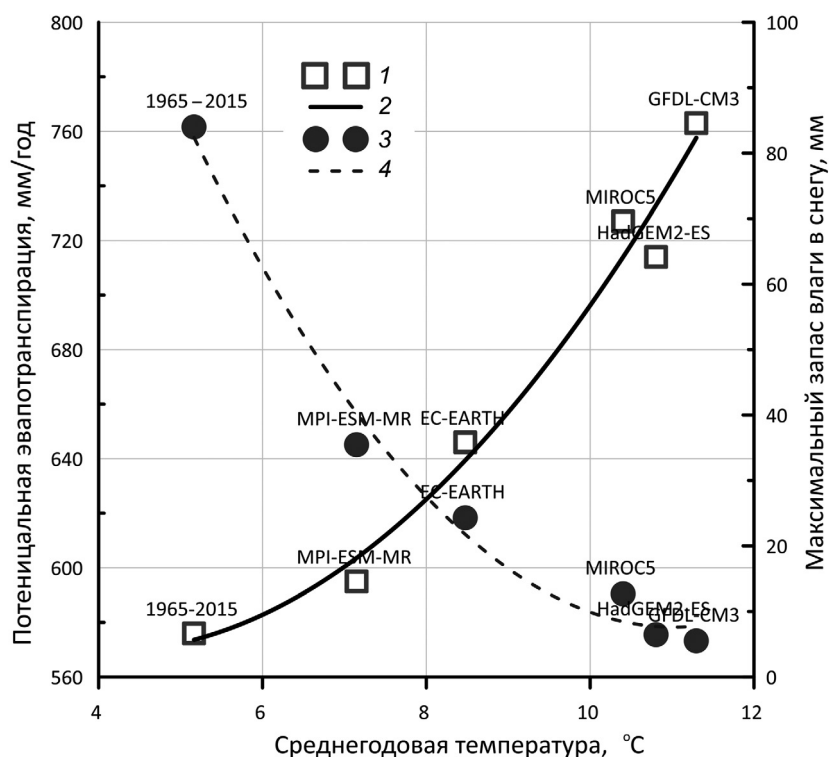


Рис. 4. Зависимость расчетной потенциальной эвапотранспирации и максимального среднегодового запаса влаги в снегу от среднегодовой температуры: 1 — потенциальная эвапотранспирация; 2 — ее аппроксимация полиномом 2-й степени; 3 — запас влаги в снегу; 4 — его аппроксимация полиномом 2-й степени. Надписи над символами — название модели или продолжительность эпигнозного периода, для которого выполнено осреднение

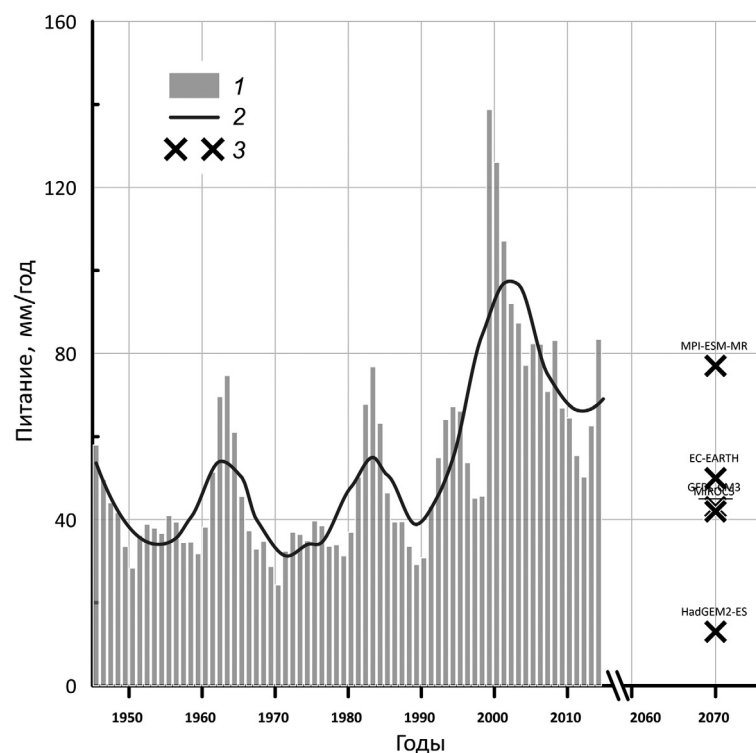


Рис. 5. Результаты прогнозного моделирования питания подземных вод в пределах бассейна р. Жиздра: 1 — расчетное среднегодовое питание в эпигнозный период; 2 — аппроксимация этого питания методом локальных полиномов; 3 — расчетное среднегодовое питание для 5 прогнозных моделей за период 2060–2080 гг.

Из анализа рис. 5 следует, что из 5-ти прогнозных моделей 3 дали достаточно близкие значения прогнозного инфильтрационного питания, а 2 — значения, отличающиеся от них в большую и меньшую сторону. При этом разница максимального (модель MPI-ESM-MR) и минимального (модель HadGEM2-ES) прогнозного среднегодового питания соизмерима с амплитудой вариации питания в эпигнозный период 1945–2015 гг.

Для выявления факторов, влияющих на прогнозируемое изменение ИП, на рис. 6 показана зависимость изменения среднегодового прогнозного питания по сравнению с питанием в эпигнозный период Δw от расчетного коэффициента увлажнения, значение которого для каждой прогнозной модели рассчитывается как отношение среднегодовых величин осадков к потенциальной эвапотранспирации по Прислей — Тейлору.

Из анализа рис. 6 следует, что между изменением питания и значениями коэффициента увлажнения существует практически линейная связь, показывающая увеличение питания с повышением значения коэффициента увлажнения. Подобная связь согласно рис. 6 прослеживается и с влагозапасами в снегу. Из 5-ти рассматриваемых моделей именно модель MPI-ESM-MR, прогнозирующая максимальную величину Δw характеризуется не только максимальным коэффициентом увлажнения, но и прогнозирует максимальную величину влагозапаса в снегу. Максимальное уменьшение питания (отрицательная величина Δw) прогнозирует модель HadGEM2-ES, показывающая также минимальные значения коэффициента увлажнения и влагозапасы снега. Таким образом, прогнозные коэффициент увлажнения и влагозапасы снега в рассматриваемых условиях — основные факторы, определяющие прогнозируемое изменение питания подземных вод.

Заключение. Анализ многолетней динамики минимального стока р. Жиздра в период с середины 1930-х гг. XX в. до настоящего времени подтвердил неоднократно

отмечаемую разными авторами тенденцию к увеличению минимального стока рек ЕТР в последней четверти XX в. Эпигнозное моделирование ИП подземных вод для исследуемого бассейна показывает, что этот рост может быть интерпретирован как увеличение подземного стока в реку, вызванное увеличением в этот период инфильтрационного питания на междуречных пространствах.

Данные исследований позволяют сделать выводы о перспективности рассмотренного подхода использования прогнозных результатов, полученных при помощи глобальных МОЦАО, для анализа процессов формирования питания подземных вод путем моделирования трансформации влаги на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации. Именно такой подход позволяет выявлять, как тенденции прогнозируемых климатических изменений трансформируются в изменения водного баланса на поверхности земли в зоне аэрации, приводящие к изменению питания подземных вод, а также оценивать чувствительность расчетных изменений питания к параметрам прогнозных климатических моделей.

Моделирование изменения питания подземных вод для 5-ти выбранных МОЦАО показало, что во второй половине XXI в. на исследуемой территории существенно изменятся условия трансформации осадков на поверхности водосборного бассейна и в зоне аэрации. Эти изменения связаны с увеличением потенциальной эвапотранспирации и как следствие с увеличением испарения с поверхности и транспирации в теплый период года, а также с изменением процессов накопления и таяния снега в холодный период года, что приведет к уменьшению влагозапаса в снегу и изменению сроков и продолжительности снеготаяния. В той или иной степени прогноз при помощи каждой рассмотренной МОЦАО включает упомянутые выше увеличение потенциальной эвапотранспирации и уменьшение влагозапаса в снегу, так как все модели прогнозируют рост среднегодовой температуры воздуха.

Результаты моделирования также показывают, что изменение среднегогодового прогнозного питания подземных вод по отношению к среднегогодовому питанию в эпигнозный период увеличивается пропорционально увеличению расчетных значений коэффициента увлажнения и

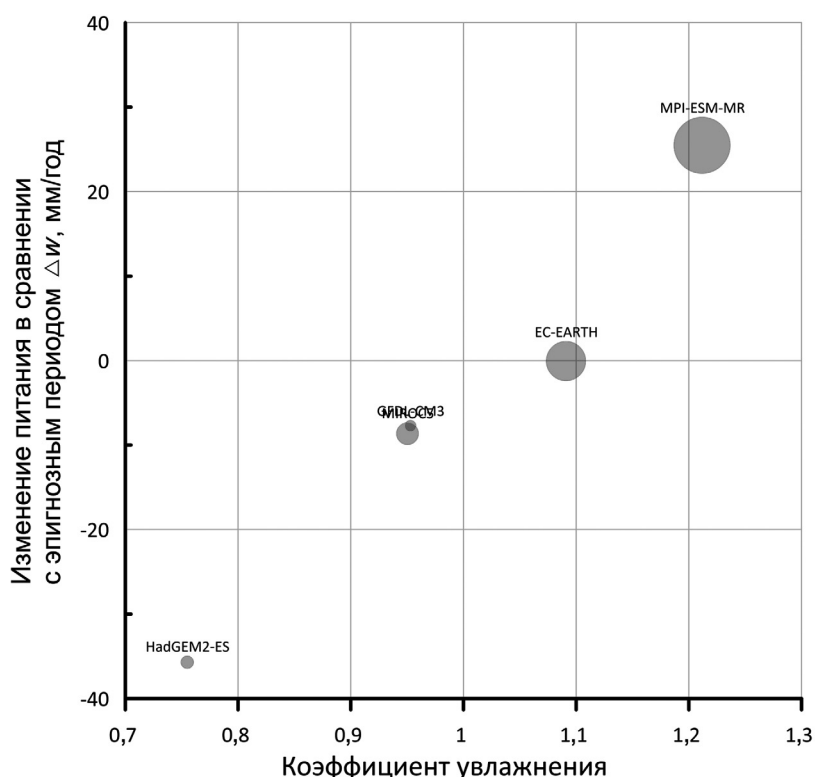


Рис. 6. Зависимость между прогнозными величинами изменения среднегогодового питания и коэффициента увлажнения. Надписи над символами — названия моделей из табл. 2, символы масштабированы по величине максимального среднегогодового влагозапаса в снегу

влагозапаса в снегу, полученных на основе разных прогнозных МОЦАО.

Тем не менее различия между результатами моделирования питания, полученными на основе генерации рядов осадков, и для значений температуры для разных прогнозных МОЦАО все еще слишком велики, чтобы давать на их основе достоверные прогнозы изменения ИП подземных вод во второй половине XXI в. Различие прогнозных изменений ИП, полученных на основе 5-ти выбранных климатических моделей, составляет около 65 мм/год, причем модель MPI-ESM-MR дает увеличение питания более чем на 30 мм/год, модель HadGEM2-ES показывает уменьшение питания на 30 мм/год, а оставшиеся 3 модели прогнозируют уменьшение питания меньше чем на 10 мм/год. Такой разброс результатов связан с тем, что, несмотря на то что все выбранные модели прогнозируют увеличение температуры, различие количества прогнозных осадков и значений коэффициента увлажнения между ними все еще слишком велико, а, как показали наши исследования, именно прогнозное изменение значений коэффициента увлажнения наиболее существенно влияет на изменение питания подземных вод.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 16-17-10187).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д. и др. Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 75–85.
- Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Джамалов Р.Г. Изменение водного баланса крупных речных бассейнов европейской части России // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2018. № 4. С. 36–47.
- Гринеvский С.О. Схематизация строения и параметров зоны аэрации для моделирования инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 56–67.
- Гринеvский С.О. Моделирование поглощения влаги корнями растений при расчетах влагопереноса в зоне аэрации и инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 3. С. 41–52.
- Гринеvский С.О., Новоселова М.В. Закономерности формирования инфильтрационного питания подземных вод // Водн. ресурсы. 2011. Т. 38, № 2. С. 169–180.
- Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водн. ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.
- Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 42–50.
- Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Телегина Е.А. Изменение зимнего стока рек европейской части России // Водн. ресурсы. 2015. Т. 42, № 6. С. 581–588.
- Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Рец Е.П., Бугров А.А. Особенности формирования современных ресурсов подземных вод европейской части России // Водн. ресурсы. 2015. Т. 42, № 5. С. 457–466.
- Поздняков С.П., Гринеvский С.О., Дедюлина Е.А., Кореко Е.С. Чувствительность моделирования сезонного промерзания к расчетной модели теплопроводности снежного покрова // Снег и лед. 2019. № 1.
- Grinevskiy S.O., Pozdniakov S.P. The use of hydrus-1d for groundwater recharge estimation in boreal environments // Proceed. of the 4th Intern. Conference «HYDRUS Software Applications to Subsurface Flow and Contaminant Transport Problems», March 21–22, 2013. Dept. of Soil Science and Geology, Czech University of Life Sciences Prague, Czech Republic, 2013.
- Leterme B., Mallants D., Jacques D. Sensitivity of groundwater recharge using climatic analogues and Hydrus-1d // Hydrology and Earth System Sci. 2012. Vol. 16. P. 2485–2497. <http://doi.org/10.5194/hess-16-2485-2012>
- Lu X., Jin M., van Genuchten M.Th., Wang B. Groundwater recharge at five representative sites in the Hebei Plain of china: case study // Ground Water. 2011. Vol. 49, N 2. P. 286–294.
- Pozdniakov S.P., Shestakov V.M. Analysis of groundwater discharge with a lumped-parameter model, using a case study from Tajikistan // Hydrogeol. J. 1998. Vol. 6, N 2. P. 226–232.
- Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Y., Grinevskiy S.O. Estimation of groundwater recharge by flow in vadose zone simulation at the watershed with different landscapes and soil profiles // Engineer. Geol. and Hydrogeol. Bulgarian academy of Sciences. 2015. N 29. P. 47–58.
- Raftery A.E., Zimmer A., Frierson D.M.W., Startz R. et al. Less than 2 degrees C warming by 2100 unlikely // Nature Climate Change. 2017. 07.31. (online).
- Riahi K., Rao S., Krey V. et al. Scenario of Comparatively High Greenhouse Gas Emissions. Climatic Change. 2011. Vol. 109, N 33. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>.
- Semenov M.A., Stratonovitch P. Adapting wheat ideotypes for climate change: accounting for uncertainties in CMIP5 climate projections // Climate Res. 2015. Vol. 65. P. 123–139. <http://doi.org/10.3354/cr01297>.
- Semenov M.A., Stratonovitch P. The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change // Climate Res. 2010. Vol. 41. P. 1–14.
- Šimůnek J. Estimating groundwater recharge using HYDRUS-1D // Engineering geology and Hydrogeology. Bulgarian academy of Sciences. 2015. N 29. P. 25–36.
- Šimůnek J., Šejna M., Saito H. et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 4.08. // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside, 2009. 296 p.

Поступила в редакцию 25.10.2018

Поступила с доработки 02.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК [550.837.311 + 550.837.81+550.834.5]

В.А. Куликов¹, С.А. Аношина², А.А. Бобачев³, А.В. Соловьева⁴,
А.М. Турчков⁵, А.Г. Яковлев⁶

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗОВОГО ТЕЛА В КАЛУЖСКОЙ ОБЛАСТИ

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

ООО «Северо-Запад». 117545, Москва, 1-й Дорожный проезд, д. 9, стр. 1, офис 2

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

LTD «Nord-West». 117545, Moscow, 1st Road passage, house 9, building 1, office 2

Описаны комплексные геофизические исследования, выполненные над озовым телом в Калужской области. В частности, изучена аномалия кажущейся поляризуемости. Комплексная интерпретация геофизических данных, сопоставление с результатами бурения, а также данные измерений на образцах керна позволили уточнить природу аномалии и подтвердить наличие в пределах отложений песчано-гравийной смеси участков с высоким процентным содержанием гравия и гальки магматического происхождения, которые характеризуются повышенными значениями электрической поляризуемости.

Ключевые слова: электроразведка, вызванная поляризация, ледниковые отложения, песчано-гравийная смесь.

This paper describes complex geophysical studies conducted on an asar body in the Kaluga region. In particular, the anomaly of the apparent polarizability is studied. Complex interpretation of geophysical data, comparison with drilling results, as well as measurements on drill samples made it possible to define the nature of the anomaly and confirm the presence of areas with a high percentage of magmatic gravel and cobble within the sand-gravel deposit, which are characterized by high values of electrical polarizability.

Key words: electrical exploration, induced polarization, glacial deposits, sand-gravel mixture.

Введение. В середине 1990-х гг. во время проведения первых учебных практик на полигоне «Александровка» геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в Юхновском районе Калужской области геофизическими методами было выявлено крупное песчаное тело в районе урочища Косая Гора [Алексеев, 1996]. Бурение нескольких шнековых скважин (рис. 1) позволило установить, что тело имеет мощность 10–15 м и расположено внутри моренных отложений. Для более надежной идентификации моренных суглинков и песков в образцах, отобранных из шнековых скважин, использовался ситовой гранулометрический анализ.

Результаты бурения показали (рис. 2), что в подошве песков в наиболее прогнутых участках фиксируется пачка галечников или песка с галькой и валунами (скважины № 10, 12). Сверху в некоторых местах пески перекрыты тонким (до

4 м) слоем верхней морены или надморенными песками, образующими здесь сплошной покров. Ширина песчаного тела, прослеженная скважинами и геофизическими методами, вдоль дороги Беляево-Александровка составила около 1 км (рис. 3, а). Скважины № 9, 11, 13, пробуренные в стороне от дороги, не вышли из песчаного тела, причем в скважине № 9 зафиксирована максимальная мощность песка. Особенности строения песчаного тела указывают на то, что оно сложено потоковыми флювиогляциальными отложениями.

Материалы и методы исследований. В 2017 г. изученное ранее песчаное тело было пересечено во время проведения комплексных геофизических работ по региональному профилю № 2 (рис. 3, б). По результатам применения метода ВЭЗ определены его границы. На одном участке профиля в центральной части песчаного тела по результатам

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: vic@nw-geo.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; e-mail: anoshinas21@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, канд. физ.-мат. н.; e-mail: bobachev@gmail.com

⁴ ООО «Северо-Запад», геофизик, канд. геол.-минер. н.; e-mail: nastya_soloway@rambler.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ассистент; e-mail: turchkov@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, канд. физ.-мат. н.; e-mail: mail@nw-geophysics.com

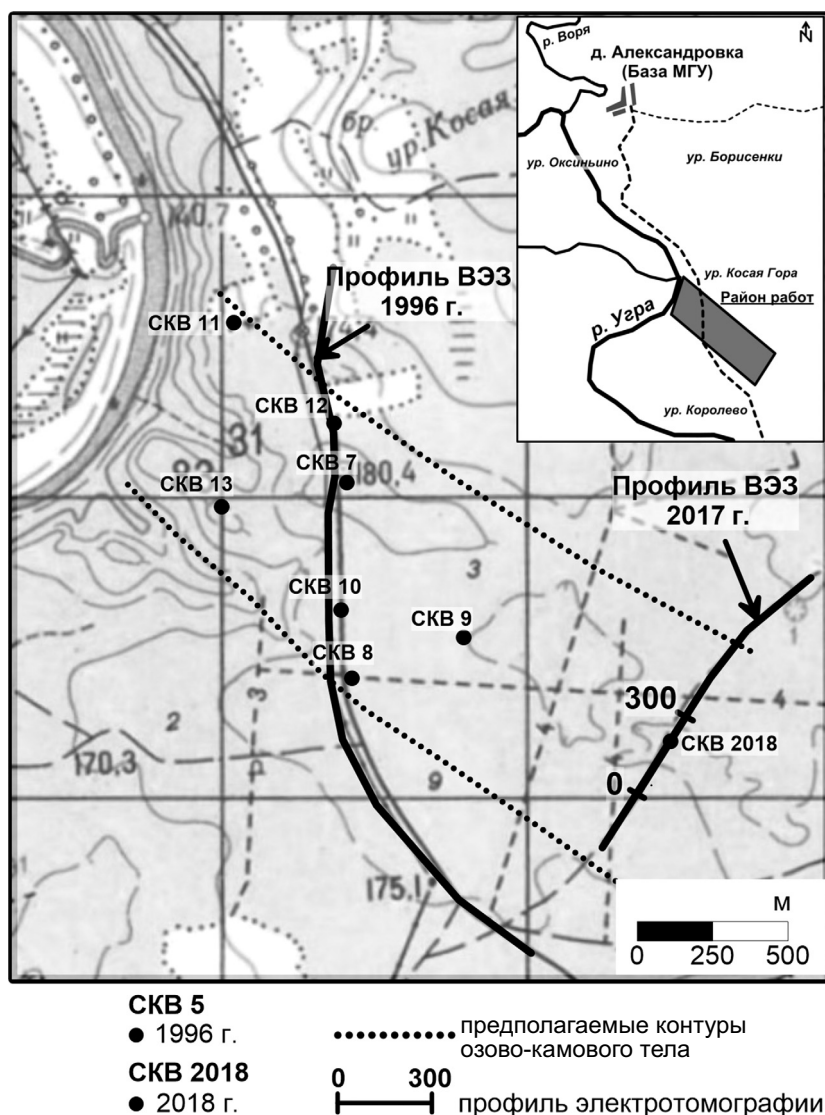


Рис. 1. Расположение профилей работ методами ВЭЗ, ЭТ, а также скважин в 1996 г. и 2018 г.

электроразведки выявлена интенсивная локальная аномалия кажущейся поляризуемости (рис. 4, б). Для уточнения причины возникновения аномалии на этом участке длиной 300 м были проведены детальные работы методом электротомографии с измерением полного спада поля вызванной поляризации, а также сейсмические работы методом ОГТ и пробурена скважина глубиной 30 м с отбором керна. Рассмотрим результаты детальных геофизических работ и бурения.

Электроразведка. Электроразведочные зондирования выполняли с помощью симметричной четырехэлектродной установки Шлюмберже (AMNB). Разносы питающей линии, размеры приемных линий и шаг по профилю были подобраны таким образом, чтобы одни и те же места многократно использовались для заземления приемных и питающих электродов, что позволяет рассматривать эту методику измерений как вариант электротомографии и использовать в дальнейшем для интерпретации двумерную автоматическую инверсию. Максимальный разнос установки АВ/2 — 105 м.

В питающую линию с помощью генератора тока ВП-1000 («ЭЛГЕО», г. Санкт-Петербург) подавался разнополярный прямоугольный импульс с паузой (2 с — импульс, 2 с — пауза). На приемной линии с

помощью 8-канального регистратора «ИМВП-8» (ООО «Северо-Запад», г. Москва) фиксировали полный сигнал, из которого с помощью специальных программ обработки рассчитывали кажущееся сопротивление (ρ_k) и кажущуюся поляризуемость $\eta_k = (U_{вп} / U_{пр}) \cdot 100\%$ на нескольких задержках.

Сейсморазведка. Сейсморазведочные работы методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) были проведены по методике продольного профилирования по системе встречных и нагоняющих годографов с регистрацией поперечных волн горизонтальной поляризации (SH) по схеме Y-Y.

Схема наблюдений Y-Y реализуется таким образом, чтобы возбуждение и прием колебаний происходили в плоскости, перпендикулярной оси профиля. При такой методике возбуждаются и принимаются преимущественно поперечные волны горизонтальной поляризации (SH-волны).

Для возбуждения поперечных волн горизонтальной поляризации (SH-волн) использовали

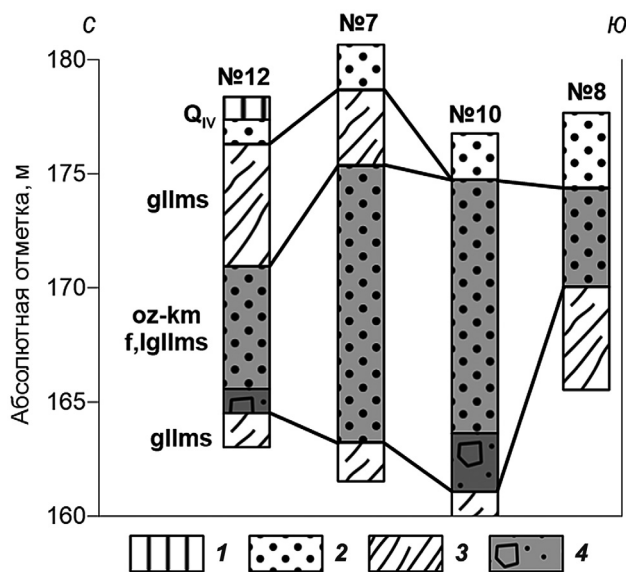


Рис. 2. Разрезы шнековых скважин в 1996 г.: 1 — почвенный слой; 2 — пески, 3 — суглинки, 4 — песчано-гравийные отложения

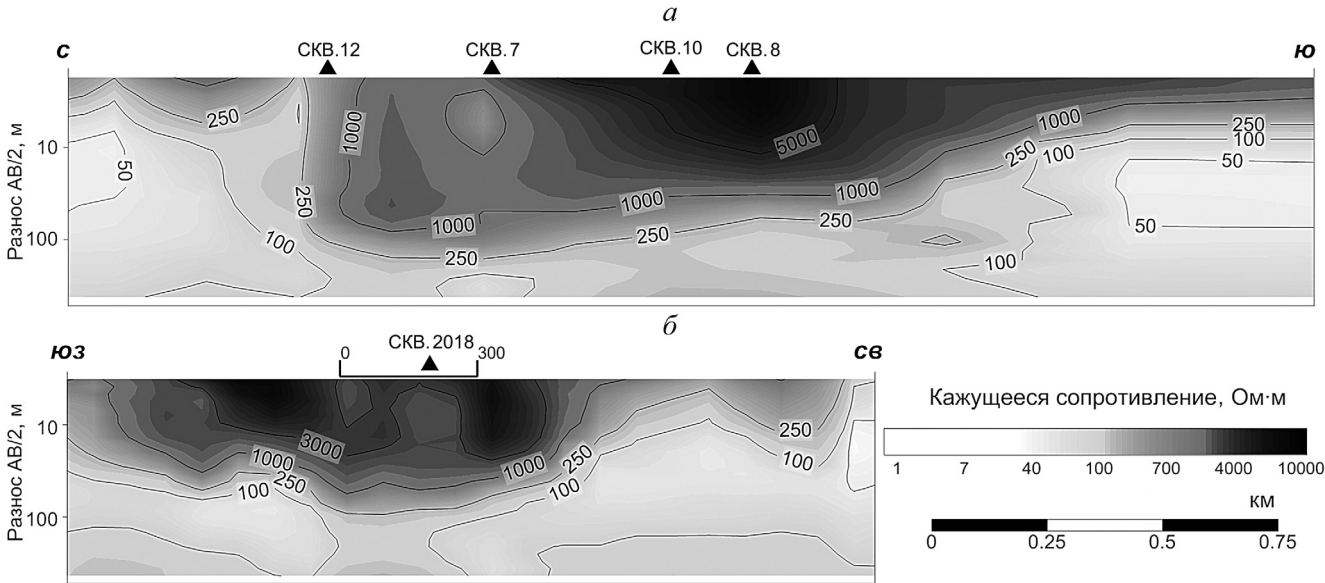


Рис. 3. Псевдоразрезы кажущихся сопротивлений по профилям ВЭЗ 1996 г. (а) и 2017 г. (б)

удары молотком массой 1 кг по наклонно установленному в грунт деревянному черенку.

Прием колебаний осуществлялся с помощью электродинамических сейсмоприемников GS-20DX с горизонтальной (Y-компонента) осью максимальной чувствительности. Сейсмоприемники GS-20DX обладают частотной характеристикой с собственной частотой 10 Гц, которая обеспечивает равномерность в полосе частоты 10–500 Гц, что позволяет принимать в неис-

каженном виде колебания от описанного выше источника продольных волн. Шаг по пунктам возбуждения и приема составлял 2 м, по общим глубинным точкам — 1 м.

В качестве регистрирующей аппаратуры для производства сейсморазведочных работ использовали 48-канальную цифровую сейсморазведочную станцию «ЭЛЛИСС-3» (ООО «Геосигнал», г. Москва). Формат записи — SEG-Y, шаг дискретизации — 0,5 мс; время записи — 511,5 мс.

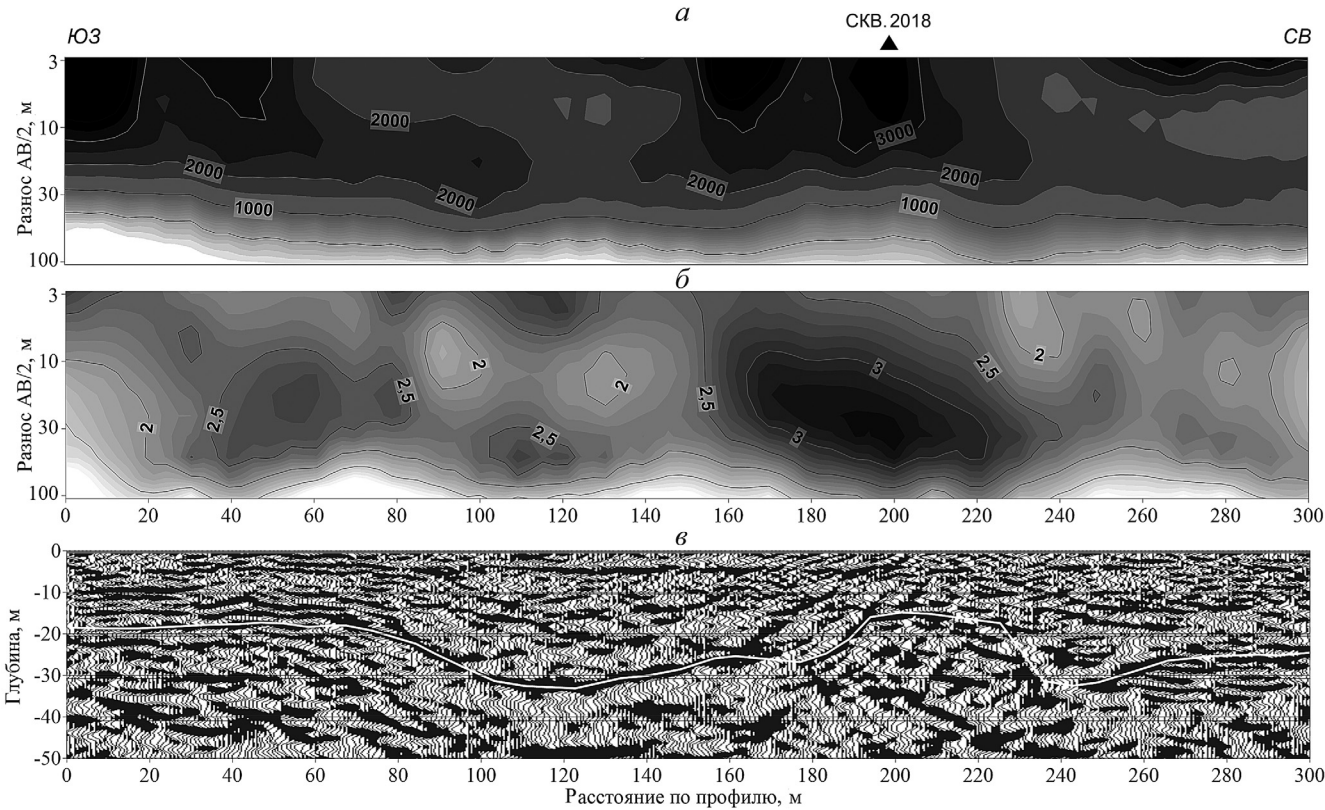


Рис. 4. Псевдоразрезы кажущегося сопротивления (а), кажущейся поляризуемости на задержке 0,1 с по данным электротомографии (б) и глубинный сейсмический разрез по данным ОГТ (в)

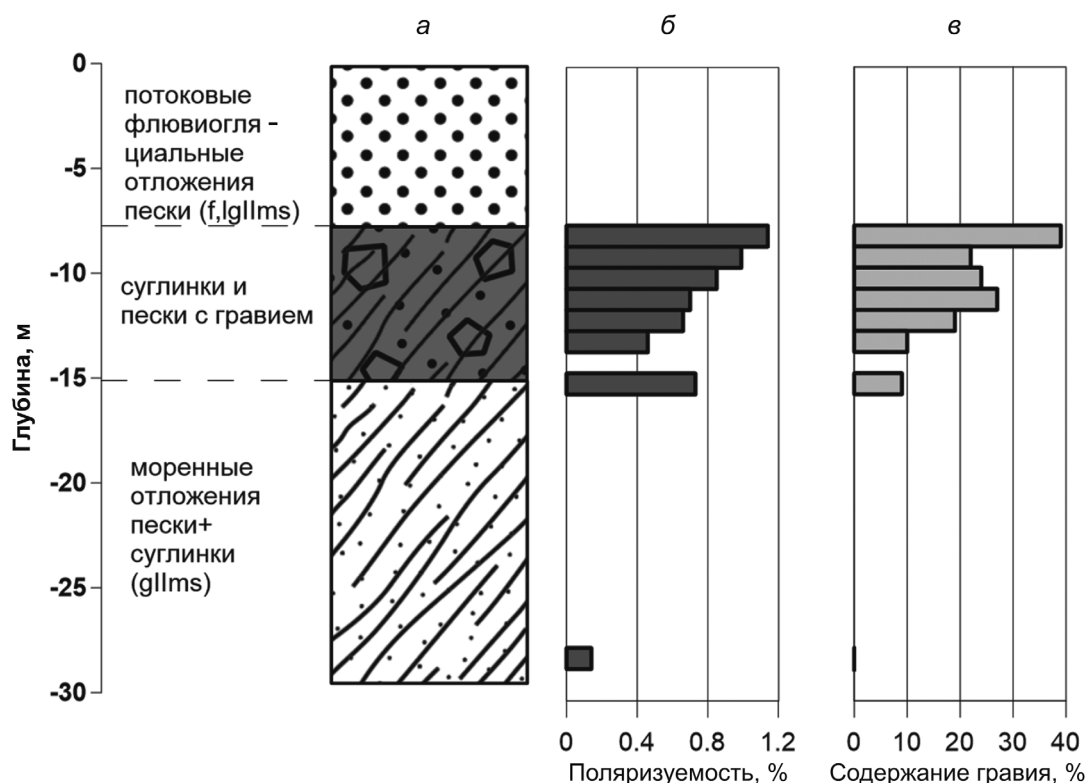


Рис. 6. Литологическая колонка по скважине 2018 г. (а) и результаты лабораторных измерений образцов керна: б — поляризуемость, в — содержание гравия по результатам гранулометрического анализа

мощность зафиксирована над трапециеобразной структурой на участке профиля 180–200 м. На модель распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) пунктирной линией (рис. 5, б) вынесена граница подошвы песчаного тела, построенная по результатам ОГТ, которая практически совпадает с нижней границей высокоомного слоя по изолинии $\rho_k=300$ Ом·м.

На рис. 5, в показана глубинная поляризационная модель, построенная по данным кажущейся поляризуемости на задержке 0,1 с. На ней можно выделить несколько локальных областей, в пределах которых отмечена повышенная электрическая поляризуемость пород. Самые высокие значения поляризуемости ($\eta > 2\%$) относятся к участку профиля 190–230 м, к кровле трапециеобразной структуры, выделенной по результатам ОГТ и характеризующейся низкими значениями УЭС (рис. 5, б). Глубина, на которой фиксируются максимальные значения поляризуемости, составляет 10–15 м.

Обобщив данные по всему профилю и по всем разностям, можно сказать, что спад поля ВП носит быстрый характер. Максимум производной (T_0) кривой спада приходится на времена 5–30 мс. В районе интенсивной аномалии (участок профиля 190–230 м) спад поля ВП замедляется, значения T_0 увеличиваются до 100–200 мс.

Для уточнения природы комплексной геофизической аномалии в районе 200 м на профиле была пробурена разведочная скважина глубиной

30 м. Литологический разрез по скважине 2018 г. приведен на сейсмических и электроразведочных разрезах.

Результаты бурения скважины в 2018 г. По результатам бурения разрез в центре аномалии выглядит следующим образом: 0–8 м — мелкозернистый песок; 8–15 м — смесь песка и суглинка с включениями гравия; 15–30 м — моренные отложения, представленные суглинками с отдельными прослоями песка. Уровень грунтовых вод (УГВ) находится на глубине около 9 м.

Для отдельных образцов керна, отобранных преимущественно из горизонта, характеризующегося высокой поляризуемостью, был выполнен ситовой гранулометрический анализ и проведены петрофизические измерения вызванной поляризации в лабораторных условиях. Результаты измерений на керне приведены на рис. 6, б, в.

Высокие значения поляризуемости наблюдаются для образцов керна, относящихся к интервалу глубины 8–15 м, который представлен песчано-гравийной смесью с содержанием гравия от 20 до 40%. Образец с самым высоким содержанием гравия (38%) имеет поляризуемость 1,2%, образцы с содержанием гравия около 20% характеризуются значениями $\eta \approx 0,7 \div 1,1\%$ (рис. 6, в). В залегающих ниже моренных суглинках поляризуемость уменьшается до фоновых значений (0,4–0,6%).

Итоговая геолого-геофизическая модель. Результаты наземных геофизических работ и измерений на образцах керна, а также материалы

исследований 1996 г. на рассматриваемом объекте позволяют построить прогнозную геолого-геофизическую модель вдоль профиля № 1 (рис. 5, з).

Профиль длиной 300 м расположен в пределах крупного песчаного тела, образованного потоковыми флювиогляциальными отложениями. Суммарная мощность песчаных отложений вдоль профиля изменяется от 20 до 30 м. Минимальная мощность песков фиксируется на юго-западном фланге профиля, максимальная на участках 100–140 и 240–250 м. Уровень грунтовых вод находится на глубине ~10 м от поверхности. Удельное электрическое сопротивление сухих песков составляет $n \cdot 10^3$ Ом·м. Ниже уровня УГВ происходит понижение сопротивления песчаной толщи до 500–1000 Ом·м. Пески подстилаются моренными суглинками, которые характеризуются низкими значениями удельного сопротивления — 50–100 Ом·м.

На участке профиля 180–240 м в разрезе присутствует неоднородность, которая проявляется на сейсмическом разрезе в виде нарушения горизонтальной слоистости отражающих горизонтов (рис. 5, а). По результатам электротомографии область неоднородности характеризуется низкими значениями сопротивления (рис. 5, б), а к ее кровле приурочена зона повышенных значений поляризуемости (рис. 5, в).

Результаты разведочного бурения в центре аномалии показали, что низкие величины сопротивления связаны с моренными суглинками, которые на этом участке образуют структуру внедрения типа гляциодиапира [Лаврушин, 1976]. Повышенные значения поляризуемости связаны с горизонтом песчано-гравийной смеси, расположенным непосредственно над слоем суглинков в интервале глубин 8–13 м, что подтверждается лабораторными измерениями ВП на образцах керн.

Заключение. Несколько лет назад группой сотрудников и аспирантов кафедры геофизики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова было выдвинуто предположение, что

в пределах отложений песчано-гравийной смеси участки с высоким процентным содержанием гравия магматического происхождения (20–50%) характеризуются повышенными значениями электрической поляризуемости. Это предположение возникло вследствие обобщения результатов электроразведочных работ, выполненных на месторождениях и рудопроявлениях ПГС на территории Калужской области [Куликов и др., 2016]. Повышенный уровень ВП связан, по нашему мнению, с включениями электропроводящих минералов в гравийной фракции.

Общеизвестно, что при увеличении процентного содержания гравия увеличивается УЭС песчано-гравийной смеси. Например, для сухих смесей типично увеличение с $\rho=500 \div 1000$ над песками до $\rho=2000 \div 3000$ Ом·м над богатыми ПГС. Учитывая логнормальный характер распределения УЭС, такие изменения на результатах зондирований будут приводить к аномалиям кажущегося сопротивления в 10–15%.

В качестве дополнительного поискового критерия мы предлагаем рассматривать положительные аномалии кажущейся поляризуемости. Преимущество комплексного анализа двух параметров заключается в том, что уровень поляризуемости над областями с высоким содержанием гравия может отличаться от фоновых значений над остальной частью ПГС в 1,5–2 раза.

Это предположение неоднократно подтверждено результатами детальных электроразведочных работ методом электротомографии с измерением вызванной поляризации и петрофизическими измерениями на образцах ПГС [Куликов и др., 2016, 2017].

Представленные результаты комплексных геофизических работ по изучению контрастной аномалии ВП, выявленной на левобережье р. Угра, еще раз подтвердили выводы, сделанные ранее. Высокие значения поляризуемости связаны с линзой богатой песчано-гравийной смеси (содержание гравия 20–40%), локализованной на глубине 8–13 м в кровле локальной гляциопротрузии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Шик С.М., Кабанов П.Б. Геологическое строение участка «Александровка». М.: МГУ, 1996. 68 с.

Куликов В.А., Аношина С.А., Соловьева А.В., Яковлев А.Г. Использование метода вызванной поляризации при изучении песчано-гравийных отложений // Инженерные изыскания. 2016. № 14. С. 42–49.

Куликов В.А., Аношина С.А., Соловьева А.В. Результаты использования метода ВЭЗ-ВП при изучении песчано-гравийных смесей на территории Мосальского

района Калужской области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 52–58.

Куликов В.А., Аношина С.А., Соловьева А.В. Результаты опытных работ методом ЭТ-ВП на месторождении песчано-гравийных отложений Вязищи в Калужской области // Инженерные изыскания. 2017. № 8. С. 44–54.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с. (Тр. ГИН; Вып.288).

Поступила в редакцию 15.09.2018

Поступила с доработки 23.11.2018

Принята к публикации 12.12.2018

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 556.332.46: 550.8.014

А.Л. Лебедев¹, И.В. Авилина²

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КИНЕТИКИ РАСТВОРЕНИЯ ГИПСОАНГИДРИТОВ В ВОДЕ

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет. 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Экспериментальные исследования кинетики растворения гипсоангидритов в воде (25 °С, P 0,1 МПа) позволили сформулировать модель процесса, в виде балансового уравнения кинетики растворения гипса, ангидрита (первого и второго порядка соответственно) и кинетики осаждения гипса второго порядка. Обработка опытных данных проводилась на основе решения уравнения Риккати. При учете влияния одноименного иона на растворимость гипса и ангидрита расчетные значения оказались более сопоставимы с опытными.

Ключевые слова: гипс, ангидрит, уравнения Риккати, скорость реакции растворения.

Experimental study of kinetics of dissolution of hypso anhydrites at 25 °C made it possible to formulate model of the process in the form of a balance equation for the kinetics of dissolution of gypsum, anhydrite (first and second orders, respectively) and kinetics of precipitation of gypsum (second order). The processing of the experimental data were carried out on the basis of the solution of the Riccati equation. When taking into account the common-ion effect on the solubility of gypsum and anhydrite, the calculated values turned out to be more comparable with the experimental ones.

Key words: gypsum, anhydrite, Riccati equations, dissolution rate.

Введение. Параметры кинетики растворения гипса и ангидрита в воде используются при решении задач, связанных с оценками скорости карстообразования, засоления и рассоления почв и грунтов и т.д., в виде,

$$\frac{S'R}{V} = \frac{dC}{dt} = \frac{k_e S' (C_m - C)^r}{V} = \frac{k S' (1 - C/C_m)^r}{V}, \quad (1)$$

где R_s — скорость реакции растворения; k_e , k — константы скорости реакции растворения; C_m , C — концентрация ионов Ca^{2+} равновесия и на момент времени t соответственно; V — объем раствора; S' — площадь удельной поверхности; r — формальный порядок реакции. Считается, что ангидрит растворяется гораздо медленнее, чем гипс. В большей части исследований кинетики реакции растворения гипса в воде предлагается, что $r=1$ и $k_e \approx (0,6 \div 1) \cdot 10^{-3}$ см/с (25 °С) [Лебедев, 2015]. При растворении ангидрита $r=2$ и $k \approx (0,39 \div 3,9) \cdot 10^{-6}$ ммоль/(см²·с) [Serafeimidis, Anagnostou, 2013].

Скорость процесса растворения пород *целиком* сложенных гипсом и ангидритом (т.е. гипсоангидритов) практически не изучена. Наиболее часто цитируются результаты исследований скорости

растворения *смешанных* суспензий (25 °С; растворы насыщены относительно гипса) с разным содержанием гипса и ангидрита [Kontrec et al., 2002].

Процесс растворения и гидратации ангидрита обычно представляется в виде 3–5 последовательных стадий [Печеркин, 1986; Sievert et al., 2005]. На первых стадиях происходит диффузия молекул воды в кристаллическую структуру ангидрита и образование в периферийных частях зерен адсорбированного слоя ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} , т.е. формируется пленочный раствор, насыщенный относительно гипса. Внутренний край этого слоя перемещается от поверхности частицы к ее центру. Заключительные стадии — образование нуклеусов гипса в этом гелеобразном веществе с последующим образованием гипсового слоя на поверхности ангидрита.

Составить модель этого сложного процесса пока не представляется возможным, так как отсутствуют физико-химические характеристики фактически всех его стадий. Цель нашей работы — определение параметров кинетики реакции растворения гипсоангидритов в воде, т.е. первый шаг в изучении процесса их растворения и гидратации (25 °С). Вопросы терминологии и обоснования

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод, науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: aleb.104a@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, вед./ инженер; e-mail: avili7@yandex.ru

экспериментальных условий исследований кинетики растворения минералов в водных растворах рассмотрены в работе [Лебедев, 2015].

Материалы и методы исследований. Теоретические предпосылки. Взаимодействие поверхности растворения гипсоангидритов с водой удобно представить в рамках трех последовательных этапов. На первом этапе в результате одновременного растворения гипса и ангидрита раствор становится насыщенным относительно гипса ($R_s = \alpha_1(C_{m1} - C) + \alpha_2(C_{m2} - C)^2$). На втором — растворение ангидрита сопровождается осаждением гипса. По мере увеличения степени насыщенности раствора относительно ангидрита скорость процессов растворения ангидрита и осаждения гипса выравниваются и в растворе устанавливается положение устойчивого состояния равновесия ($R_s = \alpha_2(C_{m2} - C)^2 - \alpha_3(C - C_{m1})^2$). На заключительном этапе скорость процесса растворения ангидрита ниже, чем скорость осаждения гипса. На поверхности ангидрита формируется гипсовый слой. Процессы растворения ангидрита и его гидратация прекращаются. Раствор становится насыщенным относительно гипса.

В рамках этих трех этапов, с самых общих позиций, модель кинетики растворения гипсоангидритов в воде представляется в виде балансового уравнения:

$$\frac{SR_s}{V} = \frac{dC}{dt} = \alpha_1(C_{m1} - C) + \alpha_2(C_{m2} - C)^2 - \alpha_3(C - C_{m1})^2, \quad (2)$$

где $\alpha_1 = k_{e1}\xi_1 S_1/V$, $\alpha_2 = k_{e2}\xi_2 S_2/V$, $\alpha_3 = k_{e3}\xi_3 S_1/V$; $k_{e1,2}$ и k_{e3} — константа скорости реакции растворения и осаждения соответственно; ξ — фактор шеро-

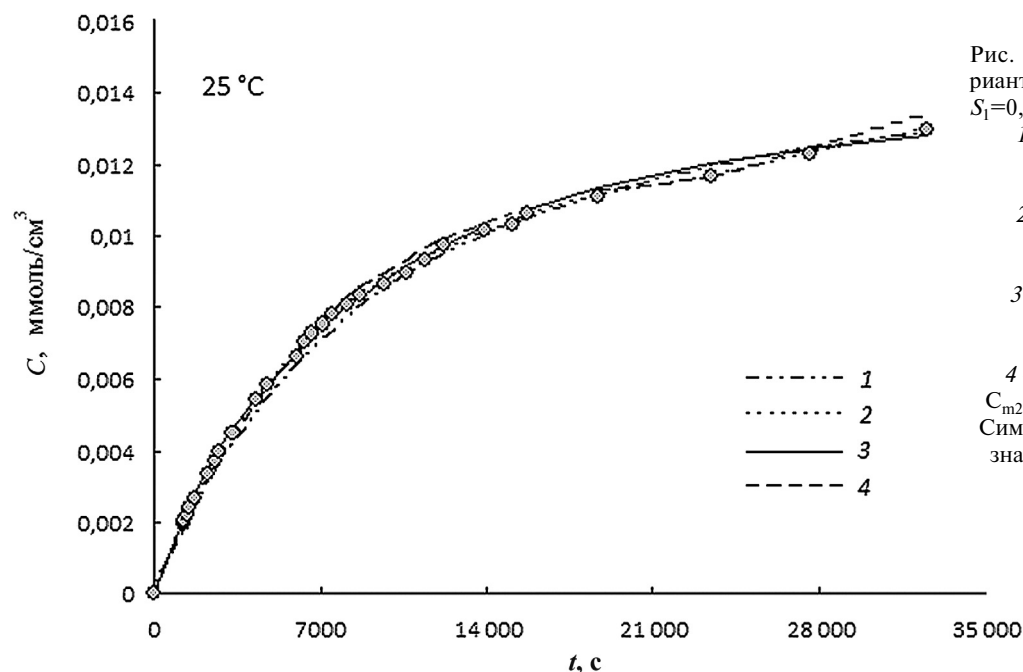
ховатости ($\xi = S/S_0$); S — площадь поверхности минерала (индексы 1–3 характеризуют величины α , C_m , k_e , ξ и S при растворении гипса, ангидрита и осаждении гипса соответственно).

Экспериментальная часть. Опытная установка представляла собой термостатированную ячейку цилиндрической формы со статическим режимом работы. Раствор перемешивался погружной мешалкой. Кинетические кривые регистрировались на самописце КСП-4 с помощью метода кондуктометрии. Образцы для опытов отобраны из прибрежной зоны Камского водохранилища (Р_{1г}, плотная порода бледно-голубого цвета, содержание ангидрита и гипса 96 и 4 масс.% соответственно). Более подробно установка и методика проведения опытов описаны в работе [Лебедев, 2015].

Основой для обработки каждого опыта послужила численная зависимость $C(t)$. Параметры k_{e1} (0,001 см/с), ξ_{1-3} , $S_{1,2}$, $C_{m1,2}$ и V — задавали, а k_{e2} и k_{e3} — рассчитывали. Значения C_{m1} и C_{m2} (25 °С) лежали в диапазонах 0,006–0,0151 и 0,017–0,0194 ммоль/см³ соответственно с учетом возможного влияния на растворимость гипса и ангидрита одноименного иона. Максимальные значения диапазонов — растворимость только гипса и только ангидрита в воде. Значение C_{m2} , равное 0,0194 ммоль/см³, выбрано на основании осреднения данных литературных источников, как и $C_{m1} = 0,0151$ ммоль/см³ из работы [Лебедев, Косоруков, 2017].

Аналитические решения для первого этапа определяли при замене переменных $y = C_{m2} - C$, $\gamma = C_{m2} - C_{m1}$ в первом и втором слагаемых уравнения (2), таким образом, получаем

$$y' = \frac{\partial y}{\partial t} = -\alpha_1 y - \alpha_2 y^2 + \alpha_1 \gamma. \quad (3)$$



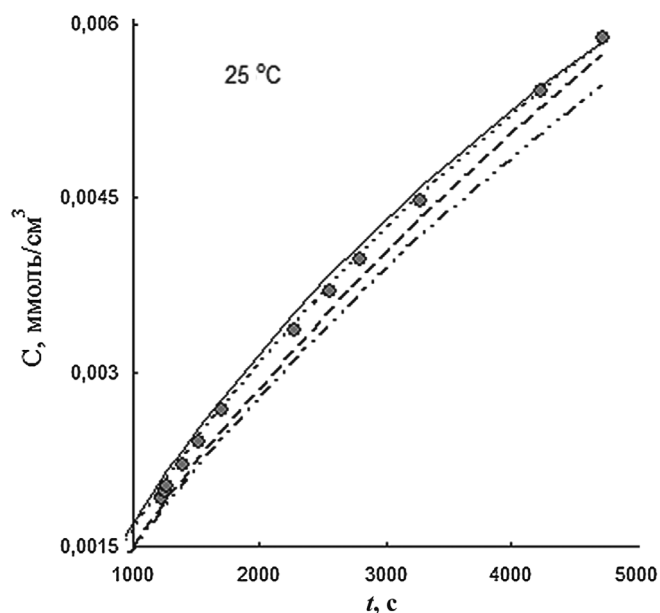


Рис. 2. Зависимость C (вплоть до $0,006$ ммоль/см³) от t . Обозначения см. на рис. 1

Это известное общее уравнение Риккати [Корн, Корн, 1978] иногда упрощается подстановкой $y = \frac{\bar{y}}{\alpha_2 \bar{y}}$, что приводит к однородному линейному дифференциальному уравнению 2-го порядка относительно $\bar{y}(t)$:

$$\bar{y}'' + \alpha_1 \bar{y}' - \alpha_1 \alpha_2 \gamma \times \bar{y} = 0. \quad (4)$$

Это уравнение имеет решение вида

$$\bar{y} = c_1 \exp(s_1 t) + c_2 \exp(s_2 t), \quad (5)$$

$$s_{1,2} = 0,5 \left(-\alpha_1 \pm \alpha_1 \sqrt{1 + 4 \frac{\alpha_2}{\alpha_1 \gamma}} \right) \quad (6)$$

и, соответственно,

$$y = c_2^n - c = \frac{s_1 + \frac{c_2}{c_1} \exp((s_2 - s_1)t)}{1 + \frac{c_2}{c_1} \exp((s_2 - s_1)t)} \times \frac{1}{\alpha_2}, \quad (7)$$

$$\frac{c_2}{c_1} = -\frac{s_1 - \alpha_2 c_2^n}{s_2 - \alpha_2 c_2^n}. \quad (8)$$

Похожие подстановки и решения получены для второго и третьего этапов. Решались прямые и обратные задачи. Прямая задача — определение значений концентрации при заданных значениях параметров C_{m1} , C_{m2} , α_1 , α_2 , α_3 , обратная — определение параметров, соответствующих минимуму функции качества [Шестаков и др., 2007].

Результаты исследований и их обсуждение. Обработка опытных данных в виде зависимостей $C(t)$ показала, что использование уравнения (1)

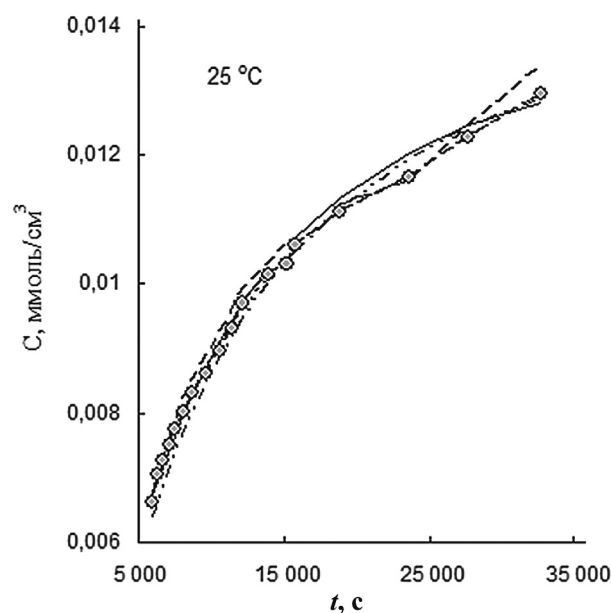


Рис. 3. Зависимость C ($>0,006$ ммоль/см³) от t . Обозначения см. на рис. 1

для модельного представления кинетики растворения гипсоангидритов в воде вполне оправдано (25°C ; $C < 0,67 C_{m2}$, рис. 1). Рассчитанные значения величины C наиболее близки экспериментальным данным в вариантах 2 и 3 ($C_{m1} = 0,006 - 0,01$, $C_{m2} = 0,017 - 0,018$ ммоль/см³, рис. 2, 3), т.е. получены при более низких значениях растворимости гипса ($C_{m1} < 0,0151$ ммоль/см³) и ангидрита ($C_{m2} < 0,0194$ ммоль/см³).

По результатам расчетов вариантов 2 и 3 значения $k_{e2} \approx 0,005$ см⁴/(ммоль·с) и $k_{e3} = (0,5 \div 4) \cdot 10^{-2}$ см⁴/(ммоль·с) оказались сходными с таковыми из работы [Serafeimidis, Anagnostou, 2013], соответственно сходны и диапазоны $(1 \div 10) \cdot 10^{-3}$ и $(1,3 \div 14) \cdot 10^{-3}$ см⁴/(ммоль·с) (с учетом $k_e = k/C_m^2$ в (1)). Значения скорости растворения гипсоангидритовой породы представлены в виде графика в координатах $C - R_s$ на рис. 4.

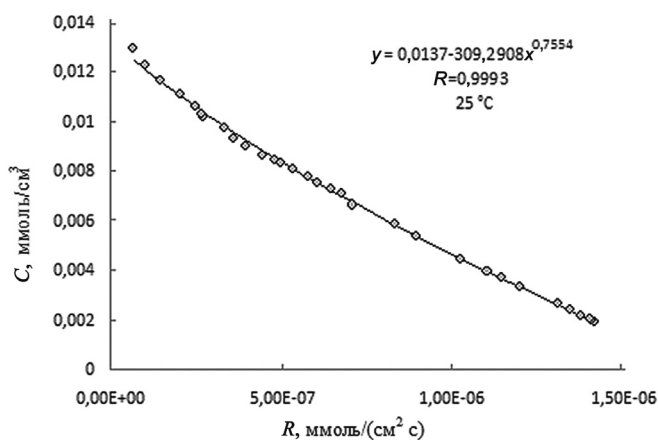


Рис. 4. Зависимость C от R_s

Заключение. Уравнение кинетики растворения гипсоангидритов в воде на границе раздела фаз в области реакции вплоть до $C = 0,67C_{m2}$ имеет вид

$$R_s = k_{e1}(C_{m1} - C) + k_{e2}(C_{m2} - C)^2 - k_{e3}(C - C_{m1})^2.$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука, 1978. 832 с.

Лебедев А.Л. Кинетика растворения гипса в воде // Геохимия. 2015. № 9. С. 828–841.

Лебедев А.Л., Косоруков В.Л. Растворимость гипса в воде (25 °С) // Геохимия. 2017. № 2. С. 171–177.

Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 1986. 172 с.

Шестаков В.М., Невечеря И.К., Авилина И.В. Моделирование контаминации патогенных микроорганизмов в подземных водах. М.: Академкнига, 2007. 95 с.

Расчетные значения больше соответствуют опытным с учетом влияния одноименного иона на растворимость гипса и ангидрита при 25 °С: $k_{e1}=0,001$ см/с, $k_{e2}\approx 0,005$ см⁴/(ммоль·с) и $k_{e3}\approx(0,5\div 4)\cdot 10^{-2}$ см⁴/(ммоль·с).

Kontrec J., Kralj D., Brecevic L. Transformation of anhydrous calcium sulphate into calcium sulphate dihydrate in aqueous solutions // J. Crystal Growth. 2002. Vol. 240. P. 203–211.

Serafeimidis K., Anagnostou G. On the time-development of sulphate hydration in anhydritic swelling rocks // Rock Mech. Rock Eng. 2013. Vol. 46. P. 619–634.

Sievert T., Wolter A., Singh N.B. Hydration of anhydrite of gypsum (CaSO₄.II) in a ball mill // Cement and Concrete Res. 2005. Vol. 35. P. 623–630.

Поступила в редакцию 25.10.2018

Поступила с доработки 15.11.2018

Принята к публикации 11.12.2018

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 16.06.2019. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 12,0. Тираж экз.

Изд. № 11 198. 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”)