

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 2 • 2015 • МАРТ–АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П., Синева Т.А., Геря Т.В. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы	3
Лубнина Н.В., Захаров В.С., Новикова М.А., Воронцова В.П. Палеопротерозойское перемагничивание в Беломорском подвижном поясе (Карелия): петропалеомагнитные свидетельства и суперкомпьютерное моделирование	10
Старцева К.Ф., Ершов А.В., Никишин В.А. История развития углеводородных систем в северной части Карского моря по данным 2D-моделирования	22
Старостин В.И., Сакия Д.Р. Эволюция взглядов на происхождение золоторудного месторождения Витватерсранд	32
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю. Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в горном Крыму в маастрихтском веке	39
Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. Романовская Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Ларинского купола (Южный Урал) . . .	57
Барабошкин Е.Ю., Гужигов А.Ю., Беньямовский В.Н., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Е., Суринский А.М. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования эоценовых отложений на плато Актолагай (Западный Казахстан) . . .	67
Сидорина Ю.Н. Геохимическая зональность Находкинской порфирово-эпитермальной системы (Западная Чукотка)	77
Махнач В.В., Тесакова Е.М. Палеогеографические реконструкции природной среды Юго-Восточной Белоруссии в батском–оксфордском веках	84
Родькина И.А., Самарин Е.Н. Научные основы создания сорбционных геохимических барьеров по отношению к свинцу на основе аминопласт-грунтовых композитных материалов	94
Каюкова А.В., Суслова А.А. Сейсмостратиграфический анализ нижнемеловых отложений Баренцева моря с целью выявления перспектив нефтегазоносности	100
Питьева К.Е., Барановская Е.И., Ван Пин, Цзинцзе Юй. Гидрогеохимические условия грунтового водоносного комплекса артезианского бассейна Хэйхэ	106

CONTENTS

Zakharov V.S., Perchuk A.L., Zavyalov S.P., Sineva T.A., Gerya T.V. Super-computer simulation of continental collision in Precambrian: lithosphere thickness effect . .	3
Lubnina N.V., Zakharov V.S., Novikova M.A., Vorontsova V.P. Paleoproterozoic remagnetization of the Belomorian mobile belt (Karelia): petro-paleomagnetic evidences and supercomputer modeling.	10
Startseva K.F., Ershov A.V., Nilishin V.A. History of petroleum systems of the North-Kara Sea according to 2D modeling	22
Starostin V.I., Sakiya D.R. Evolution of concepts about origin of the Witwatersrand gold deposit.	32
Gabdullin R.R., Samarin E.N., Ivanov A.V., Badulina N.V., Afonin M.A., Igtisamov D.V., Fomin E.Yu., Yurchenko A.Yu. Lithological-geochemical characteristics of the conditions of sedimentation of Mountaneous Crimea in the Maastrichtian age (at the example of sections of Kacha uplift)	39
Snachev A.V., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. Geology, petrochemicals, geochemicals and Ore mineralization of the Larinsky Dome Carbon deposits (the Southern Urals) .	57
Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Beniamovskiy V.N., Aleksandrova G.N., Baraboshkin E.E., Surinskiy A.M. The new data on the stratigraphy and sedimentary conditions of the Aktolagay Plateau (West Kazakhstan)	67
Sidorina Yu.N. Geochemical zoning of the Nakhodka porphyry-epithermal system (the Western Chukchi Peninsula)	77
Makhnach V.V., Tesakova E.M. Paleogeographic reconstructions of environment of South-Eastern Belorussia in Bathonian—Oxfordian time	84
Rodkina I.A., Samarin E.N. Scientific bases of creation of sorption geochemical barriers in relation to lead based on aminoplast-glau composite materials.	94
Kayukova A.V., Suslova A.A. Seismostratigraphic analysis and hydrocarbon prospects of Lower Cretaceous strata of the Barents Sea	100
Pitjeva K.E., Baranovskaya E.I., Wang Ping, Jingjie Yu. Hydrogeochemical conditions of the Heihe artesian basin groundwater aquifer	106

УДК 551.2+550.3

В.С. Захаров¹, А.Л. Перчук², С.П. Завьялов³, Т.А. Синева⁴, Т.В. Геря⁵**СУПЕРКОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ В ДОКЕМБРИИ: ЭФФЕКТ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ⁶**

Многие аспекты докембрийской тектоники остаются неясными в силу неопределенности влияния на геодинамические процессы ряда ключевых физических параметров (температура мантии, мощность литосферы и др.), которые существенно отличались в докембрии по сравнению с современными условиями. Приводятся результаты двухмерных численных петролого-термомеханических экспериментов, моделирующих процесс конвергенции плит со скоростью 5 см/год в зависимости от мощности континентальной литосферы. Мощность континентальной литосферы в моделях варьировала от 100 до 200 км, задаваемая температура мантии превышала современную на 150 °С, радиогенная теплогенерация коры была выше современной в 1,5 раза.

Численное моделирование показало, что в случае, когда литосфера имеет мощность 100–160 км, процесс субдукции (закрытие океана) заканчивается отрывом океанической литосферы от континентальной плиты (отрыв слэба) и образованием между континентами не орогена, а крупной магматической провинции (океанического плато). Чем тоньше литосфера, тем раньше и ближе к поверхности отрывается слэб. Так, для модели с континентальной литосферой мощностью 150 км отрыв происходит через 10,3 млн лет на глубине 150 км, а при мощности 100 км отрыв происходит всего через 5,1 млн лет практически на поверхности. В последнем случае наблюдается увеличение площади магмагенерации за счет возникновения магматических провинций по обе стороны океанического слэба, а не с одной (как в других моделях). Коллизия континентов с мощной литосферой (200 км и более) проходит без отрыва слэба и не сопровождается значимой вулканической деятельностью. Моделирование показывает вклад механизма затягивания литосферы в зонах субдукции (SLAB PULL) на процессы конвергенции плит.

Ключевые слова: докембрий, континентальная коллизия, субдукция, тектоника плит, численное моделирование, суперкомпьютеры.

Many aspects of Precambrian tectonics remain unclear due to the indeterminate influence on geodynamic processes that is exerted by a number of key physical parameters (the mantle temperature, lithosphere thickness, etc.) which in the Precambrian time significantly differ comparing to those at present. This paper presents results of thermo-mechanical-petrological two dimensional (2D) numerical modeling which simulates the convergence process at the velocity of 5 cm/year depending on continental lithosphere thickness. In the model continental lithosphere thickness ranged from 100 km to 200 km, the upper mantle temperature exceeded the modern temperature by 150 °C, and the radiogenic heat production of continental crust is 1.5 times higher than that at present.

The numerical modeling has shown that in the case of lithosphere thickness of 100 to 160 km the subduction terminates with the detachment of the oceanic plate from the continental plate (slab break-off) followed by the formation of a broad magmatic province (oceanic plateau) which takes place between the continents instead of the orogenesis. The time and the place of occurrence of the slab break-off depend on lithosphere thickness, the thinner it is the earlier and the closer to the surface the slab break-off occurs. For instance, in the model with a relatively thin continental lithosphere of 150 km, the slab is detached in 10,3 m.y. at the depth 150 km, whereas in the case of thin lithosphere of 100 km the slab detaches in 5,1 m.y. and almost at the very surface. In the latter case, the magma generation area is much larger due to the formation of magmatic provinces on both sides of the oceanic slab (instead of one side as it was observed in other models). Continental collision with a very thick lithosphere (of 200 km and more) proceeds without slab break-off and is not followed by any significant volcanism. Thus, modeling performed in the present paper demonstrates an impact of SLAB PULL mechanism on processes in plate convergence zones.

Key words: Precambrian, continental collision, subduction, plate tectonics, numerical modeling, supercomputers.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vszakharov@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* alp@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* serhantes91@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, магистрант; *e-mail:* sinjvf@rambler.ru

⁵ Технологический университет Цюриха (ETH-Zurich), профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* taras.gerya@erdw.ethz.ch; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, профессор.

⁶ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-01033 и 12-05-01093).

Введение. Повышенный тепловой поток на ранних стадиях развития Земли определял специфический, отличный от современного характер тектонических и петрологических процессов. В эту эпоху сформировался основной объем континентальной коры, включающий кратоны — наиболее древние консолидированные области континентов с глубинными мантийными корнями (килями). Механизм формирования этих образований и характер их конвергентного взаимодействия между собой остаются дискуссионными [Brown, 2006, 2008; Cawood et al., 2006; Condie, Kroner, 2013; Dhuime et al., 2012].

Наряду с исследованиями древнейших комплексов значительный вклад в познание докембрийских процессов вносит компьютерное моделирование [Gerya, 2014]. Так, в работах Е.В. Сизовой с соавторами [Sizova et al., 2010, 2014] на основании компьютерного моделирования исследовано изменение стиля процессов коллизии и субдукции в зависимости от таких параметров литосферы, как геотермический градиент, температура верхней мантии, радиационное тепловыделение в континентальной коре. В этих работах показано, что при параметрах модели, соответствующих современным условиям, происходит погружение континентальной литосферы на глубину более 100 км и образование орогенов, аналогичных высокогорным складчатым областям фанерозоя (например, Гималаи, Кавказ). В то же время при более высокой температуре мантии и радиационной теплогенерации, отвечающим условиям докембрия, процесс коллизии носит совершенно иной характер. Континентальная литосфера не может погружаться в мантию, и вместо орогенов возникают крупные равнинные области с интенсивной магмагенерацией.

Для дальнейшего познания процесса докембрийской коллизии необходимо установить, как влияет на него еще один важный параметр — мощность континентальной литосферы. Мощность современной континентальной литосферы варьирует в довольно широком диапазоне [Gung et al., 2003; McKenzie, Priestley, 2008; Artemieva, 2011]. Современная континентальная литосфера, как правило, имеет мощность 90–110 км, но в кратонах ее мощность увеличивается до 200–300 км.

Существующие данные о мощности литосферы в докембрии весьма противоречивы, так как они зависят от модельных представлений и параметров (тепловой поток, геотермальный градиент, радиогенная теплогенерация коры и верхней мантии и т.п.), которые для условий древней Земли характеризуются большой степенью неопределенности. Вследствие этого и вариации оценки мощности также весьма значительны. Так, для раннего протерозоя в работах [Artemieva, Mooney, 2001; Rudnick et al., 1998] приводится диапазон значений от 120 до 260 км, а для архея — от 140 до 350 км (и даже до 400 км). В работе [Windley, Devis, 1978] на основании изучения вулканизма мощность архейской литосферы (2,7–2,8 млрд

лет) оценена в 80–90 км. Таким образом, диапазон возможных значений мощности континентальной литосферы весьма широк.

Поэтому представляется весьма важным исследовать влияние мощности литосферы на процесс докембрийской коллизии. Рассмотрим результаты таких исследований.

Моделирование коллизии. При моделировании использованы оригинальные согласованные термомеханические и петрологические двумерные модели Т.В. Гери [Gerya, Yuen, 2003, 2007; Gerya, 2010; Sizova et al., 2014]. В этих моделях рассматривается деформация среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде с учетом массовых сил, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, а также тепловых эффектов от адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры [Vasilyev et al., 2004; Gerya, 2010], при этом принимается, что степень плавления пород зависит от давления, температуры и содержания воды.

Для достижения адекватности моделей задаются реалистичные вязкопластические реологические свойства пород. Разработанные методы моделирования позволяют работать с большим диапазоном величины деформаций, что дает возможность детально исследовать деформации, возникающие в сдвиговых зонах, в том числе разломные тектонические деформации [Gerya, 2010].

Для описания литологической структуры модели используются маркеры, изначально распределенные по очень плотной случайной сетке (между узлами основной сетки). При моделировании используется от нескольких сотен тысяч до нескольких десятков миллионов маркеров. Это дает возможность выявить характерные особенности динамики коллизионной зоны с высоким разрешением.

Расчетный код основан на методе конечных разностей на недеформируемой смещенной сетке с использованием метода лагранжевых («вмороженных» в среду) маркеров в ячейке и многосеточного метода. Для численной реализации моделей использованы оригинальные высокопроизводительные компьютерные программы [Gerya, Yuen, 2003, 2007; Gerya, 2010; Sizova et al., 2014], предназначенные для термомеханического моделирования геодинамических процессов с использованием технологии OpenMP (параллельные вычисления).

При моделировании использованы ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

Описание модели. Моделировали динамику литосферы и верхней мантии (астеносферы) в вертикальном сечении, горизонтальный размер модели

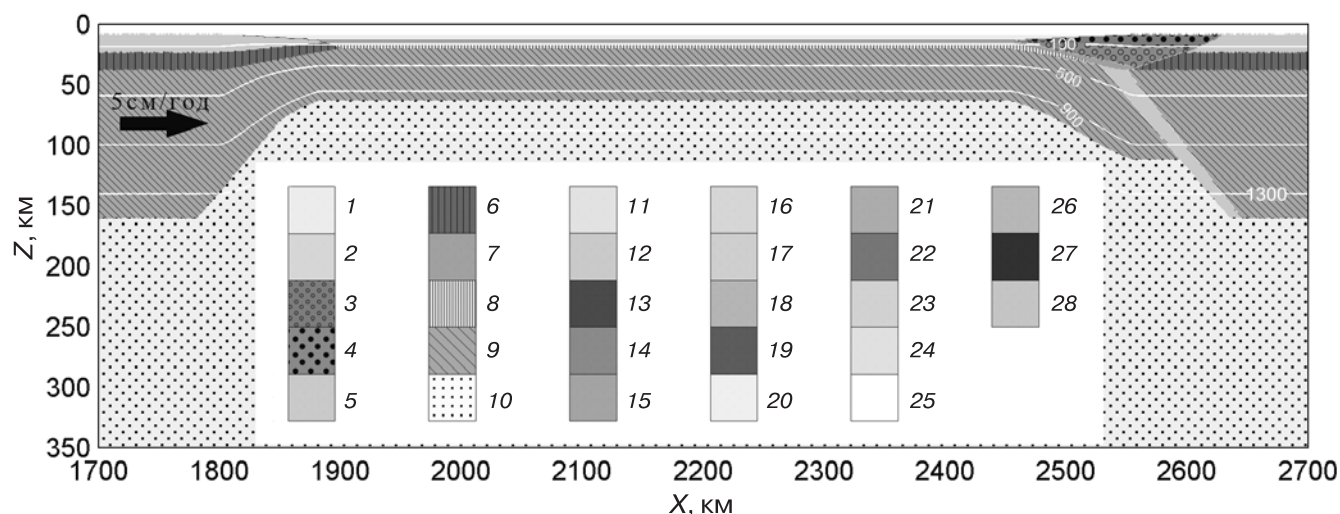


Рис. 1. Исходные параметры модели: 1 — воздух; 2 — вода; 3 — осадки-1; 4 — осадки-2; 5 — верхняя континентальная кора; 6 — нижняя континентальная кора; 7 — верхняя океаническая кора (базальты); 8 — нижняя океаническая кора (габбро); 9 — дегидратированная «сухая» литосферная мантия; 10 — дегидратированная («сухая») астеносфера; 11 — гидратированная литосферная мантия; 12 — гидратированная мантия; 13 — серпентинизированная литосфера; 14 — деплетированные перидотиты; 15 — закристаллизованные расплавы, экстрагированные из частично расплавленных метаосадочных пород; 16 — закристаллизованные тоналит-трондьмит-гранодиориты (ТТГ), экстрагированные из частично расплавленного базальта; 17 — закристаллизованные ТТГ, экстрагированные из частично расплавленного габбро; 18 — закристаллизованные базальты экстрагированные из частично расплавленного перидотита; 19 — частично расплавленные осадки-1; 20 — частично расплавленные осадки-2; 21 — частично расплавленная верхняя континентальная кора; 22 — частично расплавленная нижняя континентальная кора; 23 — частично расплавленные базальты; 24 — частично расплавленные габбро; 25 — частично расплавленная литосферная мантия; 26 — частично расплавленная астеносферная мантия; 27 — расплав (базальт, габбро), выплавленный из перидотита; 28 — кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из базальта. Стрелкой показано направление движения левого континента. Изотермы в °С

4000 км, вертикальный — 400 км. Число узлов в сетке 2041×201 , сетка неравномерная, среднее разрешение модели ~ 2 км, разрешение модели в зоне непосредственной коллизии ~ 1 км, использовано около 10 млн лагранжевых маркеров. Начальное состояние модели (рис. 1) — два континента, разделенные океанической литосферой, возраст, температуру и мощность которой можно варьировать.

Океаническая литосфера связана с левым континентом пассивной окраиной, в разных вариантах модели ширина пассивной окраины изменяется в пределах 20–150 км. Ширина океанского бассейна принята 600 км, в модели этот параметр можно изменить. Длина континента слева ~ 1600 км (изменяется в зависимости от длины океанической литосферы и пассивной окраины), справа ~ 1700 км.

Океаническая кора состоит из верхнего слоя базальтов (2 км) и нижнего слоя габбро (5 км). Континентальная кора двухслойная — верхний слой представлен в виде кислых пород (15–20 км) с реологическими свойствами влажного кварцита, нижний слой — основные породы (15–20 км) с реологическими характеристиками плагиоклаза. В начале процесса субдукции литосферная мантия и астеносфера состоят из сухого перидотита, затем в зоне над погружающимся литосферным блоком происходит миграция флюида вследствие метаморфических реакций в слэбе.

Для всех пород учтены их физические свойства — плотность, теплопроводность, температуры солидуса и ликвидуса, удельная теплота плавления, радиогенная

теплогенерация, энергия активации, реологические параметры, коэффициент трения.

Коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент, которая первоначально вызвана тем, что задано движение левого континента (на рис. 1 показано стрелкой) со скоростью конвергенции, которую можно изменять от 5 до 30 см/год. Справа над зоной субдукции расположена призма осадочных пород.

Субдукция океанической плиты направляется по наклонной ослабленной зоне в мантии с реологическими свойствами влажного оливина [Ranalli, 1995] и пониженной прочностью на пластические деформации (коэффициент внутреннего трения равен 0,1). Эта зона расположена между океанической и континентальной (правой) плитами и протягивается от подошвы коры до подошвы континентальной литосферы.

На границах задаются условия свободного проскальзывания. Верхняя граница литосферы рассматривается как внутренняя свободная поверхность, над которой расположен слой мощностью 18–20 км с низкой вязкостью (10^{18} Па·с), моделирующий воздух или морскую воду с плотностью 1 кг/м^3 и 1000 кг/м^3 соответственно. Значительный контраст величины вязкости, который получается из-за введения этого маловязкого пограничного слоя, минимизирует сдвиговые напряжения на кровле литосферы, что делает ее эффективно свободной поверхностью [Schmeling et al., 2008]. На верхней границе также происходят процессы эрозии и осадконакопления.

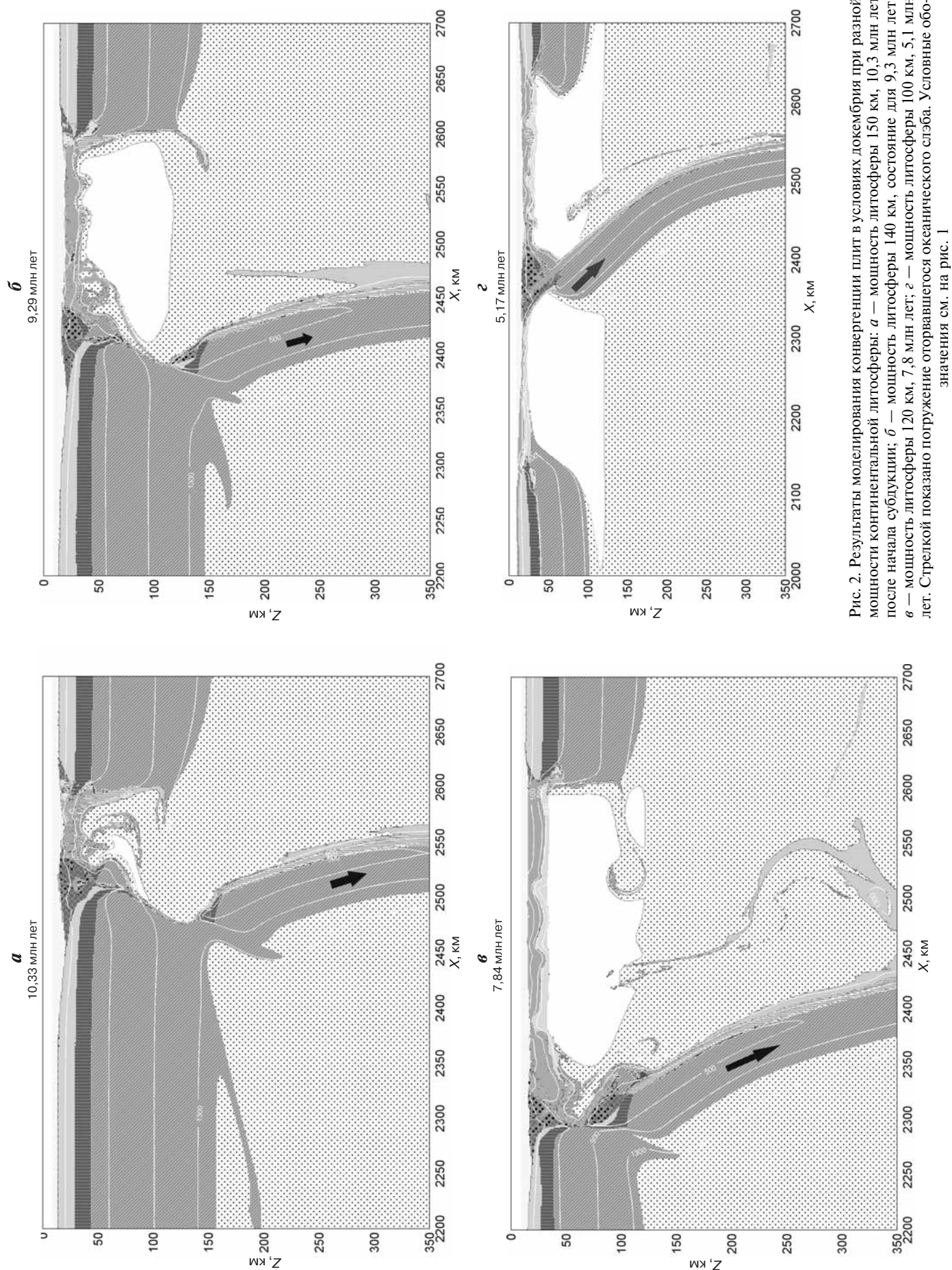


Рис. 2. Результаты моделирования конвергенции плит в условиях докембрия при разной мощности континентальной литосферы: а — мощность литосферы 150 км, 10,3 млн лет после начала субдукции; б — мощность литосферы 140 км, состояние для 9,3 млн лет; в — мощность литосферы 120 км, 7,8 млн лет; г — мощность литосферы 100 км, 5,1 млн лет. Стрелкой показано погружение оторвавшегося океанического слэба. Условные обозначения см. на рис. 1

Начальная тепловая структура океанической плиты определяется океаническими геотермами, рассчитанными для ее термического возраста и исходя из значения температуры верхней мантии [Теркотт, Шуберт, 1985]. В описанных здесь моделях тепловая структура рассчитывается для литосферы с возрастом 40 млн лет. Для континентальной литосферы тепловая структура определяется радиогенной теплогенерацией слоев коры и температурой на ее подошве.

В рассмотренных нами моделях мощность континентальной литосферы варьирует от 100 до 200 км. Температура мантии задается равной 1495 °С, что на 150 °С выше значений, принимаемых для современной геодинамики (1345 °С), а радиогенная теплогенерация коры выше современной в 1,5 раза. Такие значения температуры мантии, по представлениям некоторых авторов [Abbott et al., 1994; Djomani et al., 2001], соответствуют рубежу неоархея и палеопротерозоя.

Температура дневной поверхности принята равной 0 °С, а начальный геотермальный градиент в подлитосферной мантии — 0,5 град/км, затем температурная структура выстраивается в соответствии с модельным теплообменом.

Скорость конвергенции во всех описанных здесь моделях составляет 5 см/год. После субдукции всей океанической литосферы силы толкания в модели отключают, и в модели рассматривается дальнейшее самопроизвольное развитие процесса конвергенции.

Результаты моделирования. Результаты развития процесса коллизии при разной мощности литосферы приведены на рис. 2 и 3.

Для всех моделей с мощностью литосферы 100–160 км (рис. 2) эволюция происходит в сходном режиме. В процессе субдукции океанической плиты происходит ее дегидратация. Это вызывает ослабление мантийного клина и вышележащей континентальной литосферы, которые подвергаются растяжению и связанному с этим декомпрессионному плавлению. В процессе субдукции океанической литосферы при ее контакте с горячей астеносферой происходит также значительный прогрев погружающегося слэба, что вызывает снижение его прочности. Происходит отрыв океанического слэба и его быстрое погружение в мантию. Отрыв слэба приходится на глубину, примерно соответствующую подошве континентальной литосферы. За отрывом слэба следует быстрое отступление левого континента. Поскольку океанический слэб больше не препятствует движению левой континентальной плиты, континенты расходятся, и пространство между ними заполняется поднявшимся частично расплавленным мантийным материалом, что приводит к формированию области обширной магмогенерации с преобладанием базальтового вулканизма.

Поскольку принудительное движение в модели отключается, а оторвавшийся литосферный слэб больше не создает силы затягивания, то движение

левого континента останавливается. Наличие области разуплотненной и частично расплавленной мантии между континентами препятствует их сближению и делает невозможным коллизию в современном понимании.

Для модели, в которой мощность континентальной литосферы составляла 150 км, частичное плавление мантии в зоне активной окраины начиналось через 7–8 млн модельных лет после начала субдукции и захватывало область шириной ~100 км, отрыв океанического слэба происходил примерно через 10,3 млн лет модельного времени (рис. 2, а).

Для моделей с мощностью континентальной литосферы 140 км (рис. 2, б) и 120 км (рис. 2, в) расплавление мантии в зоне активной окраины происходило через 5–6 и 4–4,5 млн модельных лет после начала субдукции соответственно. Область горячей мантии (и связанная с этим магмогенерация), формирующаяся между континентами, более обширна и составляет 200–250 км. Отрыв океанического слэба и его погружение в мантию происходят раньше, примерно через 9,3 млн лет для литосферы мощностью 140 км и через 7,8 млн лет для литосферы мощностью 120 км. Погружающийся слэб затягивает также небольшую часть пассивной окраины с корой континентального типа, а также часть аккреционной призмы. Между континентами образуется область платобазальтов шириной 200–300 км и мощностью до 20–25 км.

Для модели с очень тонкой континентальной литосферой (100 км) расплавление активной окраины происходит еще быстрее — через 4 млн лет после начала субдукции. Область горячей мантии, формирующаяся справа от зоны субдукции, составляет около 250 км (рис. 2, г). В этой модели океанический слэб примерно через 5,1 млн лет модельного времени отрывается от пассивной окраины (практически на поверхности) и погружается в мантию. Подъем горячей мантии и связанная с этим магмогенерация (образование платобазальтов) наблюдаются с обеих сторон океанического слэба. После полного погружения слэба в мантию обе области горячей мантии смыкаются, образуя единую зону платобазальтов шириной >500 км и мощностью до 25–30 км.

Погружение оторвавшегося слэба в мантию происходит очень быстро, со скоростью, в несколько раз большей скорости конвергенции (рис. 3). Слэб представляет собой относительно холодный и, следовательно, плотный и жесткий блок, он увлекает за собой значительный объем океанической коры и осадков.

Характер коллизии при литосфере мощностью 200 км и более существенно отличается от рассмотренных выше моделей. В ходе субдукции океанической литосферы происходит разогрев активной окраины, но без плавления. Возникающий при этом подъем надсубдукционной астеносферной мантии локален, он не сопровождается мощной вулканической деятельностью на поверхности. К моменту

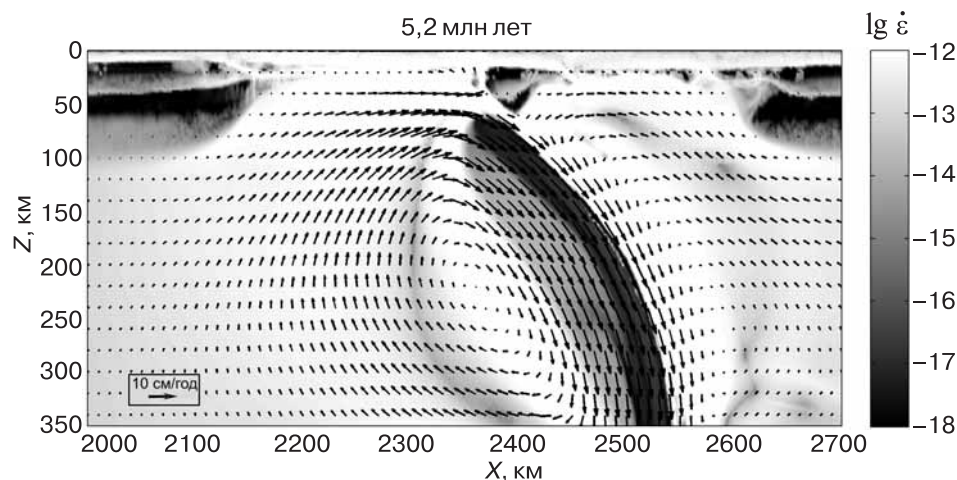


Рис. 3. Скорость движения (векторы) и скорость деформации $\dot{\epsilon}$ (с^{-1}) пород, вызванные погружением холодного слэба, оторванного от пассивной континентальной окраины (слева сверху). Мощность моделируемой литосферы 100 км, время 5,2 млн лет после начала субдукции. Вещественное отражение этого процесса представлено на рис. 2, ε

отключения сил толкания (через 9 млн модельных лет после начала субдукции) океанический бассейн закрылся не полностью. После этого процесс конвергенции практически прекратился, состояние модели через 10,2 млн модельных лет представлено на рис. 4. Коллизионный ороген не образовался, и отрыв слэба не произошел. В дальнейшем океанический слэб медленно релаксировал.

Выводы. 1. При моделировании процесс коллизии в «горячих» условиях, соответствующих древней Земле, сопровождается повышенной теплогенерацией, возникающей при закрытии океана, и в значительной степени зависит от мощности литосферы.

2. Стилль коллизии остается неизменным при мощности литосферы в диапазоне 100–160 км. Для него характерен отрыв океанического слэба в области перехода от океанической к континентальной литосфере. Это происходит путем быстрого снижения эффективной вязкости рассматриваемой области за счет концентрации в ней девиаторных напряжений,

деформации и вязкого разогрева в процессе перехода от субдукции к континентальной коллизии. Отрыв слэба сопровождается подъемом надсубдукционной мантии и ее частичным (декомпрессионным) плавлением с образованием обширной магматической области между континентами. При этом в зависимости от мощности литосферы в моделях проявляются следующие существенные особенности:

— образование магматической провинции и отрыв слэба происходит тем раньше, чем тоньше континентальная литосфера. Размеры магматической провинции также имеют обратную зависимость от этого параметра;

— отрыв слэба происходит на разных глубинных уровнях, уменьшающихся при уменьшении мощности литосферы. При очень тонкой (100 км) континентальной литосфере слэб отрывается от пассивной окраины практически на поверхности, причем до того, как произошло полное поглощение океанической литосферы в зоне субдукции;

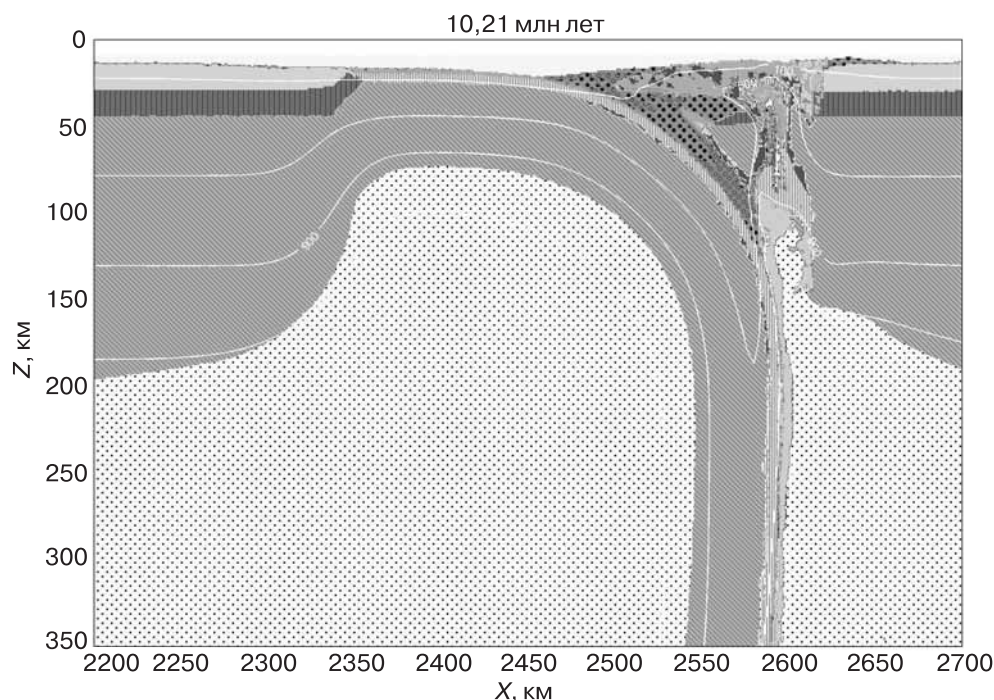


Рис. 4. Результаты моделирования конвергенции плит для континентальной литосферы мощностью 200 км, состояние для 10,2 млн лет после начала субдукции. Условные обозначения см. на рис. 1

— подъем горячей мантии и связанная с этим магмогенерация при сближении континентов с литосферой мощностью 100 км наблюдаются по обе стороны от океанического слэба. Это приводит к образованию крупной (шириной >500 км) магматической провинции;

— ускоренное погружение в мантию относительно холодного слэба, оторвавшегося от континентальной

плиты, должно приводить к образованию метаморфических пород, формирующихся при сверхвысоком давлении.

3. Коллизия континентов с мощностью литосферы 200 км и более не приводит к отрыву слэба. Возникающий при этом подъем надсубдукционной мантии носит локальный характер, он не сопровождается мощной вулканической деятельностью на поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И. и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: В 2 т. М.: Мир, 1985. 725 с.

Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, B7. P. 13835–13850.

Artemieva I.M. Lithosphere: an interdisciplinary approach. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2011. 773 p.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere; a global study // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 16387–16414.

Brown M. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic // Geology. 2006. Vol. 34. P. 961–964.

Brown M. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history // When did Earth First Adopt a Plate Tectonics Mode of Behavior? // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2008. Vol. 440. P. 97–128.

Cawood P.A., Kroner A., Pisarevsky S. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence // GSA today. 2006. Vol. 16, N 11. P. 4–11.

Condie K.C., Kroner A. The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean // Gondwana Res. 2013. Vol. 23. P. 394–402.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago // Science. 2012. Vol. 335. P. 1334–1336.

Djomani Y.H.P., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. The density structure of subcontinental lithosphere through time // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 184. P. 605–621.

Gerya T.V. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2010. 345 p.

Gerya T. Precambrian geodynamics: concepts and models // Gondwana Res. 2014. Vol. 25. P. 442–463.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Int. 2003. Vol. 140. P. 295–320.

Gerya T.V., Yuen D.A. Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems // Phys. Earth Planet. Int. 2007. Vol. 1. doi:10.1016/j.pepi.2007.04.015.

Gung Y., Panning M., Romanowicz B. Global anisotropy and the thickness of continents // Nature. 2003. Vol. 422. P. 707–711.

McKenzie D., Priestley K. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution // Lithos. 2008. Vol. 102. P. 1–11.

Ranalli G. Rheology of the Earth. L.: Chapman and Hall, 1995. 413 p.

Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chem. Geology. 1998. Vol. 145. P. 395–411.

Schmeling H., Babeyko A.Y., Enns A. et al. Benchmark comparison of spontaneous subduction models — towards a free surface // Phys. Earth Planet. Int. 2008. Vol. 171, N 1–4. P. 198–223.

Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Res. 2014. Vol. 25. P. 522–545. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011.

Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments // Lithos. 2010. Vol. 116. P. 209–229.

Vasilyev O.V., Gerya T.V., Yuen D.A. The application of multidimensional wavelets to unveiling multi-phase diagrams and in situ physical properties of rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 223. P. 49–64.

Windley B.F., Devis F.B. Volcano spacings and lithospheric // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38. P. 291–297.

Поступила в редакцию
12.11.2014

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, В.С. Захаров², М.А. Новикова³, В.П. Воронцова⁴**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (КАРЕЛИЯ): ПЕТРО-ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И СУПЕРКОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ⁵**

В результате детальных петро-палеомагнитных исследований палеопротерозойских эклогитовых комплексов Беломорского подвижного пояса в районе Гридинского дайкового поля установлены два этапа перемагничивания пород. В раннепалеопротерозойских габбро-норитовых дайках выделена вторичная компонента намагниченности северо-восточного склонения и высокого положительного наклонения, образование которой связывают с посторогенным коллапсом 1,95–1,80 млрд лет назад. Второй этап перемагничивания пород оценивается возрастом 1,80–1,75 млрд лет и он связан с воздействием гидротермальных флюидов на постколлизийной стадии.

Ключевые слова: палеомагнетизм, перемагничивание, палеопротерозой, Беломорский подвижный пояс, суперкомпьютерное моделирование.

The paleomagnetic results suggest that Paleoproterozoic eclogite complexes of the Belomorian mobile belt (Gridino dyke field) at least two phase of remagnetization. Early Paleoproterozoic gabbro-norite dykes contain secondary component of NRM pointed NNW, steep down correlated with postorogenic collapse 1,95–1,88 Ga. Forming of the second alternating magnetization phase of rocks is estimated 1,80–1,75 Ga and correspond to the influence of the postorogenic hydrothermal fluids.

Key words: paleomagnetism, remagnetization, Paleoproterozoic, Belomorian Mobile Belt, super-computer modeling.

Введение. Под перемагничиванием пород традиционно подразумевается процесс, при котором их ферромагнитная фракция под воздействием внешнего магнитного поля намагничивается в направлении, соответствующем времени приложения внешнего магнитного поля. Поскольку перемагничивание пород — фактор, который при палеомагнитных исследованиях частично затушевывает, а иногда и полностью уничтожает первичную (образовавшуюся в момент формирования пород) компоненту намагниченности, предпринято множество попыток изучить как механизм перемагничивания пород, так и методику диагностирования вторичных компонент намагниченности. Основные факторы, определяющие перемагничивание, — *P–T*-режимы и наличие флюидов, что приводит либо к частичному, либо к полному распаду минерала-носителя и/или образованию новой минеральной фракции. В зависимости от их сочетания различают термовязкое и химическое перемагничивание пород (см. обзор в [Лубнина, 2009; Zwing, 2003; и др.]).

Термовязкое перемагничивание возникает при быстром остывании породы после длительного прогрева при низких значениях температуры [Нагата, 1965; Dunlop et al., 1997] и контролирующем факторе вертикальных движений (например, при быстром выводе пород на дневную поверхность). Характерный признак термовязкого перемагничивания — равномерное по толще распределение вторичной компоненты, при котором разные минералы — носители намагниченности демонстрируют одно и то же среднее направление.

Химическое перемагничивание связывают с образованием вторичных минералов — носителей намагниченности под воздействием гидротермальных флюидов, в результате которого происходит полное замещение первичного минерала — носителя намагниченности. К характерным особенностям химического типа перемагничивания относятся выборочное перемагничивание пород в пределах единого разреза с одинаковыми свойствами и неравномерность перемагничивания в пределах одной толщи. В результате

1 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* natalia.lubnina@gmail.com

2 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vszakharov@yandex.ru

3 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* mari_1989@mail.ru

4 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* vall_nett@mail.ru

5 Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-01033 и 14-05-00731) и на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова; при моделировании использованы ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова.

химического перемагничивания образуется биполярная вторичная компонента намагниченности, четко зависящая от минерала — носителя намагниченности.

Разделение полного вектора намагниченности в метаморфических породах с помощью компонентного анализа на составляющие, или компоненты намагниченности, возникшие в различные интервалы времени, — обязательное условие современных палеомагнитных исследований. Однако часто из-за близкого спектра блокирующих температур минералов — носителей намагниченности такое разделение бывает затруднительно или вообще невозможно. Вместе с тем корректное выделение вторичных (метахронных) компонент намагниченности позволяет строить непротиворечивые реконструкции и способствует лучшему пониманию геодинамики исследуемого района в целом. Возникшая в результате метаморфизма вторичная компонента намагниченности может как полностью разрушить первичную, так и присутствовать в виде низко- и среднетемпературной компоненты намагниченности в породах. Однако время приобретения породами вторичной компоненты намагниченности традиционно оценивается по сопоставлению с полученными ранее наиболее надежными палеомагнитными полюсами. Развитие в последнее время изотопных методов, в том числе U—Pb-датирование сфена и рутила, изотопные системы которых закрываются вблизи точки Кюри основных минералов — носителей намагниченности, позволило независимыми методами датировать время приобретения породами вторичных компонент намагниченности.

Объекты исследований. Беломорский подвижный пояс сложен главным образом мезо- и неогархейскими гранитоидными, метавулканогенными и парагранитоидными комплексами. К его отличительным чертам относятся неоднократные проявления интенсивных деформаций и метаморфизма при повышенном и умеренном давлении как в неогархее, так и в палеопротерозое ([Слабунов, 2008] и ссылки в этой работе). Граница Беломорского подвижного пояса со смежными структурами окончательно сформировалась в палеопротерозое [там же].

В восточной части Беломорского подвижного пояса выделяется неогархейский эколгитсодержащий комплекс, формирующий тектоническую пластину — Гридинскую зону, прослеживаемую примерно на 50 км при ширине 6–7 км. По текстурным особенностям этот комплекс сопоставим с микститом [Гранулитовые и эколгитовые..., 2011]. Обломочная часть комплекса микститов представлена неравномерно распределенными в матрике многочисленными телами линзовидной, реже неправильной формы. В составе резко преобладают породы основного состава, в том числе в разной степени преобразованные эколгиты, амфиболиты и метаморфизованные габброиды. Большое разнообразие пород в обломках,

отличающихся по составу, степени деформаций и метаморфизма, — важный аргумент в пользу того, что эколгитсодержащий микстит является меланжем, образовавшимся в зоне субдукции [там же]. По геологическим и геохронологическим данным верхний возрастной предел формирования эколгитсодержащего микстита определен не моложе $2701,3 \pm 8,1$ млн лет ([Володичев и др., 2009] и ссылки в этой работе).

Другой возрастной и генетический тип эколгитов в районе с. Гридино — палеопротерозойские эколгиты по габброидам [Моргунова, Перчук, 2011; Слабунов и др., 2011]. Известно до трех генераций даек эколгитизированных габброидов, часто с зонами закалки, дайки занимают секущее положение относительно интенсивно преобразованного неогархейского эколгитсодержащего комплекса, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации. Преобладающая часть этой территории и дайковая форма проявления основного магматизма при значительной плотности насыщения интрузиями позволяют рассматривать ее как Гридинское дайковое поле (рис. 1) [Степанов, Степанова, 2005].

В пределах Гридинского дайкового поля среди даек 1-й генерации по петрохимическим характеристикам выделяются габброиды высокожелезистого, толеитового и субщелочного состава. Эколгитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эколгитовой фации установлены пока только в толеитовых и субщелочных габброидах. Магматические минералы в дайках 1-й генерации сохранились только в одном случае — на м. Песчаный в дайке субщелочного состава.

Дайки 2-й возрастной генерации представлены широко известным в Беломорском подвижном поясе комплексом магнетиальных пород ультраосновного — основного состава или комплексом лерцолитов — габброноритов с U—Pb-возрастом 2393 млн лет [Володичев и др., 2009]. В этом районе выделяются две фазы внедрения габброноритов этого комплекса с близкими петрохимическими характеристиками. Процессы эколгитизации в дайках 2-й генерации, как и в дайках 1-й генерации, проявлены неравномерно как по площади их распространения, так и в пределах отдельных магматических тел. Различны уровни P — T -условий метаморфизма. Так, на о. Эколгитовый дайка эколгитизированных габброноритов 2-й фазы внедрения сечет тело габброноритов 1-й фазы, степень метаморфизма которых в основном соответствует высокобарической амфиболитовой фации.

Дайки 3-й возрастной генерации, секущие дайки 2-й генерации, представлены двумя петрохимическими группами — высокожелезистыми (Fe—Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами [Степанов, Степанова, 2005]. Первые сопоставляются с коронитовыми габбро Беломорского подвижного пояса и долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет [Степанова и др., 2003]. Степень их метаморфизма не превышает высокобарической амфиболитовой фации.

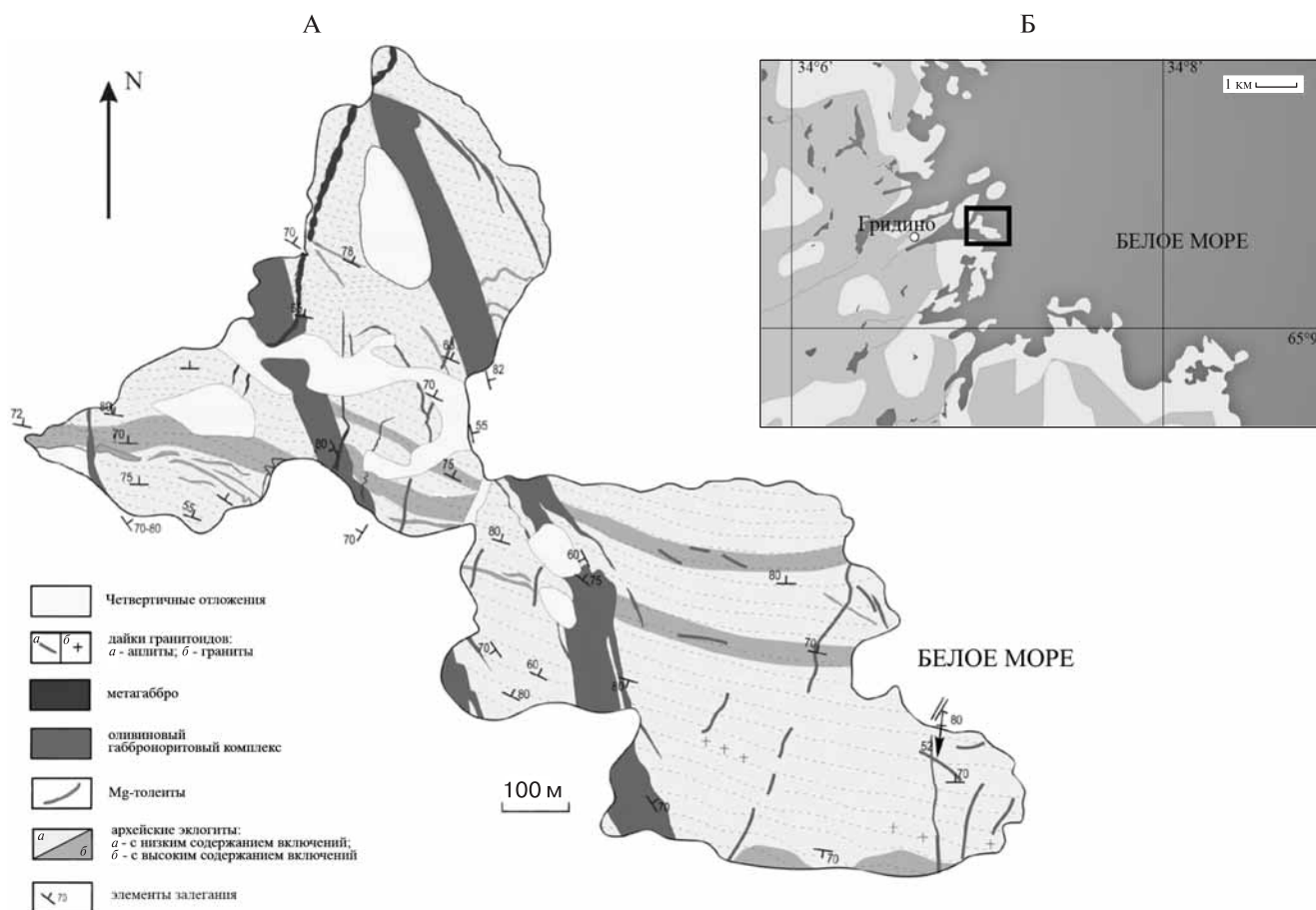


Рис. 1. Геологическая схема о. Воротная Луда (А), по [Гранулитовые и эклогитовые..., 2011], с указанием точек палеомагнитного опробования и элементов залегания. На врезке Б — положение района работ в пределах Беломорского подвижного пояса

У даек толеитового состава мощностью от 10–20 см до 4,0 м, встреченных пока только на о. Воротная Луда и м. Гридин, отмечена удивительная геохимическая особенность в распределении редкоземельных элементов — в них не обнаружены признаки коровой контаминации, т.е. они сопоставимы с базальтами [Степанов, Степанова, 2005].

Для проведения палеомагнитных исследований детально опробованы дайки 1-й и 2-й генерации, а также вмещающие эклогиты на о. Воротная Луда (рис. 1).

Методика отбора образцов и лабораторных палеомагнитных исследований. Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований осуществлялся с помощью портативного минибура. Также отобраны ориентированные штуфы, из которых впоследствии выпиливали кубики с ребром 2 см. Для ориентировки образцов керны и штуфов в пространстве использовали магнитный и солнечный компасы.

Отбор палеомагнитных коллекций проводился по сайтовой методике. При отборе образцов предпочтение отдавалось мелкозернистым разностям из контактовых зон мафических интрузивных тел. Из маломощных даек (до 2 м) отобрано по 10–15 образцов; из даек, мощность которых превышала 3–5 м,

отобрано по 15–20 образцов вкосте простираения даек. При возможности опробовались экзо- и эндо-контактные зоны. Такие объекты рассматривались как один сайт. Дайка 1-й генерации смята в складку. Для проведения теста палеомагнитной надежности были отобраны ориентированные образцы из разных крыльев складки. Для оценки возраста приобретения породами компонент намагниченности (теста контакта) отобраны образцы из вмещающих метаморфических комплексов (эклогитов) как непосредственно из зоны контакта, так и на удалении до 200 м от нее. Всего для палеомагнитных исследований отобрано 146 ориентированных образцов.

Лабораторные исследования проводили в петромагнитной лаборатории МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва) и палеомагнитной лаборатории Лундского университета (Лунд, Швеция) и включали полный цикл обработки палеомагнитных и петромагнитных исследований коллекций образцов по современной методике. Петромагнитные исследования образцов выполнены на каппа-мосте KLY-4S, оборудованном приставкой-печью CS4 (AGICO, Чехия). Все образцы подвергнуты ступенчатой температурной чистке до 590–600 °С, часть — чистке переменным магнитным полем до 100 мТл. Число шагов чистки составляло не менее 15–20. Для размагничивания образцов ис-

пользовали немагнитную печь TD-48 (ASC, США). Измерения остаточной намагниченности выполняли с помощью спин-магнитометра JR-6 (AGICO, Чехия) и SQUID-магнитометра («2G Enterprises», США). Контроль за возможными вторичными изменениями в ходе температурной чистки осуществлялся с помощью измерения магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания на каппа-мосте KLY-4S. При анализе полученных данных компоненты естественной остаточной намагниченности выделены с помощью ортогональных проекций Зийдервельда, а при вычислении направлений этих компонент использован метод наименьших квадратов. Компьютерная обработка результатов измерений выполнена с помощью специализированных программ.

При построении докембрийских реконструкций большое значение имеет изучение магнитной текстуры пород, что позволяет оценивать абсолютную пространственную ориентацию направлений деформаций и напряжений в момент формирования или вторичных изменений минералов — носителей намагниченности [Tarling, Hrouda, 1993; McElhinny, McFadden, 2000].

Нами магнитная текстура пород исследована на основании измерений начальной анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) на каппа-мосте KLY-4S с последующим вычислением полного эллипсоида магнитной восприимчивости. Направления главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости (K_1 — максимальной, K_2 — промежуточной, K_3 — минимальной) наносили на стереограммы в проекции на нижнюю полусферу для анализа характера их распределения.

Кроме того, рассчитывали такие параметры AMS, как средняя величина магнитной восприимчивости ($K_{cp} = (K_1 + K_2 + K_3)/3$); степень удлиненности L , определяемая как $L = K_1/K_2$; степень уплощенности F — отношение величины промежуточной оси эллипсоида магнитной восприимчивости к минимальной ($F = K_2/K_3$). Степень анизотропии оценивали с помощью параметра P — отношения максимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости к минимальной ($P = K_1/K_3$): если $P = 1$, эллипсоид магнитной восприимчивости имеет сферическую форму, а степень анизотропии равна 0%, при $P = 1,15$ степень анизотропии составляет 15% и т.д. Форму эллипсоида магнитной восприимчивости определяли с помощью вычисления параметра T ($T = [2 \ln(K_2/K_3)] / (\ln(K_1/K_3) - 1)$) [Jelinek, 1981], изменяющегося от +1 (в случае плоскостной, уплощенной формы) до -1, когда эллипсоид имеет удлиненную (вытянутую) форму.

Результаты палеомагнитных исследований и их обсуждение. Анализ результатов магнитных чисток показывает, что в значительной части образцов как вмещающих эклогитов, так и даек двух генераций присутствуют три компоненты намагниченности (рис. 2). Наименее стабильная из них низкотемпературная компонента (PDF), разрушается обычно при

температуре до 250 °С. Направление этой компоненты близко направлению современного геомагнитного поля в районе работ, поэтому в дальнейшем она исключалась из анализа.

В образцах эклогитов в интервале 250–500 °С выделяется метакхронная компонента северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (компонента GR1 на рис. 2, а–в). Компонента монополярна. Распределение выделенных GR1-компонент на сфере показано на рис. 3, а. Среднее палеомагнитное направление этой компоненты приведено в табл. 1. Высокотемпературная компонента (PR1) выделяется как характеристическая (наиболее стабильная, идущая в начало координат диаграмм Зийдервельда). Компонента имеет деблокирующие значения температуры 510–555 °С (рис. 2, а–в). Для большей части образцов высокотемпературная компонента имеет северо-восточное склонение и умеренное–крутое положительное наклонение (рис. 2, а–в). Распределение выделенных PR1-компонент на сфере показано на рис. 3, среднее палеомагнитное направление этой компоненты приведено в табл. 1.

Таблица 1

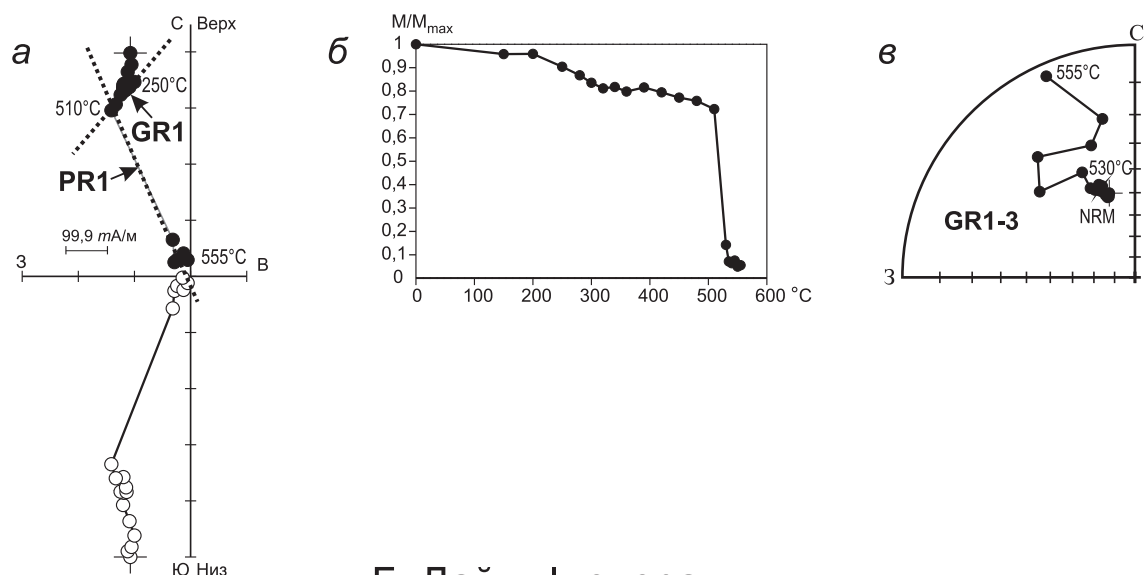
Палеомагнитные направления для палеопротерозойских комплексов Беломорского подвижного пояса (Гридинское дайковое поле)

Номер п/п	Компонента	N	Направление				Предполагаемый возраст компонент намагниченности, млн лет
			Dec°	Inc°	K	α_{95}°	
Вмещающие эклогиты							
1	GR1	14	354,5	37,6	44,3	6,3	1980
2	PR1	14	28,6	60,5	30,0	7,4	1980
Дайка 1-й генерации							
3	GR2	23	336,8	47,2	70,9	3,6	1800
4	GR2S	23	13,4	−21,8	6,1	13,4	1800
5	PR2	28	37,9	58,0	33,7	4,8	1980
6	PR2S	28	23,7	18,9	9,6	9,3	1980
Дайка 2-й генерации							
7	GR3	25	332,8	48,9	58,4	3,8	1800
8	PR3	25	40,3	57,7	42,7	4,5	1980
Среднее направление GR-компоненты		3	334,6	47,9			1800
Среднее направление PR-компоненты		3	28,6	58,5			1980

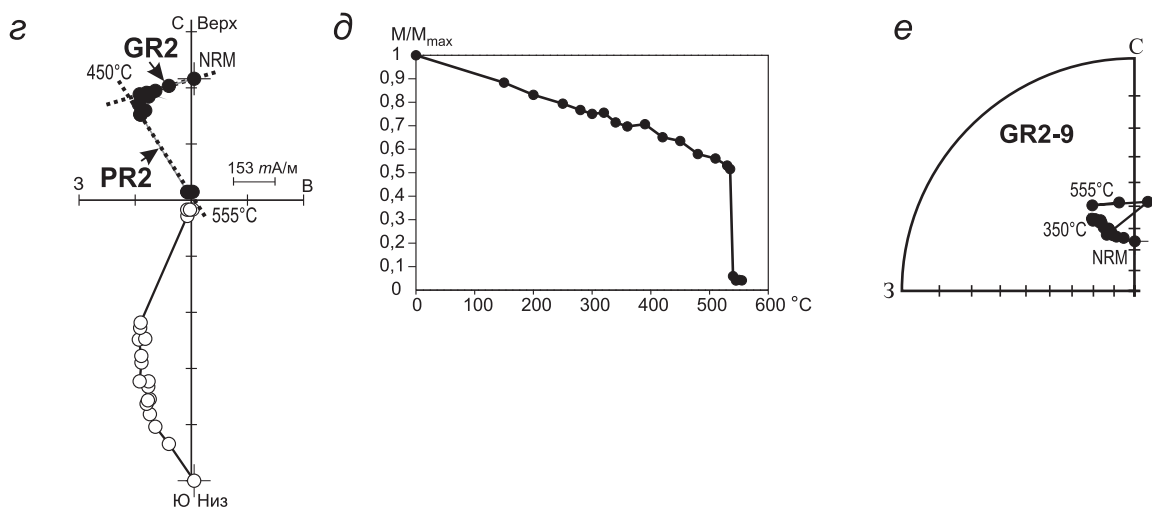
Примечания. N — число образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат соответственно; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-й вероятности для среднего направления; полужирным выделены средние палеомагнитные направления компонент GR и PR, используемые в интерпретации.

В образцах из дайки 1-й генерации в ходе ступенчатой температурной чистки выделяются две высокотемпературные компоненты естественной остаточной намагниченности. Первая компонента имеет блокирующие значения температуры до

А. Вмещающие породы (AR эклогиты)



Б. Дайки I генерации



В. Дайки II генерации

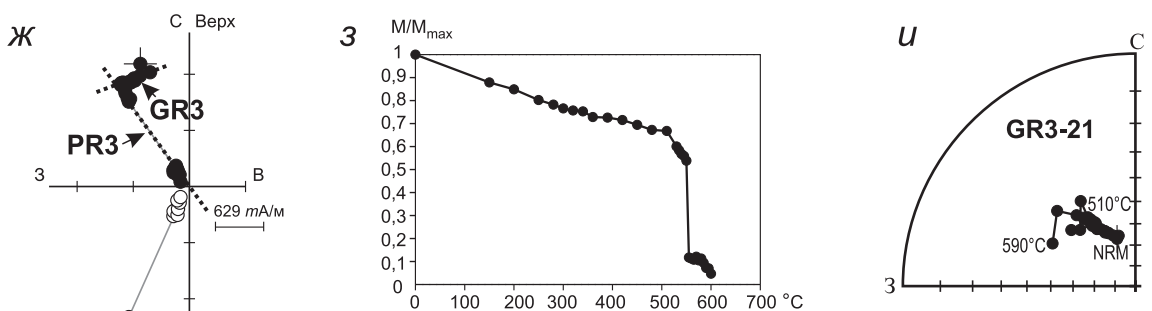


Рис. 2. Примеры ступенчатой температурной чистки даек двух генераций и вмещающих эклогитов с о. Воротная Луда (Гридинское дайковое поле): А — вмещающие архейские эклогиты (а–в); Б — дайка 1-й генерации (г–е); В — дайка 2-й генерации (оливиновые габбронориты, ж–и).

Для каждого образца слева направо: диаграмма Зийдervельда в географической системе координат (а, г, ж), кривая изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки (б, д, з) и стереопроекция направлений в географической системе координат (в, е, и) вмещающих эклогитов и даек 1-й и 2-й генерации соответственно. Белые кружки — проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдervельда проекция на вертикальную плоскость), черные кружки — проекции векторов на нижнюю полусферу (для диаграмм Зийдervельда проекция векторов на горизонтальную плоскость). Цифры у кружков указывают температуру магнитной чистки, °С. На диаграммах Зийдervельда буквы в кружках — выделенные компоненты намагниченности: PDF — современная компонента намагниченности, GR —среднетемпературная, PR — высокотемпературная (пояснения см в тексте)

450–510 °C (рис. 2, *з–е*). Среднее направление этой компоненты в современной системе координат $N=23$; $Dec=336,8^\circ$; $Inc=47,2^\circ$; $K=70,9$; $\alpha_{95}=3,6^\circ$ (рис. 3, *б*; табл. 1, 2). Поскольку дайка 1-й генерации смята в складки, то ориентированные образцы были отобраны из разных крыльев складок; для оценки времени приобретения породами этой компоненты намагниченности был применен ступенчатый тест распрямления складки. Максимальная кучность распределения единичных векторов на сфере достигалась при 0%-м распрямлении складки. Кучность GR2-компоненты в современной системе координат выше, чем в стратиграфической, — $K_g/K_s=11,7$, что свидетельствует о приобретении породами этой компоненты намагниченности после складкообразования. Для дальнейшего анализа использовалось направление GR2 в современной системе координат. Среднее направление GR2-компоненты близко среднему направлению GR1-компоненты, выделенной во вмещающих эклогитах (рис. 3). Отрицательный тест контакта свидетельствует о частичном вторичном перемагничивании пород в момент формирования среднетемпературных компонент GR1 и GR2.

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы для палеопротерозойских комплексов Беломорского подвижного комплекса, использованные в реконструкциях

Место отбора	Индекс	Φ , °N	Λ , °E	A_{95}	ϕm , °N	Возраст, млрд лет	Ссылка
Гридинское дайковое поле, о. Воротная Луда	PR	47,2	218,3	5,7	21,1	1,98	эта работа
Гридинское дайковое поле, о. Воротная Луда, перемагничивание	GR	68,2	245,6	8,4	41,9	1,98	эта работа
Центрально-Карельский террейн, перемагничивание	RC	45,2	192,4	8,0	19,8	1,80	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, перемагничивание	VD	40,8	205,4	6,3	12,4	1,80	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, Ропучейский силл	RS	34,8	209,6	13,3	6,2	1,75	[Bogdanova et al., 2013]

Примечания. Φ° , Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; A_{95} — радиус круга доверия палеомагнитного полюса в градусах; ϕm , °N — палеоширота (в градусах с.ш.).

Вторая компонента естественной остаточной намагниченности (PR2) выделяется в образцах дайки 1-й

генерации в интервале 510–580 °C (рис. 2, *д–е*). Поскольку высокотемпературная компонента полностью разрушается при температуре 560–580 °C, то основной носитель этой компоненты намагниченности, скорее всего, представлен магнетитом. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2 в современной системе координат: $N=28$; $Dec=37,9^\circ$; $Inc=58,0^\circ$; $K=33,7$; $\alpha_{95}=4,8^\circ$ (рис. 3, *д*; табл. 1). После распрямления складки среднее направление этой компоненты PR2S в стратиграфической системе координат: $N=28$; $Dec=23,7^\circ$; $Inc=18,9^\circ$; $K=9,6$; $\alpha_{95}=9,3^\circ$ (рис. 3, *д*; табл. 1). Кучность в современной системе координат значительно выше, чем в древней, — $K_g/K_s=3,5$, что свидетельствует о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2, выделяемой в дайке 1-й генерации, лежит в пределах доверительного интервала среднего направления высокотемпературной компоненты PR1, выделенной во вмещающих эклогитах (рис. 4), что свидетельствует о перемагничивании пород после внедрения дайки 1-й генерации. Отрицательные тесты складки и контакта свидетельствуют о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности.

Для даек 2-й генерации характерны два типа поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки. В первом случае выделяется только одна высокотемпературная компонента намагниченности северо-северо-восточного склонения и умеренно положительного наклонения (рис. 2, *з–к*). Компонента разрушается до 555 °C. Для второго типа образцов в температурном интервале 350–520 °C на диаграммах Зийдервельда фиксируются закругленные участки, что свидетельствует о перекрытии спектров блокирующих температур двух различных минералов — носителей намагниченности и невозможности полного разделения двух высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности. Вместе с тем в двух узких диапазонах — от 250 до 350 °C и от 520 до 580 °C — выделяются компоненты намагниченности GR3 и PR3 соответственно (рис. 2). Компонента GR3 демонстрирует северо-западное склонение и умеренное положительное наклонение (рис. 3, *в*). Среднее направление этой GR3-компоненты намагниченности в современной системе координат: $N=25$; $Dec=332,8^\circ$; $Inc=48,9^\circ$; $K=58,4$; $\alpha_{95}=3,8^\circ$ (рис. 3, *в*; табл. 1). Среднее направление метакристаллической GR3-компоненты намагниченности, выделенной в дайке 2-й генерации, в пределах доверительных интервалов совпадает с направлениями среднетемпературных компонент намагниченности GR-1 и GR-2 для вмещающих эклогитов и дайки 1-й генерации соответственно. Отрицательный тест контакта свидетельствует в пользу вторичной природы этих компонент намагниченности. Перемагничивание пород произошло уже после

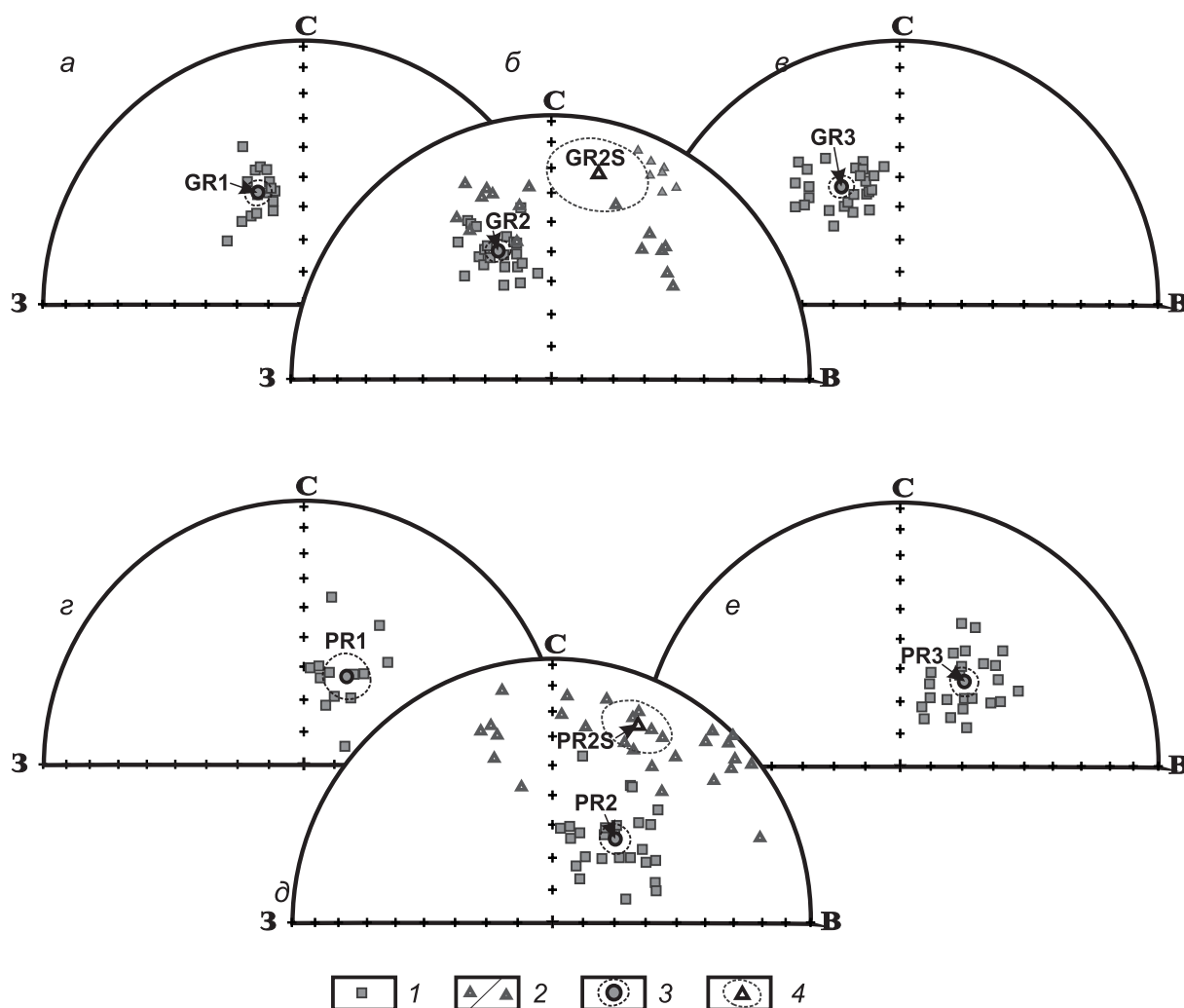


Рис. 3. Распределение на сфере направлений среднетемпературных (GR, серые кружки) и высокотемпературных (PR, серые квадратики) компонент естественной остаточной намагниченности в географической системе координат, выделенных во вмещающих архейских эклогитах и дайках двух генераций на о. Воротная Луда (Гридинское дайковое поле); белые треугольники — направления среднетемпературной (GR2S) и высокотемпературной (PR2S) компонент намагниченности, выделенной в образцах дайки 1-й генерации в стратиграфической системе координат. На стереограммах белые значки — проекции векторов на верхнюю полусферу, черные — проекции векторов на нижнюю полусферу. Буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 1

внедрения даек 2-й генерации, о чем свидетельствуют отрицательные тесты контакта и складки.

Магнитная текстура пород. Вторичную природу выделяемых компонент намагниченности подтверждают результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости (AMS). Исследование AMS образцов вмещающих эклогитов и даек двух генераций позволило определить магнитную текстуру пород — особенности и закономерности распределения магнитной фракции в исследуемых образцах (рис. 4). Во вмещающих эклогитах величина магнитной восприимчивости лежит в пределах от 80 до $234 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4, а). Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости и составом магнитной фракции (рис. 4, з) и высокая степень анизотропии, достигающая 51% (среднее значение AMS варьирует от 10 до 22%). Высокая степень анизотропии и зависимость величины магнитной восприимчивости от размера магнитной

фракции свидетельствуют об образовании вторичных минералов — носителей намагниченности. В этой группе образцов преобладает неявно выраженный плоскостной тип магнитной анизотропии (модовое значение параметра T лежит в пределах 8–15%), что свидетельствует об образовании (вторичных преобразованиях) магнитной текстуры основного объема пород вмещающих эклогитов в отсутствие стрессовых деформаций (рис. 4, ж). Среднее направление максимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости лежит в вертикальной плоскости, минимальная ось — в плоскости простираения вторичной минерализации (рис. 4, а). Образование такого типа анизотропии магнитной восприимчивости связано, скорее всего, со вторичными изменениями магнитной фракции.

Образцы из даек 1-й генерации характеризуются величиной магнитной восприимчивости от 477 до $1190 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4, д). Как и в образцах вмещающих эклогитов, отмечается отрицательная

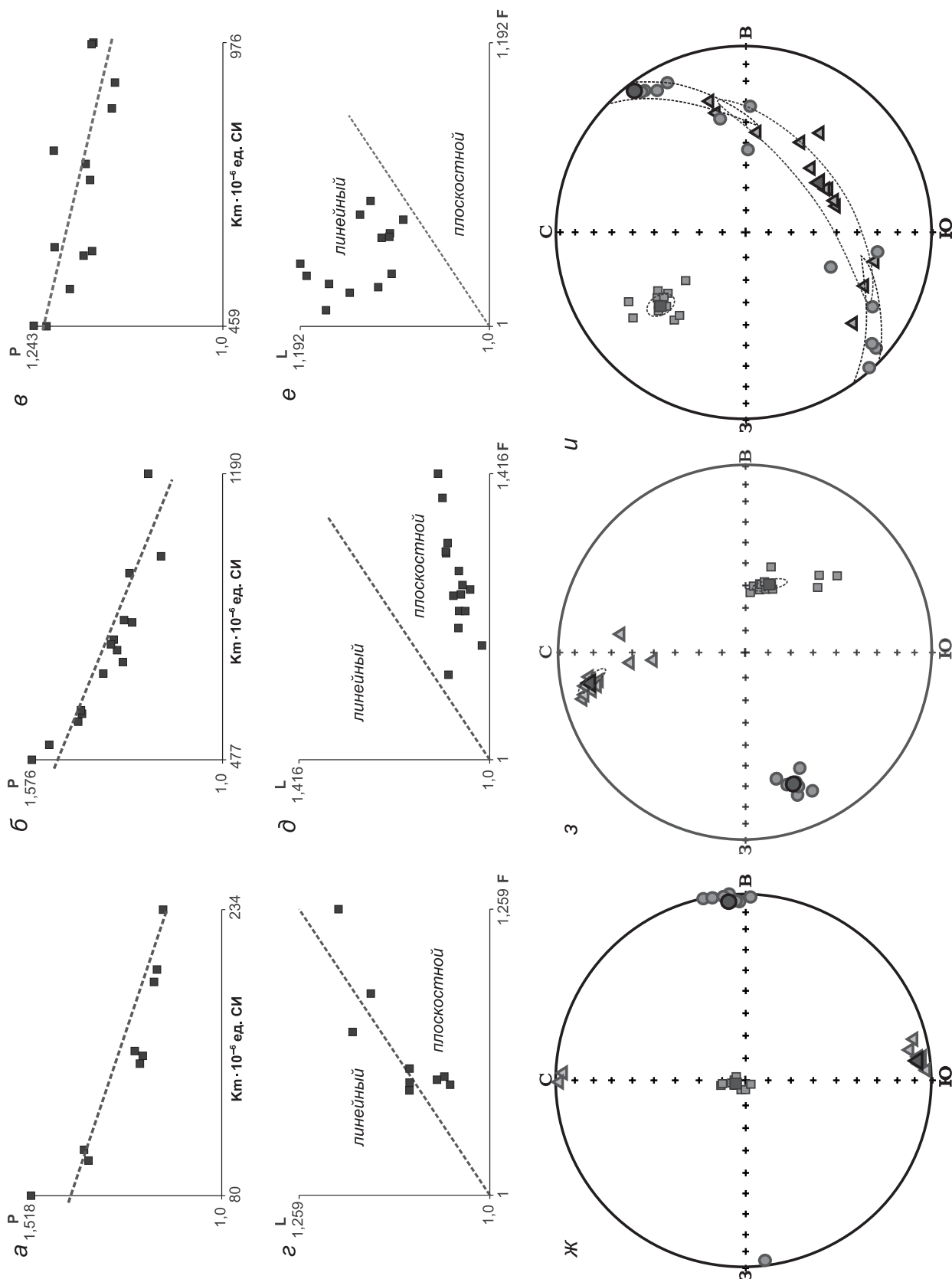


Рис. 4. Основные характеристики магнитной текстуры образцов вмещающих эклогитов и даек 1-й и 2-й генерации на о. Воронья Луда (Гридинское дайковое поле). Зависимость величины магнитной анизотропии P от начальной магнитной восприимчивости K_0 : а — образцов вмещающих эклогитов, б — образцов дайки 1-й генерации, в — образцов дайки 2-й генерации. Тип магнитной текстуры (диаграмма Флинна): г — в образцах вмещающих эклогитов, д — в образцах дайки 1-й генерации, е — в образцах дайки 2-й генерации. Стереодиаграммы распределения направлений главных осей эллипсоидов AMS в проекции на нижнюю полусферу: ж — в образцах вмещающих эклогитов, з — в образцах дайки 1-й генерации, и — в образцах дайки 2-й генерации. На стереодиаграммах проекции максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости на нижнюю полусферу — квадратики, промежуточных — треугольники, минимальных — кружки

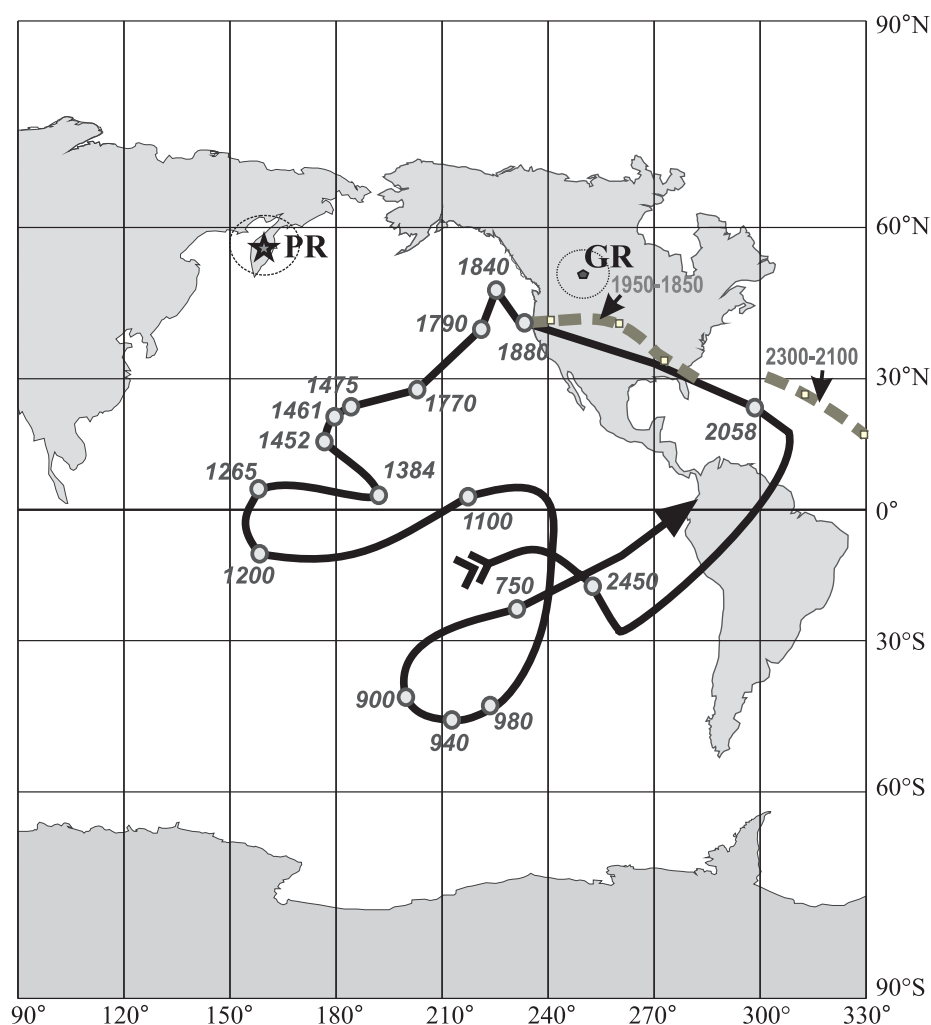


Рис. 5. Траектория кажущейся миграции Карельского (темно-серая стрелка) и Кольского (светло-серые пунктирные линии) кратонов в интервале 2,45–0,75 млрд лет, по [Лубнина, 2009]. Звездочкой показан палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной компоненты намагниченности PR на координаты точек отбора, ромбиком — положение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления среднетемпературной компоненты GR на координаты точек отбора

корреляция между величиной магнитной восприимчивости и степенью анизотропии P . В образцах из дайки 1-й генерации отмечена высокая степень анизотропии магнитной восприимчивости — от 24 до 57% (рис. 4, з). Форма магнитной анизотропии характеризуется плоскостным типом, который обусловлен одноосным сжатием, параметр T варьирует от 0,530 до 0,810 (рис. 4, з). Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает ориентировку максимальных осей большинства образцов в плоскости простираения дайкового тела 1-й генерации (рис. 4, б). Направления минимальных осей перпендикулярны к плоскости контакта дайкового тела (рис. 4, б). При одноосном сжатии значение магнитной восприимчивости уменьшается за счет возникновения в магнитных кристаллах микродефектов и смещения к ним доменных границ. При подобных напряжениях ось легкого намагничивания смещается в сторону наименьшего воздействия давления [Шолпо, 1977], в данном случае в плоскости, параллельной плоскости контакта дайки с вмещающими эклогитами.

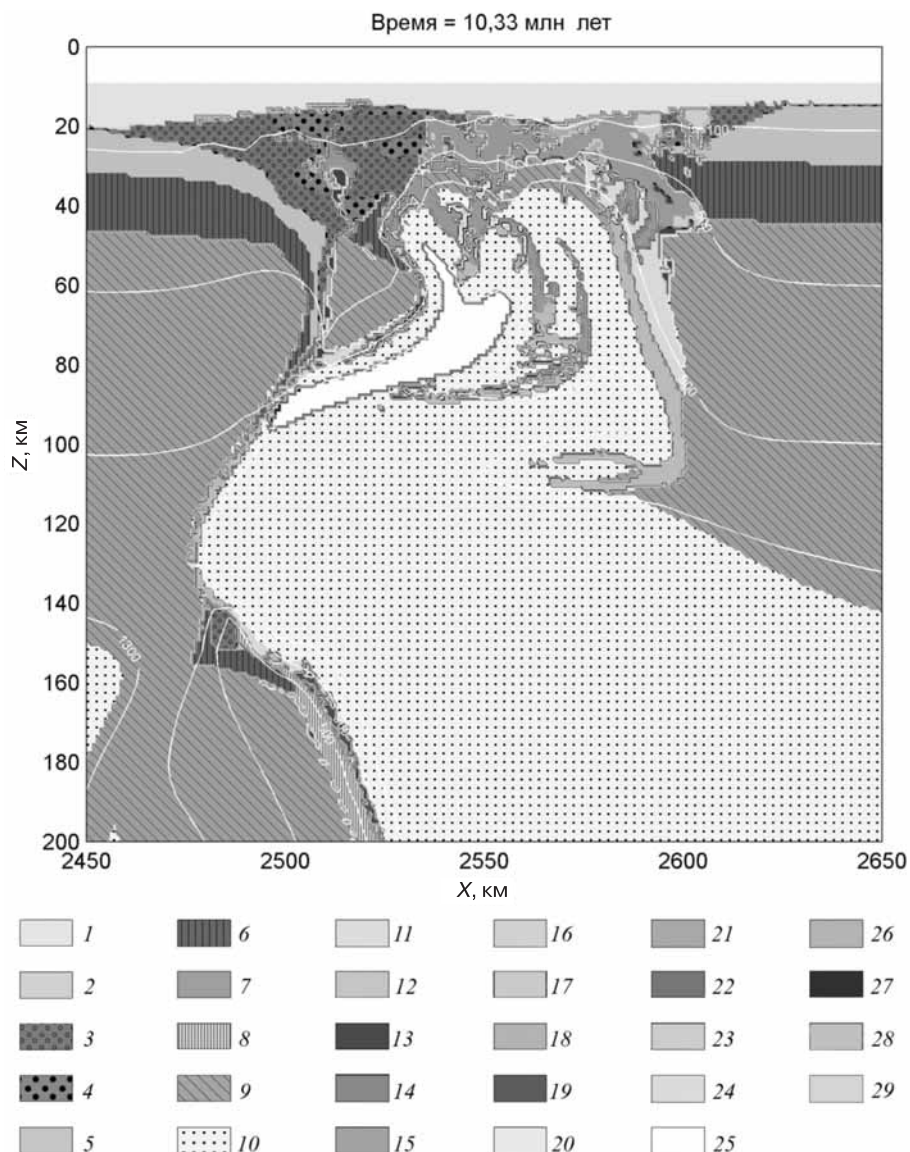
В образцах оливиновых габброноритов (дайка 2-й генерации) величина магнитной восприимчивости изменяется от 459 до $976 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4,

в). Изучение магнитной анизотропии показывает, что степень анизотропии лежит в пределах 13–24% (рис. 4, е). Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости со степенью анизотропии (рис. 4, в). Форма магнитной анизотропии у большей части образцов имеет линейный тип (рис. 4, е), что связано со вторичным тонким прорастанием магнетита. Параметр T , характеризующий форму эллипсоида AMS, варьирует от $-0,070$ до $-0,910$. Ориентировка главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости оливиновых габброноритов выдержана по всему разрезу: максимальная ось лежит практически в плоскости простираения дайки 2-й генерации, минимальная и промежуточная — в плоскости, перпендикулярной плоскости контакта дайкового тела (рис. 4, и). Образование такого типа анизотропии можно объяснить следующим механизмом. Кристаллы магнитных минералов, сформировавшихся при более высоких значениях температуры, были расположены уплощенными сторонами параллельно плоскости контакта, а удлинёнными — по направлению распространения вторичных флюидов.

Палеомагнитные полюсы GR и PR пересчитаны со средних направлений высокотемпературных ком-

Рис. 6. Результаты суперкомпьютерного моделирования конвергенции плит в условиях докембрия при мощности континентальной литосферы 150 км, изотермы даны в °С:

1 — воздух; 2 — вода; 3 — осадки-1; 4 — осадки-2; 5 — верхняя континентальная кора; 6 — нижняя континентальная кора; 7 — верхняя океаническая кора (базальты); 8 — нижняя океаническая кора (габбро); 9 — дегидратированная «сухая» литосферная мантия; 10 — дегидратированная («сухая») астеносфера; 11 — гидратированная литосферная мантия; 12 — гидратированная мантия; 13 — серпентинизированная литосфера; 14 — деплетированные перидотиты; 15 — закристаллизованные расплавы, экстрагированные из частично расплавленных метасадочных пород; 16 — закристаллизованные тоналит-трондьемит-гранодиориты (ТТГ), экстрагированные из частично расплавленного базальта; 17 — закристаллизованные ТТГ, экстрагированные из частично расплавленного габбро; 18 — закристаллизованные базальты, экстрагированные из частично расплавленного перидотита; 19 — частично расплавленные осадки-1; 20 — частично расплавленные осадки-2; 21 — частично расплавленная верхняя континентальная кора; 22 — частично расплавленная нижняя континентальная кора; 23 — частично расплавленные базальты; 24 — частично расплавленные габбро; 25 — частично расплавленная литосферная мантия; 26 — частично расплавленная астеносферная мантия; 27 — расплав (базальт, габбро), выплавленный из перидотита; 28 — кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из базальта; 29 — кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из габбро



понент намагниченности GR и PR на координаты точек отбора $\varphi=65,9^\circ\text{N}$, $\lambda=34,7^\circ\text{E}$ (табл. 2). Поскольку обе компоненты намагниченности вторичные, образовавшиеся после внедрения даек двух генераций, то время приобретения породами этих компонент намагниченности можно оценить только по косвенным признакам. В результате независимого изотопного U–Pb-датирования сфенов установлено закономерное уменьшение их абсолютного возраста в пределах Беломорского подвижного пояса от 1,92 млрд лет в северо-восточной части до 1,80 млрд лет в юго-западной части на границе с Карельским кратоном [Бибикина и др., 1999а, б]. Поскольку температура закрытия изотопной системы сфена составляет $\sim 700^\circ\text{C}$, то можно говорить, что все породы Беломорского подвижного пояса были перемагничены в этом временном интервале. Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности PR, лежит в палеопротерозойской части траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Карельского

кратона в интервале 1,95–1,88 млрд лет (рис. 5; табл. 2). Кроме того, полученный нами палеомагнитный полюс близок к палеомагнитному полюсу 1,98 млрд лет назад для Водлозерского террейна Карельского кратона [Пасенко, Лубнина, 2014]. Исходя из этих данных наша оценка времени образования высокотемпературной компоненты намагниченности PR — 1,95–1,88 млрд лет назад.

Образование высокотемпературной компоненты намагниченности, вероятно, связано с посторогенным коллапсом. Коллапс коллизионных систем возникает вследствие гравитационной неустойчивости аномально мощной континентальной коры, возникающей в процессе коллизии. В результате происходит коллапс в режиме растяжения при резком понижении давления и температуры в течение небольшого промежутка времени. Возникающая при таком режиме намагниченность имеет термовязкую природу (резкое снижение температуры ниже точки Кюри у минералов — носителей намагниченности за короткий интервал времени) и полностью уни-

чтожает первичную намагниченность, образованную в момент формирования пород. Новообразованная вторичная компонента монополярна и чаще всего является единственной при компонентном анализе, за исключением вязкой (современной) компоненты намагниченности.

Оценить время образования среднетемпературной метакхронной компоненты намагниченности GR несколько проблематично. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора образцов (рис. 5), отличается на 60–90° по широте от полученных ранее палеопротерозойских палеомагнитных полюсов для Карельского кратона [Fedotova et al., 1999; Bogdanova et al., 2013]. Вместе с тем выделенное в этой работе направление метакхронной компоненты намагниченности близко направлению свекофеннского перемагничивания (~1,8 млрд лет назад) для Карельского кратона. Высокие блокирующие значения температуры (до 510 °C) минералов — носителей этой компоненты намагниченности позволяют предположить ее образование под воздействием флюидов. Поскольку коллапс сопровождается выделением большого количества флюидов, воздействие которых может продолжаться в течение десятков миллионов лет после основного этапа коллизии, время образования вторичной метакхронной компоненты намагниченности может запаздывать на несколько десятков миллионов лет по сравнению с главной фазой посторогенного коллапса. Воздействие флюидов разного состава приводит к образованию новых минералов — носителей намагниченности в результате окисления первичных минералов, а также к приобретению породами вторичной (метакхронной) компоненты намагниченности. Новообразованная компонента может быть как моно-, так и биполярной. При этом направления векторов естественной остаточной намагниченности, отвечающих различным минералам-носителям, практически совпадают между собой. Вторичная компонента может образовываться до-, в процессе и после складкообразования. Следует также отметить, что U–Pb-возраст кристаллов рутила в породах Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса составляет 1760 ± 20 млн лет [Слабунов, 2008], что свидетельствует о вторичном термальном воздействии (450–500 °C) в этом временном интервале [Бибикова и др., 1999а, б]. Таким образом, образование вторичной метакхронной компоненты намагниченности можно связать с воздействием флюидов 1,8–1,75 млрд лет назад.

Результаты суперкомпьютерного моделирования.

Для воссоздания возможных условий прогресса коры до высокой температуры использованы оригинальные согласованные петролого-термомеханические двумерные модели Т.В. Гери [Gerya, Yuen, 2003; Sizova et al., 2014]. При моделировании использованы ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

Описание модели, воспроизводящей процесс конвергенции плит со скоростью 5 см/год и континентальную коллизию, а также некоторые результаты приведены в статье [Захаров и др., 2015]. Мощность континентальной литосферы составляет 150 км, задаваемая температура мантии превышала современную на 150 °C, радиогенная теплогенерация коры была выше современной в 1,5 раза. Такие параметры, по мнению некоторых авторов, например, [Abbott et al., 1994] соответствуют границе архея–палеопротерозоя.

Результаты моделирования показывают, что в процессе субдукции, которая предшествует континентальной коллизии, происходит значительная теплогенерация в области погружения океанической литосферы. Происходит быстрый (~100 тыс. лет) прогрев коры в зоне перехода океан–континент до температуры 500 °C на глубине около 5–10 км от поверхности (рис. 6). В некоторых вариантах моделей возможен повторный разогрев коры, однако эти результаты нуждаются во внимательном анализе и интерпретации.

Выводы. 1. В результате палеомагнитных исследований палеопротерозойских комплексов Гриндинского дайкового поля установлено воздействие наложенного процесса, выразившегося в минеральном изменении пород изученного комплекса и их полном или частичном перемагничивании. Выделены две компоненты намагниченности, вторичная природа которых доказана на основании отрицательных тестов складки и контакта.

2. Показано, что вторичную компоненту намагниченности, выделяемую в породах Беломорского подвижного пояса, можно разделить на два кластера — 1,95–1,88 млрд лет и 1,80–1,75 млрд лет.

3. К первому кластеру относятся определения, связанные с образованием вторичной компоненты в процессе коллапса. Компонента имеет локальное распространение. При этом выделяемая характеристическая компонента намагниченности высокотемпературная.

4. Второй кластер перемагничивания образуют определения, полученные в породах, подвергшихся палеопротерозойской эндогенной активизации. Петрографические и микрозондовые исследования позволяют предположить гидротермально-метасоматическую природу вторичных изменений пород в результате их взаимодействия с гидротермальным флюидом (химическое перемагничивание). В этом случае породы полностью или частично перемагничены, а возраст приобретения породами вторичной метакхронной компоненты оценен в 1,80–1,75 млрд лет.

5. Вторичная компонента, образовавшаяся в результате действия гидротермальных флюидов в позднем палеопротерозое, имеет широкое распространение в пределах Карельского блока и Беломорского подвижного пояса Восточно-Европейского кратона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999а. № 8. С. 842–857.
- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999б. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И. и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Лепехина Е.Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат-лы IV Росс. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб., 2009. С. 110–112.
- Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли // Мат-лы науч. конф. и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. 398 с.
- Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. (В печати).
- Лубнина Н.В. Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона: тектоническое районирование и геодинамические индикаторы // Вестн. КАРУНЦ. 2009. № 2. С. 325–353.
- Моргунова А.А., Перчук А.Л. Два типа эклогитов в Гридинском высокобарическом комплексе (Беломорский подвижный пояс, Карелия): петрология и геодинамическое применение // Современное состояние наук о Земле: Междунар. конф., посвященная памяти В.Е. Хаина. М.: МГУ, 2011. С. 1290–1292.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Пасенко А.М., Лубнина Н.В. Карельский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 3–11.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. 298 с.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U–Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. АН. 2011. Т. 437, № 2. С. 238–242.
- Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
- Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Петрозаводск, 2005. С. 285–288.
- Шолло Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, B7. P. 13835–13850.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M. et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. Vol. 174. P. 196–216.
- Dunlop D., Schmidt P., Ozdemir O., Clark D. Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, B12. P. 27271–27283.
- Fedotova M.A., Khramov A.N., Pisakin B.N., Priyatkin A.A. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield // Geophys. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 691–712.
- Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Int. 2003. Vol. 140. P. 295–320.
- Jelinek, V. Characterization of the magnetic fabrics of rocks // Tectonophysics. 1981. Vol. 79. P. 63–67.
- McElhinny M.W., McFadden P.L. Paleomagnetism // Continents and Oceans. Intern. Geophys. Ser. Vol. 73. N.Y.; L.: Academic Press, 2000. 406 p.
- Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Res. 2014. Vol. 25. P. 522–545. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011>.
- Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. L.: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
- Zwing A. Causes and Mechanism of Remagnetisation in Paleozoic rocks — a multidisciplinary approach: PhD thesis. Munchen: Ludwig-Maximilian University, 2003. 159 p.

Поступила в редакцию
12.11.2014

УДК 550.8.013.98(268.52)

К.Ф. Старцева¹, А.В. Ершов², В.А. Никишин³

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ 2D-МОДЕЛИРОВАНИЯ

Приводятся результаты 2D-моделирования углеводородных систем вдоль линии регионального сейсмического профиля, пересекающего осадочные бассейны северной части Карского моря — бассейн Св. Анны, Предсевероземельский бассейн и др. По результатам данных геохимических исследований на прилегающих районах суши выделены потенциальные нефтегазоматеринские толщи. Построены четыре типа моделей: реконструкция истории погружения, прогрева, нефтегазогенерации и миграции углеводородов. На основании выполненного моделирования проанализирована возможность формирования залежей углеводородов (УВ) в пределах северной части Карского моря, их источники и пути миграции.

Ключевые слова: северная часть Карского моря, история погружения, история прогрева, углеводородные системы, нефтегазоматеринские толщи, генерация, миграция.

This article presents the results of two-dimensional petroleum system modeling along the regional seismic profile that crosses sedimentary basins of the north part of Kara Sea — St. Anne basin, Predseverozemelsky basin and the others. On the basis of geochemical studies of adjacent land areas we distinguished oil and gas potential source rocks of sedimentary basins of the north part of Kara Sea. Four types of models were built: reconstruction of subsidence history, warming model, model of generation of oil and gas and model of migration of hydrocarbons. On the basis of these models we analyzed the possibility of formation of modern hydrocarbon deposits within north part of Kara Sea, their sources and migration paths.

Key words: north part of Kara Sea, subsidence history, warming model, petroleum systems, source rocks, generation, migration.

Введение. Северная часть Карского моря — потенциально перспективный нефтегазоносный регион [Gautier et al., 2009; Kontorovich et al., 2012], однако этот регион до сих пор изучен сравнительно слабо. Данные о его геологическом строении и истории развития основаны главным образом на сейсмических разрезах и не подтверждены бурением. Мы выполнили моделирование углеводородных систем по линии сейсмического профиля ВК-005, полученного в 2012 г. компанией «Роснефть», который пересекает бассейны Карской плиты и бассейн Св. Анны (рис. 1, 2). Моделирование включало реконструкцию истории формирования осадочного бассейна, моделирование эволюции его термального режима и истории нефтегазогенерации на основе интеграции всех имеющихся данных и интерполяции недостающих данных с прилегающих территорий. Моделирование проводилось с использованием программного пакета (ПП) Petromod компании «Schlumberger».

Углеводородные системы северной части Карского моря. Основные элементы углеводородных систем — нефтегазоматеринские толщи (НМТ), коллекторы и покрышки.

Данные геохимических исследований органического вещества (ОВ) осадочных отложений Таймыра

и Восточно-Сибирской платформы [Конторович и др., 1981] и Северной Земли позволяют выделить 8 потенциальных нефтегазоматеринских толщ — раннепермского, позднедевонского, среднедевонского, раннедевонского, раннесилурийского, позднеордовикского, среднеордовикского и раннеордовикского возраста (таблица).

Прогнозные характеристики нефтематеринских толщ, использованные в моделировании*

Возраст	Свита	C _{орг} , %	НІ, мг УВ /г ОВ
Ранняя пермь	Свита не выделяется	2	450
Поздний девон	Доманиковская	2	450
Средний девон	Встречнинская	2,25	450
Ранний девон	Русановская	2	450
Ранний силур	Среднинская + снежинская	3,86	450
Поздний ордовик	Стройнинская	2	450
Средний ордовик	Озернинская	2,17	450
Ранний ордовик	Ушаковская + кружилинская	2	450

* Тип керогена II.

Данные пиролиза образцов пород с о. Северная Земля свидетельствуют о наличии обогащенных ОВ

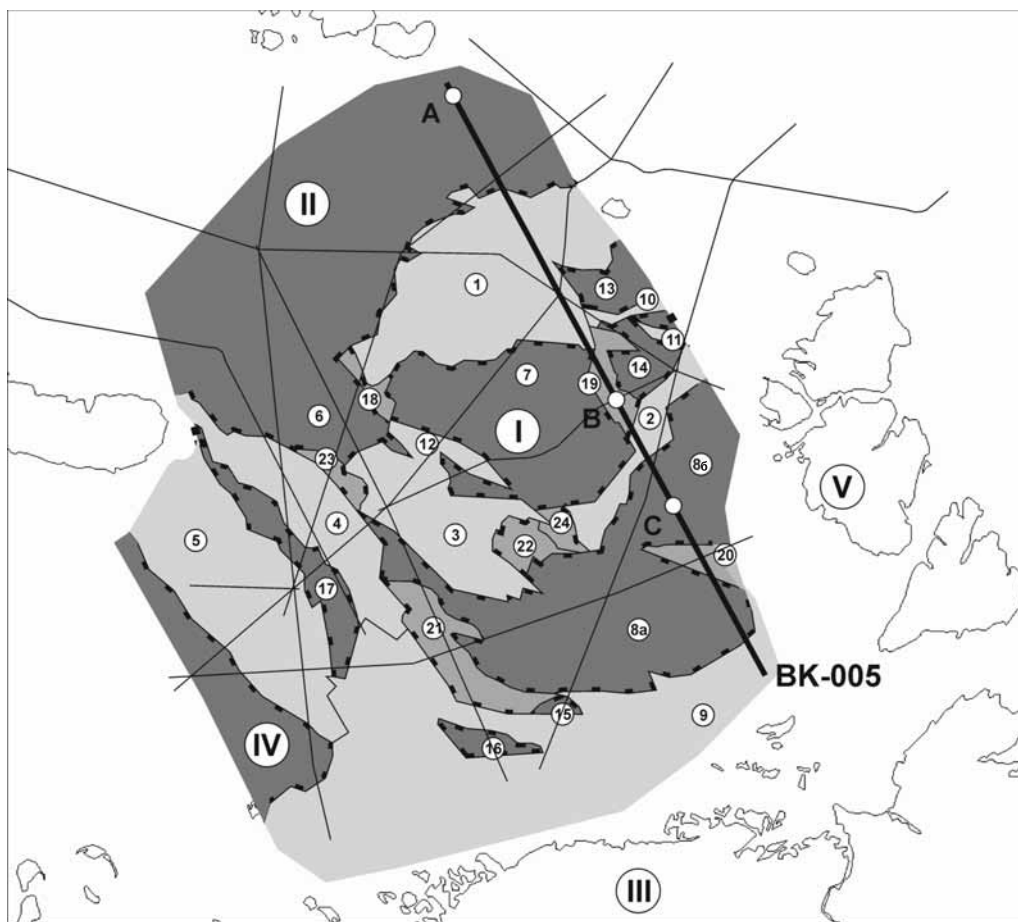
¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: kfstartseva@gmail.com

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

³ «Роснефть», главный геолог; e-mail: nvaleriy@list.ru

Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Карского региона, по [Никишин, 2013] и локация изучаемого профиля и псевдоскважин

Цифры в кружках — тектонические элементы: надпорядковые: I — Карская плита, II — Северо-Баренцевская впадина, III — Пайхойско-Новоземельская складчатость, IV — Южно-Карская впадина, V — Таймырско-Североземельская складчатость; положительные 1-го порядка: 1 — мегавал Ушакова-Визе, 2 — мегавал Наливкина, 3 — свод Макарова, 4 — Центрально-Карский свод, 5 — Северо-Сибирский мегавал; отрицательные 1-го порядка: 6 — прогиб Фобос, 7 — Красноармейский прогиб, 8a — прогиб Уединения, 8b — Присевероземельский прогиб, 9 — Североземельский выступ; положительные 2-го порядка: 10 — вал Албанова, 11 — вал Безымянный-2, 12 — поднятие Скалистое; отрицательные 2-го порядка: 13 — котловина Седова, 14 — прогиб Урванцева-Воронина, 15 — котловина Безымянная-3, 16 — депрессия Северо-Михайловская, 17 — прогиб Натальи; полузамкнутые: 18 — седловина Ермолаева, 19 — ступень Безымянная-1, 20 — Краснофлотский мыс, 21 — ступень Егизарова, 22 — седловина Меннера, 23 — седловина Марковского, 24 — ступень Погребичского



прослоев ушаковской и кружилихинской свит нижнего ордовика; в модели эти две свиты объединены в одну нижнеордовикскую НМТ. Эта НМТ в пределах области моделирования распространена в бассейнах Карской плиты. Данные пиролiza образцов пород с п-ова Таймыр и результаты исследований в рамках Государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 арх. Северная Земля [Государственная геологическая..., 2003] позволяют выделить в качестве потенциально нефтематеринских толщ озернинскую свиту среднего ордовика, стройнинскую свиту верхнего ордовика, среднинскую и снежинскую свиты нижнего силура, русановскую свиту нижнего девона и встречнинскую свиту среднего девона. Эти НМТ в пределах области моделирования распространены в бассейнах Карской плиты. Среднинская и снежинская свиты объединены в модели в одну нижнесилурийскую НМТ. Значения содержания органического углерода (C_{org}) для озернинской НМТ среднего ордовика, нижнесилурийских (среднинская и снежинская) и среднедевонской НМТ приняты по аналогии со средним содержанием C_{org} в разновозрастных породах Восточной Сибири [Конторович и др., 1981]. Кроме того, учитывая данные из работы [Klett, Pitman, 2012], мы выделяем в качестве потенциально нефтематеринских доманиковую свиту верхнего девона и каменноугольно-нижнепермскую НМТ, принад-

лежащую к нерасчлененной толще карбона—нижней перми. Эти НМТ в пределах области моделирования распространены в пределах бассейна Св. Анны.

Таким образом, характеристики среднедевонской, нижнесилурийской и среднеордовикской НМТ были заданы по аналогии с разновозрастными НМТ на Восточно-Сибирской платформе, для остальных НМТ содержание C_{org} условно принято равным 2%. Кроме того, принято, что кероген для всех НМТ соответствует II типу, а исходный генерационный потенциал (HI) составляет 450 мг УВ/г ОВ в соответствии с данными пиролiza образцов с арх. Новая Земля (В.А. Никишин, устное сообщение). Химико-кинетическая модель керогена взята из работы [Vandenbroucke et al., 1999] (для керогена II типа, образцы юрского возраста из Северного моря).

Коллекторские толщи определяли в автоматическом режиме в программном пакете моделирования на основе заданного литологического состава слоя с учетом уплотнения пород при погружении и закона, связывающего пористость и проницаемость. Кроме того, при выделении коллекторов учитывался характер миграции УВ в осадочных слоях по результатам моделирования. В пределах Карской плиты породы с коллекторскими свойствами присутствуют в верхней части ниже-среднеордовикской толщи, в нижней части верхнеордовикских (стройнинская свита), в

нижней части нижнедевонских и в нижней части среднедевонских отложений. В бассейне Св. Анны коллекторы выделяются в каменноугольных отложениях и нижней части нижнепермских.

Покрышки для бассейнов Карской плиты выделяли на основании данных о литологическом составе пород на арх. Северная Земля [Никишин, 2013], для бассейна Св. Анны — по литературным данным [Klett, Pitman, 2012], а также с учетом характера миграции УВ по результатам моделирования. В пределах Карской плиты в качестве покрывок выделяются среднеордовикские соленосные отложения, нижнесилурийские известняки, а также нижнедевонские известняки, доломиты и гипсы. В бассейне Св. Анны к покрывкам относятся нижнепермские известняки и нижнетриасовые глины.

Методика моделирования и исходные данные. Исходными данными для проведения моделирования послужили: 1) региональный сейсмический профиль ВК-005 в глубинном масштабе, предоставленный ассоциацией «Геология без границ» с интерпретированными тектоно-стратиграфическими единицами; 2) гипотетический литологический состав осадочных отложений, спрогнозированный на основе интерполяции состава соответствующих по возрасту слоев, вскрытых в скважинах и обнажениях на прилегающих участках суши [Никишин, 2013]; 3) данные о структуре коры и литосферы, полученные на основе глубинных геофизических исследований [Кашубин, 2012]; 4) гипотетические характеристики потенциальных нефтегазоматеринских толщ, спрогнозированные на основе геохимических исследований в прилегающих областях суши.

Для профиля ВК-005 выполнены 4 вида моделирования: 1) реконструкция истории погружения и эволюции структурного плана основных поверхностей; 2) моделирование истории прогрева осадочных толщ; 3) моделирование нефтегазогенерации и эмиграции УВ из нефтематеринских толщ; 4) моделирование вторичной миграции.

Литологический состав слоев задавался экстраполяцией состава соответствующих по возрасту слоев, вскрытых в скважинах и обнажениях на прилегающих участках суши, главным образом на арх. Северная Земля [Никишин, 2013], и был принят постоянным по латерали (из-за отсутствия данных).

Палеобатиметрия морского бассейна определялась на основе палеотектонической реконструкции А.М. Никишина для северной части Карского моря (А.М. Никишин, устное сообщение).

В качестве граничных условий модели прогрева использованы изменяющиеся во времени и пространстве температура на поверхности и тепловой поток в основании коры. Поверхностная температура была задана на основе палеоклиматической реконструкции [Wygrala, 1989] с учетом изменения палеошироты осадочного бассейна и истории его геологического развития.

Для задания значений теплового потока в основании коры выполнена калибровка по 8 псевдоскважинам, представляющим разные тектонические зоны в северной части Карского моря. Так как данные бурения отсутствуют, мы не могли использовать стандартные реперы палеотемпературы, такие, как замеры современной температуры, показатель отражающей способности витринита, величины $T_{\max}$ и

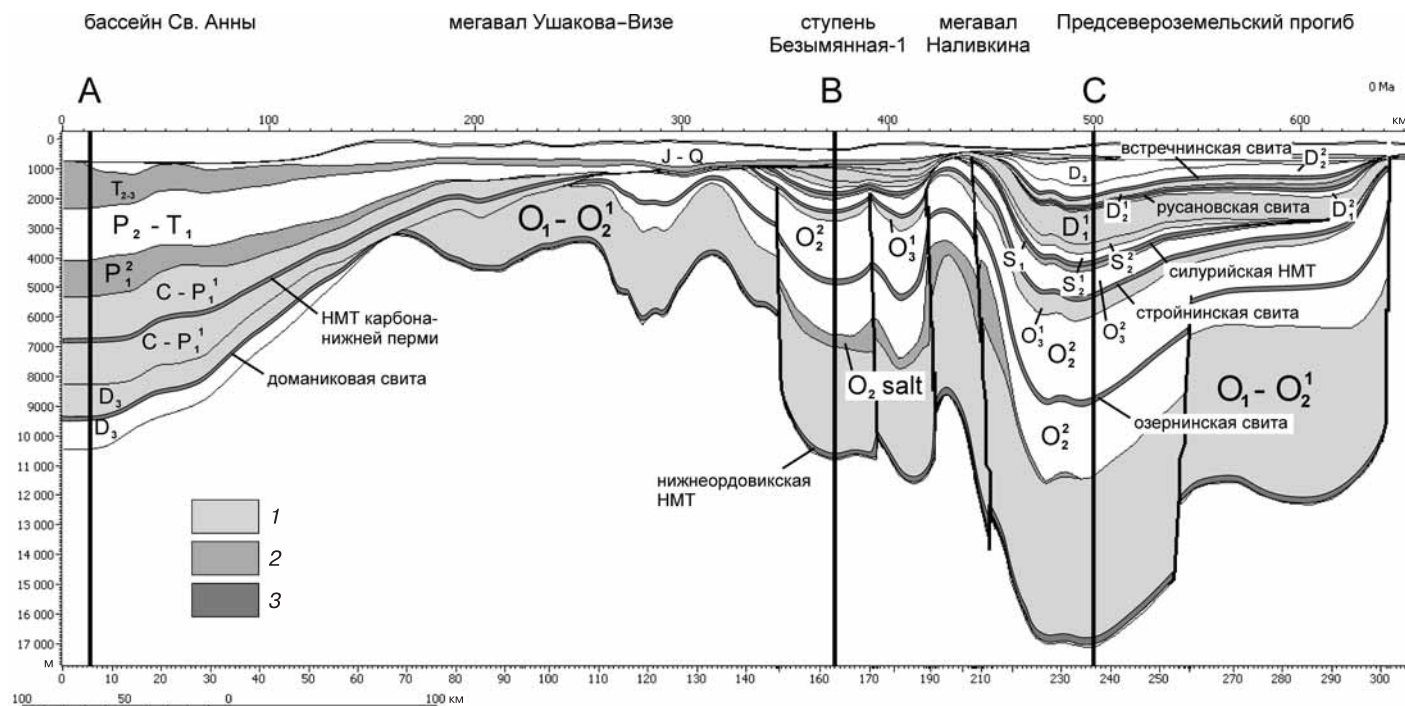


Рис. 2. Исходный разрез с положением псевдоскважин А, В и С и выделенными элементами углеводородных систем: 1 — коллекторы, 2 — покрывки, 3 — нефтематеринские толщ (НМТ)

т.п. Единственным имеющимся в нашем распоряжении палеотермальным репером было тектоническое погружение бассейна. Соответственно калибровка модели прогрева для псевдоскважин выполнялась по кривой тектонического погружения. Для каждой псевдоскважины построена термоизостатическая модель рифтогенеза по механизму МакКензи. При этом тепловая история для псевдоскважин Карской плиты определялась главным образом ордовикским рифтовым событием [Малышев и др., 2012], а для псевдоскважин бассейна Св. Анны — позднедевонским рифтовым событием [там же]. В ходе калибровки путем изменения параметров модели (значения коэффициента утонения коры и мантии, мощности коры и мантийной части литосферы до растяжения) достигалось совмещение двух независимо рассчитанных кривых тектонического погружения — кривой, рассчитанной в рамках термоизостатической модели рифтогенеза МакКензи, и кривой, рассчитанной с помощью процедуры бэкстриппинга. При этом также требовалось совпадение модельного теплового потока на поверхности с данными, полученными интерполяцией измеренных значений на область Северо-Карского бассейна (около 69 мВт/м^2 для профиля ВК-005, данные ассоциации «Геология без границ»).

Граничные условия модели прогрева, определенные для калибровочных псевдоскважин (значения палеоглубины, температуры на поверхности и теплового потока в основании коры), интерполированы на всю область профиля и использованы в качестве граничных условий 2D-модели прогрева.

Модель нефтегазогенерации включала расчет генерации углеводородов, их первичной и вторичной миграции. Расчет выполнен с использованием принятых параметров НМТ, таких как тип керогена, содержание $C_{орг}$, исходный генерационный потенциал (таблица).

История погружения осадочных бассейнов в северной части Карского моря. История геологического развития этого региона по результатам моделирования выглядит следующим образом.

В раннем и среднем ордовике (рис. 3, временной срез 452,5 млн лет) в Карском море происходило синрифтовое погружение. Мощность синрифтовых отложений во впадинах в северной части Карского моря составила ~7000 м, а в наиболее погруженной части Предсевероземельского бассейна — до 9000 м. В это же время формировались сбросовые разрывные нарушения, по которым в дальнейшем была возможна миграция углеводородов. Предполагаемая складчатая структура в районе вала Ушакова–Визе могла образоваться в раннем–среднем ордовике в качестве грабенообразного прогиба, однако данных, чтобы утверждать однозначно, что эта структура не образовалась позднее, в результате предкаменноугольной складчатости, недостаточно.

В позднем ордовике (рис. 3, временной срез 438 млн лет) синрифтовое погружение сменилось пострифтовым. При этом перед силуром, вероятно, имел место эпизод эрозии и воздымания, в результате чего сформировалась инверсионная структура на месте современного мегавала Наливкина. Возникшие в раннем ордовике разрывные нарушения к этому времени утратили активность, что могло привести к образованию приразломных ловушек УВ.

В раннем девоне (рис. 3, временной срез 401 млн лет) пострифтовое погружение продолжалось предположительно на всей рассматриваемой территории.

В позднем девоне (рис. 3, временной срез 323,6 млн лет) в связи с эпизодом рифтинга в северо-восточной части Баренцева моря образовался бассейн Св. Анны. Малую мощность синрифтового комплекса можно объяснить тем, что выбранный разрез пересекает бассейн в его краевой части (рис. 1); вместе с тем пострифтовый каменноугольный–пермский чехол, перекрывающий девонские отложения (рис. 3, временной срез 270 млн лет), имеет большую мощность в связи с тем, что пострифтовое погружение охватывало большую территорию. В Предсевероземельском бассейне в позднем девоне продолжалось пострифтовое погружение, завершившееся главным эпизодом воздымания Северо-Карского бассейна на границе девона и карбона, в результате чего на поднятиях (в пределах изучаемого разреза на поднятиях Ушакова–Визе и Наливкина) были эродированы нижележащие отложения с ордовикских до верхнедевонских. В то же время инверсия по существовавшим ранее разломам могла привести к распечатыванию сформированных ранее залежей УВ и миграции УВ в вышележащие слои.

В дальнейшем (рис. 3, настоящее время) осадконакопление было сосредоточено в основном в пределах бассейна Св. Анны. Предположительно на границе триаса и юры здесь произошел очередной эпизод инверсии, в результате чего образовались локальные поднятия, в пределах которых возможно сосредоточение потенциальных залежей УВ.

История нефтегазогенерации. На основе модели прогрева (рис. 3) рассчитана модель созревания ОБ нефтегазоматеринских толщ. Химико-кинетическая модель керогена НМТ была принята аналогичной модели керогена II типа для юрских НМТ Северного моря [Vandenbroucke et al., 1999].

Эволюция созревания ОБ осадочных отложений представлена для трех псевдоскважин (рис. 4). В бассейне Св. Анны (рис. 4, А) нефтематеринские толщи в модели представлены доманиковой свитой и толщей, выделяемой в пределах каменноугольных–нижнепермских отложений по аналогии с Восточно-Сибирской платформой [Конторович, 1983; Klett, Pitman, 2012]. Доманиковая свита в карбоне вошла в область генерации нефти, в поздней перми — в область генерации жирных газов, а в конце триаса — в область генерации сухого газа, в которой находится по

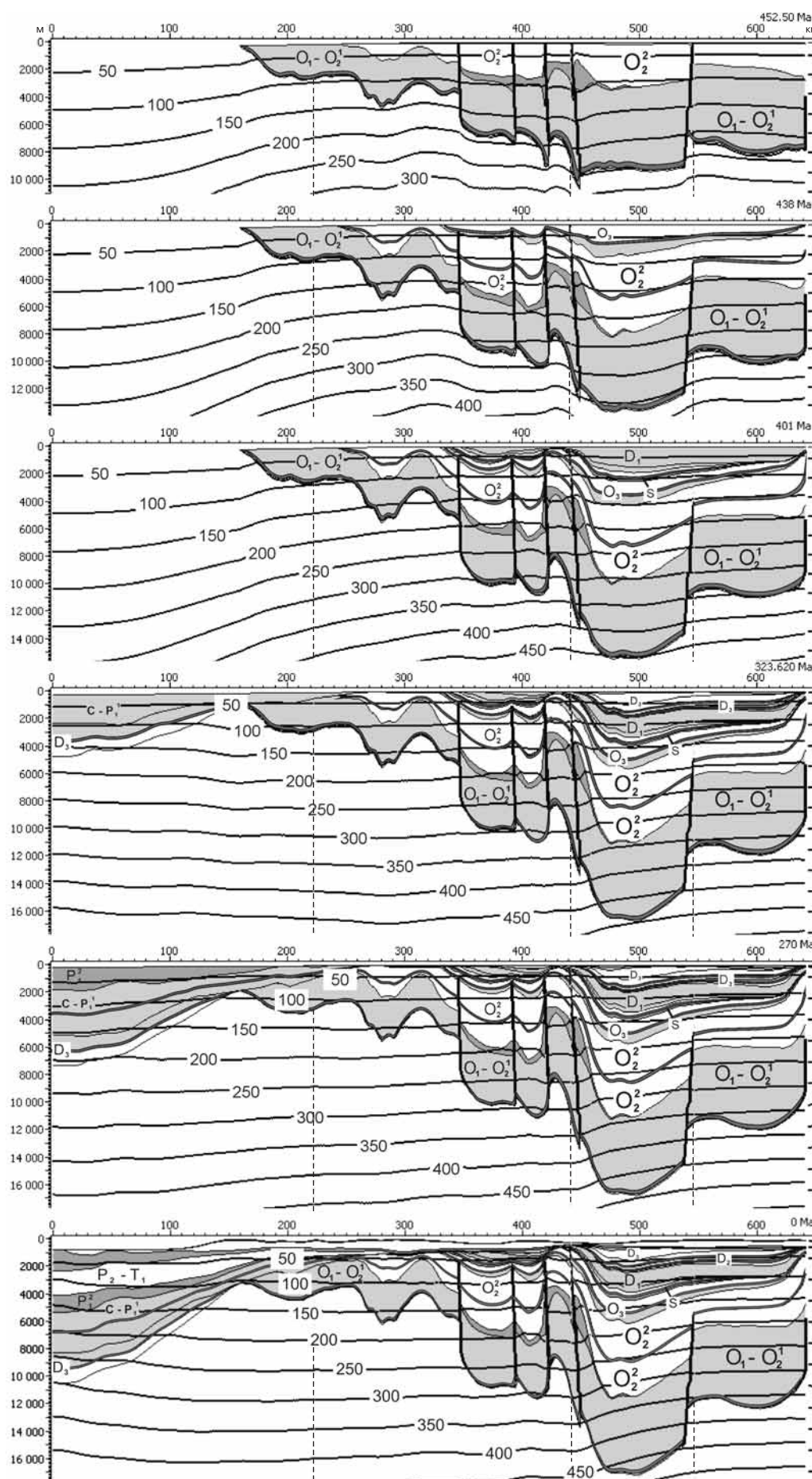


Рис. 3. Палеоразрезы по профилю ВК-005 для ключевых моментов. Изолиниями показано распределение температуры, °С. Условные обозначения см. на рис. 2

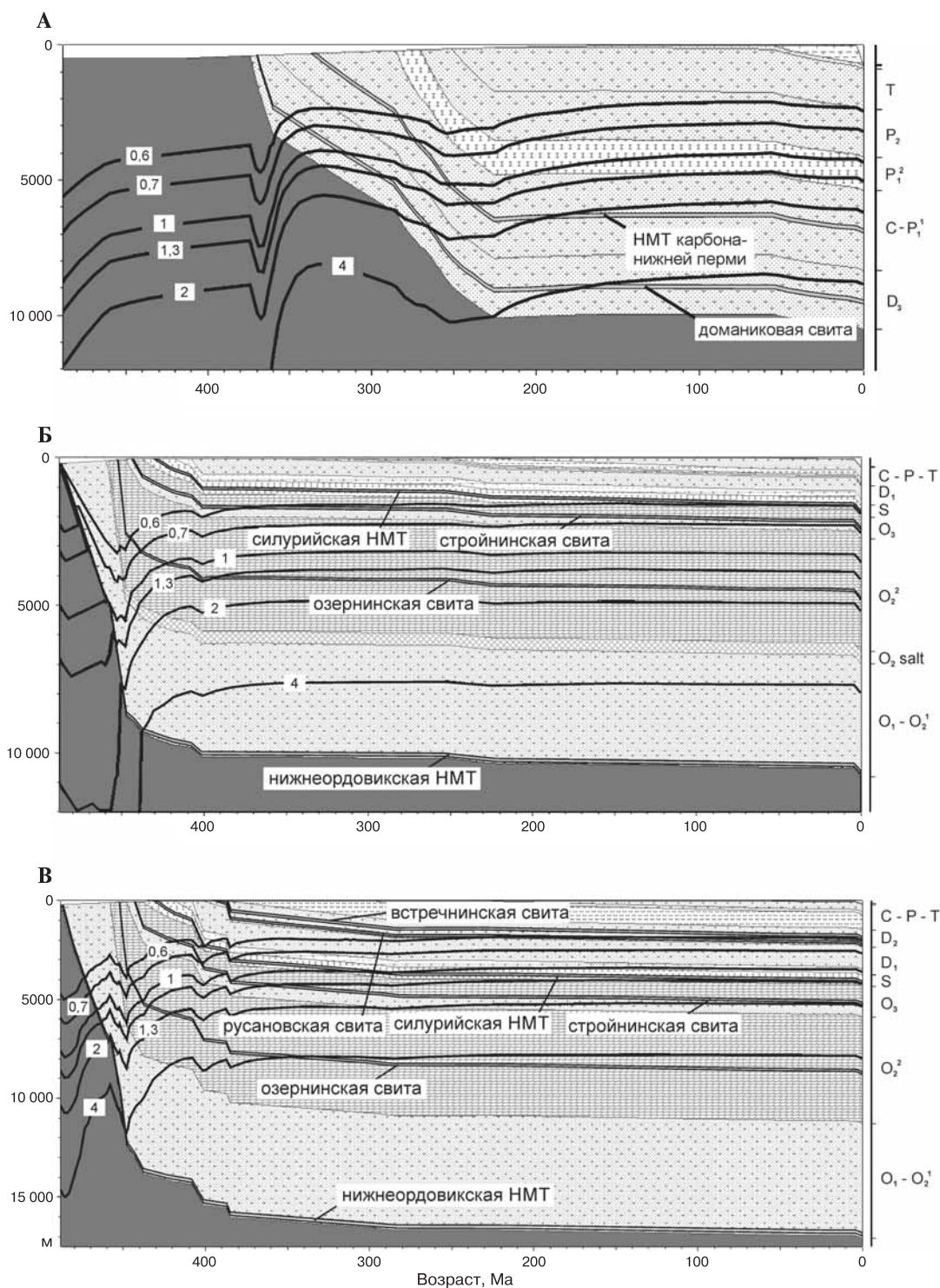


Рис. 4. История погружения (А–В) и значения показателя отражающей способности витринита в масле для псевдоскважин по профилю ВК-007 (расположение псевдоскважин см. на рис. 2) Степень зрелости ОВ выражена в единицах показателя отражающей способности витринита в масле (ОСВ). Значения ОСВ □ 0,6 соответствуют области незрелого ОВ, 0,6–0,7 — начальной стадии генерации нефти, 0,7–1 — средней стадии генерации нефти, 1–1,3 — поздней стадии генерации нефти, 1,3–2 — стадии генерации жирного газа, 2–4 — стадии генерации сухого газа, □ 4 — области перезрелого ОВ, по [Sweeney, Burnham, 1990]

настоящее время. Каменноугольно-нижнепермская НМТ вступила в область генерации нефти в позднепермское время, достигла пика нефтегенерации к середине юры, в мелу началась генерация жирного газа, продолжающаяся до настоящего момента.

В наиболее погруженной части ступени Безымянная-1 (рис. 4, В) нефтематеринские толщи в модели представлены ушаковской и кружилихинской свитами нижнего ордовика, озернинской свитой среднего ордовика, стройнинской свитой позднего ордовика, среднинской и снежинской свитами нижнего силура,

русановской свитой нижнего девона и встречнинской свитой среднего девона. В конце раннего ордовика нижнеордовикская НМТ вошла в зону генерации нефти, в начале позднего ордовика — в зону генерации жирных газов, в середине позднего ордовика — в зону генерации сухого газа и в начале силура вышла из зоны газогенерации. Озернинская свита среднего ордовика вошла в зону генерации нефти в конце позднего ордовика, в начале силура — в зону средней нефти, в конце силура — легкой нефти, а в конце раннего девона — в зону образования жирного газа, в

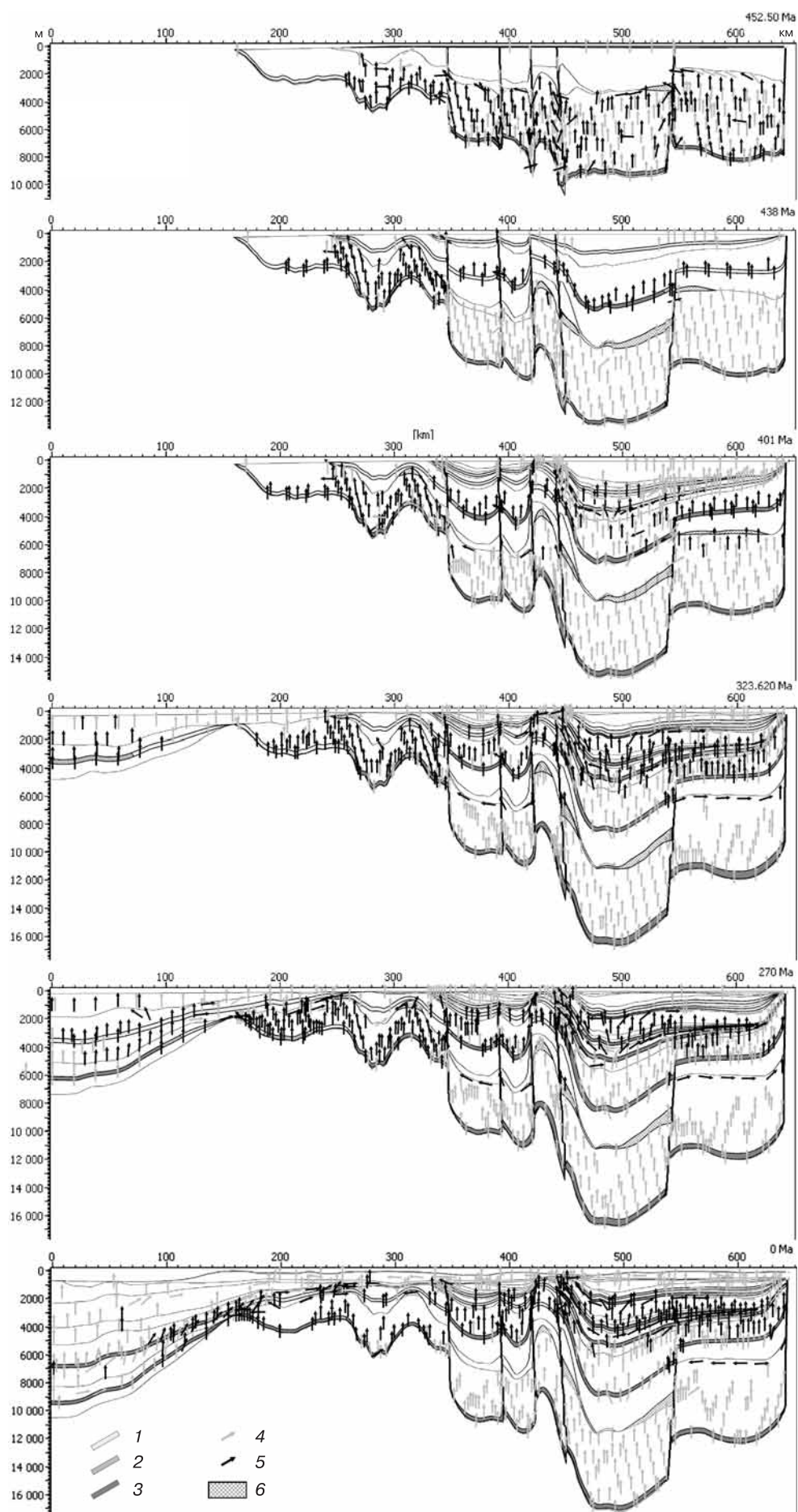


Рис. 5. Палеоразрезы для ключевых моментов модели нефтегазогенерации, миграции и аккумуляции по профилю ВК-005: 1–3 — степень преобразования органического вещества НМТ (%): 1 — 0–30, 2 — 30–70, 3 — 70–100; 4 — направление миграции газа; 5 — направление миграции нефти; 6 — залежи углеводородов

котором находится до настоящего момента. Позднеордовикская стройнинская свита вступила в зону генерации нефти в начале позднего девона и находилась в ней на протяжении всего последующего времени вплоть до настоящего момента. Генерация углеводородов характеризуется незначительным масштабом. Органическое вещество среднинской и снежинской свит на протяжении всего существования находилось выше зоны генерации нефти, а в настоящее время находится только в самом начале нефтяного окна. Объем генерации углеводородов незначителен. Вышележащие НМТ в силуре и девоне находились выше зоны нефтяного окна. Органическое вещество этих свит не преобразовано.

В наиболее погруженной части Предсевероземельского бассейна (рис. 4) нефтегазоматеринские толщи в модели представлены ушаковской и кружилихинской свитами нижнего ордовика, объединенными в модели в одну нижнеордовикскую НМТ; озернинской свитой среднего ордовика; стройнинской свитой позднего ордовика; среднинской и снежинской свитами нижнего силура, тоже объединенными в одну нижнесилурийскую НМТ; русановской свитой нижнего девона и встречнинской свитой среднего девона. Нижнеордовикская НМТ сравнительно быстро (приблизительно за 10 млн лет от времени образования) вошла в зону генерации нефти, а затем жирного газа, что объясняется сравнительно «горячим» тепловым режимом области в то время. На рубеже среднего и позднего ордовика эта НМТ вошла в зону генерации сухого газа и в конце ордовика — в зону полного выгорания ОВ. Озернинская среднеордовикская свита вошла в зону генерации нефти в конце ордовикского периода, в начале силура — в зону жирного газа, в конце силура — сухого газа и в конце девона выгорела полностью.

Позднеордовикская стройнинская свита вошла в область нефтяного окна во второй половине силура, в позднем ордовике началась генерация жирного газа, к настоящему моменту стройнинская НМТ находится примерно на границе области генерации жирного и сухого газа. Органическое вещество среднинской и снежинской свит вошло в область генерации нефти к концу раннего девона, достигло пика нефтегенерации к концу среднего девона, вошло в завершающую стадию нефтегенерации в начале карбона и на протяжении всего остального времени находилось на границе областей генерации нефти и жирных газов, где предположительно находится до сих пор. Девонские русановская и встречнинская свиты находятся на начальной стадии зоны нефтегенерации. Органическое вещество этих свит почти не преобразовано.

Кратко суммируем результаты моделирования генерации и миграции УВ по профилям. В начале позднего ордовика (рис. 5, временной срез 452 млн лет) нижнеордовикская НМТ активно генерировала УВ в пределах Предсевероземельского бассейна, ступени Безымянная-1 и мегавала Наливкина. Ми-

грация УВ в пределах отложений нижнего ордовика и нижней части среднего ордовика преимущественно вертикальная вплоть до среднеордовикской покрывки. В верхней части ниже-среднеордовикской толщи миграция становится латеральной вдоль рельефа среднеордовикской покрывки из области наибольшего прогибания в центральной части бассейна в области разгрузки на периферии бассейна, в приразломную зону на юге и в зону выхода коллекторских толщ на дневную поверхность. Часть латерально мигрировавших УВ была уловлена структурными и приразломными ловушками в среднеордовикском коллекторе.

В раннем силуре (рис. 5, временной срез 438 млн лет) в наиболее погруженной части Предсевероземельского бассейна нижнеордовикская НМТ практически полностью реализовала генерационный потенциал и больше в генерации УВ не участвовала, в то же время в районе ступени Безымянная-1 и поднятия Ушакова—Визе в этой НМТ происходила активная генерация УВ. Основной тренд миграции УВ в ниже-среднеордовикских отложениях не изменился по сравнению с позднеордовикским временем, т.е. происходила вертикальная миграция в отложениях нижнего—среднего ордовика, а также латеральная миграция вдоль среднеордовикской покрывки, что подпитывало образовавшиеся на предыдущем этапе залежи в среднеордовикском коллекторе. Начавшаяся генерация в озернинской среднеордовикской НМТ привела к появлению вертикальных потоков УВ в верхнеордовикской толще, вследствие чего эмигрировавшие из озернинской свиты УВ беспрепятственно просачивались на дневную поверхность.

В раннедевонское время (рис. 5, временной срез 401 млн лет) генерация УВ в нижнеордовикской НМТ продолжалась ближе к периферическим частям Предсевероземельского бассейна с сохранением прежних трендов миграции. Продолжалась активная генерация УВ в среднеордовикской озернинской свите. Уплотнение силурийских пород привело к возникновению силурийской покрывки в наиболее погруженной части бассейна. Преимущественно вертикальная миграция УВ в пределах верхней части среднеордовикской толщи в позднем ордовике сменяется латеральной миграцией вдоль рельефа силурийской покрывки, что инициировало формирование залежей в верхнеордовикском коллекторе. Стройнинская верхнеордовикская НМТ в это время также вошла в зону активной генерации УВ, вследствие чего сформировались вертикальные потоки миграции УВ в пределах силурийских толщ и нижней части нижнедевонских, а вблизи покрывки верхней части нижнедевонских отложений миграция стала частично латеральной. В зонах наибольшего прогибания Предсевероземельского бассейна также началась генерация УВ в силурийской НМТ. Вертикальные потоки УВ в верхней части разреза выводили УВ на дневную поверхность.

В карбоне (рис. 5, временной срез 323,6 млн лет) в пределах самой погруженной области Предсевероземельского бассейна среднеордовикская НМТ уже полностью реализовала свой генерационный потенциал и уже более не производила УВ, в то же время в пределах остальной части Карской плиты генерация УВ в нижнеордовикской и среднеордовикской НМТ продолжалась с сохранением прежних трендов миграции. Расположенные на путях миграции ловушки в верхнеордовикском коллекторе пополнялись за счет улавливания латерально мигрирующих УВ. Продолжалась генерация УВ в стройнинской свите верхнего ордовика. УВ вертикально просачивались через породы силура—нижнего девона и латерально мигрировали в нижнедевонском коллекторе, перекрытом сформировавшейся к этому времени среднедевонской покрывкой. В бассейне Св. Анны началась эмиграция УВ из доманиковой свиты позднего девона. Из-за отсутствия хорошей покрывки в это время вертикальные потоки УВ из доманиковской свиты просачивались на дневную поверхность.

В начале поздней перми (рис. 5, временной срез 270 млн лет) в пределах Предсевероземельского бассейна картина миграции существенно не изменялась. В бассейне Св. Анны происходила активная генерация УВ в каменноугольно-нижнепермской НМТ и продолжалась генерация УВ в доманиковой свите верхнего девона. Вертикальная миграция УВ в пределах верхнего девона—карбона и нижней части нижней перми становится частично латеральной вдоль карбонатных отложений верхней части нижней перми, при этом наблюдается и частичное просачивание УВ сквозь карбонатную толщу. В периферической части бассейна Св. Анны, в направлении поднятия Ушакова—Визе, мигрирующие УВ достигали области срезания карбонатов (стратиграфического несогласия на границе ниже- и верхнепермских отложений, маркирующего смену карбонатного осадконакопления турбидитным), далее миграция снова происходила в вертикальном направлении.

В настоящий момент (рис. 5, настоящее время) в пределах Предсевероземельского бассейна продолжается генерация УВ в нижнеордовикской и среднеордовикской НМТ в периферических частях бассейна, а также в верхнеордовикской НМТ в центральной части бассейна. Миграция, ориентированная вертикально в большей части ниже-среднеордовикской толщи, становится латеральной вблизи среднеордовикской покрывки. В среднеордовикской толще миграция

вертикальная, а в верхнеордовикских образованиях потоки ориентируются по латерали вдоль нижнесилурийской покрывки. В нижней части нижнего девона вертикальная миграция становится латеральной вблизи покрывки в верхней части верхнего девона. В периферических частях Предсевероземельского бассейна УВ активно мигрирует через поверхность несогласия. В бассейне Св. Анны генерация УВ происходит лишь вблизи поднятия Ушакова—Визе. Миграция в верхнедевонской толще и нижних частях каменноугольно-нижнепермской толщи ориентирована вертикально, но становится латеральной вблизи покрывки верхней части нижней перми. Сквозь породы покрывки частично происходит просачивание в вышележащие породы, а сквозь юрские глины — вследствие их недостаточной уплотненности — на дневную поверхность.

Заключение. На основе моделирования мы можем заключить, что основные эпизоды генерации в центральных частях бассейнов Карской плиты имели место в палеозое, соответственно и залежи УВ образовались тогда же. Сохранность этих залежей к настоящему времени находится под вопросом из-за достаточно большого промежутка времени, прошедшего с их формирования. Активная генерация УВ в мезозое—кайнозое происходила только в краевых частях бассейнов Карской плиты, в которых палеозойские НМТ в это время вошли в зону нефтегазогенерации. Соответственно в этих же частях были сосредоточены и основные потоки мигрирующих УВ, обеспечивающих заполнение ловушек. Следовательно, для поиска залежей нефти и газа наиболее перспективны периферические части бассейнов Предсевероземельского и Св. Анны, характеризующиеся глубиной погружения фундамента не более 4–5 км, в которых палеозойские НМТ, с одной стороны, погружены достаточно глубоко, чтобы достигнуть области нефтегазогенерации в относительно недавнее геологическое время, а с другой — не настолько глубоко, чтобы быть перезрелыми.

Авторы благодарны ассоциации «Геология без границ», предоставившей сейсмический профиль для моделирования, и лично Н.В. Амелину, Л. Милесу и Е.О. Петрову за помощь в создании модели, а также компании «Schlumberger» за предоставленную возможность использовать ПП «Petromod» в рамках академической лицензии. Особая благодарность профессору А.М. Никишину, чья интерпретация тектоники Карского моря легла в основу модели, представленной в статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Листы Т-45-47 (о. Октябрьской Революции) и Т-48-50 (о. Большевик): Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 213 с.

Кашибин С.Н. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012.

Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981.

Мальшев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М. Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна // Докл. РАН. 2012. № 1. С. 445.

Моргунова Е.С., Никишин В.А., Малышев Н.А. и др. Мезозойско-кайнозойские фазы деформаций в Северо-Баренцевской мегавпадине [Электронный ресурс] // Докл. EAGE «Геомодель — 2013». Россия, Геленджик, 09–12 сентября 2013 г. Доступ из системы «EarthDoc».

Никишин В.А. Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря: Автореф. канд. дисс. М., 2013.

Gautier D.L., Bird K.J., Charpentier R.R. et al. Assessment of undiscovered oil and gas in the Arctic // Science. 2009. Vol. 324. P. 1175–1179.

Klett T.R., Pitman J.K. Geology and petroleum potential of the East Barents Sea Basins and Admiralty Arch // Arctic Petrol. Geol. Geol. Soc. L. Mem. 2012. Vol. 35. P. 295–310.

Kontorovich A.E., Burshtein L.M., Kaminsky V.D. et al. The potential for hydrocarbon resource development on the Russian Arctic Ocean Shelf // Arctic Petrol. Geol. Geol. Soc. L. Mem. 2012. Vol. 35. P. 443–449.

Sweeney J.J., Burnham A.K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics // AAPG Bull. 1990. Vol. 74. P. 1559–1570.

Vandenbroucke M., Behar F., Rudkiewicz J.L. Kinetic modeling of petroleum formation and cracking: implications from the high pressure/high temperature Elgin Field (UK, North Sea) // Org. Geochem. 1999. Vol. 30. P. 1105–1125.

Wygrala B.P. Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, Northern Italy // PhD thes. Germany, University of Cologne, 1989.

Поступила в редакцию
22.05.2014

УДК 553.2:551.243

В.И. Старостин¹, Д.Р. Сакия²**ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВИТВАТЕРСРАНД**

Модели происхождения золоторудного месторождения Витватерсранд можно объединить в две группы — россыпную и гидротермальную. Различия этих моделей заключаются в интерпретации степени участия седиментационных или гидротермальных процессов, а также источника золота. Анализ данных показывает, что месторождение Витватерсранд включает комплексное (ураново-золоторудное) оруденение полигенного и полихронного происхождения. Первичный рудоносный материал этого месторождения имел безусловно мантийную природу и концентрировался в зеленокаменных поясах в земной коре, затем он был извлечен из продуктов выветривания зеленокаменных поясов, транспортирован и концентрирован флювиальными процессами в рифах как обломочный тяжелый минерал. Позднее он местами был ремобилизован и переотложен гидротермальными процессами. Перекристаллизация золота произошла после образования тухолита.

Ключевые слова: Витватерсранд, золото россыпное, полигенное, полихронное, уран, тухолит.

Models of the origin of the Witwatersrand gold deposit can be divided into two groups: placer and hydrothermal. Differences in their versions lie in interpretation of the degree of participation of sedimentary or hydrothermal processes and the source of gold. Analysis of the available data shows that the Witwatersrand deposit includes a complex (uranium-gold) mineralization of the polygenous and polychromous nature. Primary ore-bearing material of this deposit was obviously derived from the mantle and concentrated in greenstone belts of the Earth's crust. The material was subsequently extracted from weathering products of the greenstone belts, transported and concentrated by fluvial processes as detrital heavy mineral in reefs. At later stages, it was remobilized and redeposited in some places by hydrothermal processes. Recrystallization of gold postdated the formation of thucholite.

Key words: Witwatersrand, gold placer, polygenous, polychromous, uranium, thucholite.

Введение. Начиная с открытия золоторудного бассейна Витватерсранд в 1886 г. здесь добыто уже свыше 50 тыс. т золота. Самые первые публикации, связанные с ним, посвящены в основном описанию местоположения, масштабу, вмещающим породам и экономике этого рудного поля, а также прогнозу продолжения золотоносных конгломератовых рифов на глубину. К концу XX в. уже были опубликованы основные материалы, посвященные стратиграфии и структуре золотоносных толщ, а также работы, в которых рассматривалось происхождение золоторудных месторождений в этом рудном поле. Однако генезис этого уникального объекта все еще активно обсуждается. Этот вопрос изучали многие исследователи как за рубежом (Р. Гибсон, Р. Гольдфарб, С. Джолли, К. Дэвидсон, Л. де Лонэ, В. Минтер, Д. Преториус, П. Рамдор, В. Реймольд, И. Робб, Г. Филиппс, Н. Фриммель, Д. Халлбауэр, М. Шидловски и др.), так и в России (М.М. Константинов, А.А. Маракушев, М.А. Михайлов, Ю.Г. Сафонов, М.И. Симанович, В.И. Смирнов, Н.А. Шило, А.Д. Щеглов и др.).

Отметим, что бассейн Витватерсранд фактически включает несколько рудных полей с множеством ру-

доносных горизонтов. Но в научной литературе чаще используется термин «месторождение Витватерсранд». Хотя золотодобывающая промышленность в этой провинции уже прошла зрелую стадию развития, это месторождение остается крупнейшим золоторудным объектом в мире. Предлагаемые в последнее время модели его происхождения можно объединить в две группы — россыпную и гидротермальную. Но существуют разные варианты этих моделей. Большинство зарубежных геологов рассматривают его как россыпное месторождение, преобразованное при последующих тектонических деформациях и метаморфизме зеленосланцевой фации с локальной перегруппировкой рудообразующего вещества. Различия этих моделей заключаются в интерпретации степени участия седиментационных и гидротермальных процессов, а также источника золота.

Геологическое строение. Фундамент Витватерсрандского региона сложен архейскими гранит-зеленокаменными породами, которые теперь обнажаются вокруг гранитоидного купола Иоганнесбург [Frimmel, 2005]. Этот фундамент стабилизировался около 2,7 млрд лет назад (л.н.) в виде Каапвааль-

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: dibras@geol.msu.ru

ского кратона, представляющего собой крупный блок первичной континентальной коры, сложенной мигматито-гнейсами, гранитогнейсами и гранитами (3,7–2,5 млрд лет). Среди бассейнов, возникших в пределах Каапваальского кратона, наиболее значимым является бассейн Витватерсранд (320×160 км), вытянутый в северо-восточном направлении в результате орогенического сжатия вдоль краев кратона. На космических снимках этого региона хорошо видна древнейшая и крупнейшая на Земле импактная структура, связанная с падением гигантского метеорита примерно 2,02 млрд л.н. Предполагается, что первоначальный диаметр этой структуры достигал 250–300 км [Hayward et al., 2005]. Выделяющийся здесь Вредефортский купол представляет собой центральную часть одноименного кратера. Ядро купола (диаметр около 40 км) сложено гранулитами и амфиболитами. Перекрывающие купол древнейшие вулканогенно-осадочные породы были подвергнуты региональному метаморфизму зеленокаменной фации около 3,1 млрд л.н. Метаморфизм пород в районе ядра купола достигает эпидот-амфиболитовой фации, вероятно, в связи с раннепротерозойским мощным импактным событием [Перчук и др., 2002].

В пределах Витватерсрандского бассейна выделяется 7 крупных рудных полей — Евандер, Восточный Ранд, Центральный Ранд, Западный Ранд, Карлетонвилл, Клерксдорп и Велком (рис. 1). Кроме того, в некоторых работах упоминаются также три поля меньшего масштаба, расположенные на западном фланге Вредефортского купола в центральной

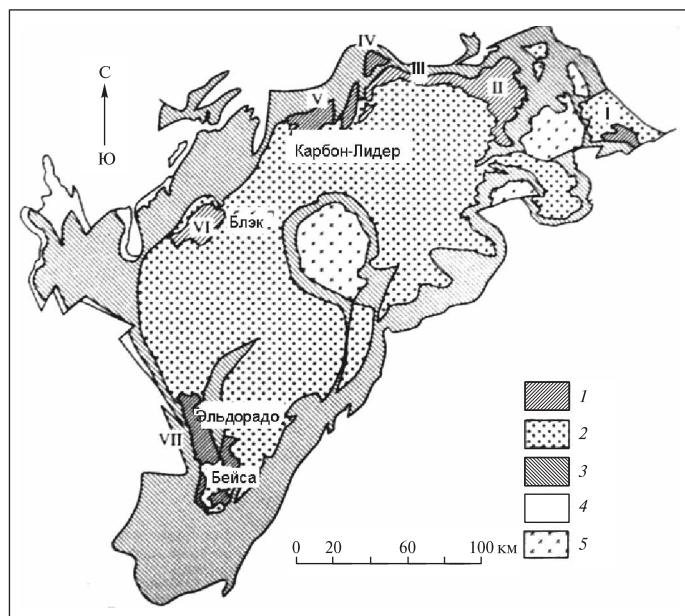


Рис. 1. Кольцеобразное расположение Витватерсрандских золоторудных полей с типичными рифами вокруг Вредефортского купола, по [Reimold et al., 2005]: 1 — основные рудные поля: I — Евандер, II — Восточный Ранд, III — Центральный Ранд, IV — Западный Ранд, V — Карлетонвилл, VI — Клерксдорп, VII — Велком; 2, 3 — супергруппа Витватерсранд: 2 — группа Центральный Ранд, 3 — группа Западный Ранд; 4 — группа Доминион; 5 — архейские гнейсы

части бассейна. Литостратиграфическая корреляция между разными золоторудными полями в Витватерсрандском бассейне представляет собой сложную задачу. Для того чтобы избежать путаницы в этом вопросе, целесообразно пользоваться терминологией в соответствии с рекомендациями Южноафриканского стратиграфического комитета [SACS..., 1980]. По данным южноафриканских геологов [Hallbauer, Barton, 1987], на кристаллическом фундаменте этого бассейна несогласно залегают конгломераты и лавы группы Доминион (возраст около 3,07 млрд лет). В базальной терригенной толще отмечены прослои конгломератов (группа Доминион Риф) с обильным уранинитом и пиритом, но с низким содержанием золота. Породы, залегающие на эрозионной поверхности этой группы, выделяются теперь как супергруппа Витватерсранд, которая подразделяется на группы Западный Ранд и Центральный Ранд. Мощность метасадочных пород группы Западный Ранд (возраст ~2,98–2,91 млрд лет) достигает ~5150 м в пределах золотоносного участка Клерксдорп и уменьшается в северо-восточном направлении. Этот разрез делится на субгруппы Хоспитал-Хилл, Говермент и Джеппестаун, различающиеся по соотношению сланцев и песчаников. Каждая субгруппа в свою очередь подразделяется на ряд формаций (свит).

Породы группы Западный Ранд несогласно перекрыты преимущественно осадочными образованиями группы Центральный Ранд (2,9–2,7 млрд лет). Этот разрез имеет максимальную мощность ~2900 м около Вредефортской импактной структуры. В этом разрезе тоже отмечается ряд циклов, начинающихся грубозернистыми кварцевыми породами на поверхностях размыва, но здесь песчаники и конгломераты преобладают, а сланцы присутствуют в подчиненном количестве. Разрез группы Центральный Ранд делится на субгруппы Йоганнесбург и Турффонтейн, сложенные кварцитами с прослоями золотоносных конгломератов.

Эти толщи перекрыты с угловым несогласием ультраосновными, основными, смешанными вулканогенными и осадочными породами позднеархейской супергруппы Вентерсдорп (2,7–2,5 млрд лет), которая также характеризуется весьма существенной золотоносностью и в настоящее время активно эксплуатируется. Вышезалегающая толща раннепротерозойской супергруппы Трансвааль (моложе 2,5 млрд лет) сложена обломочными и карбонатными породами.

Золоторудная минерализация. Рудные тела Витватерсранда состоят из пачек золотоносных конгломератов, разделенных прослоями кварцитов и выделяемых в этом регионе как рудоносные рифы [Schidlowski, 1968]. Они приурочены к несогласиям внутри крупных толщ (рис. 2). В Западном Ранде известно 7 горизонтов с рудоносными рифами. Некоторые рифы, приуроченные к знаменитой свите Бонанза в кровле субгруппы Хоспитал-Хилл, все еще успешно эксплуатируются в настоящее время.

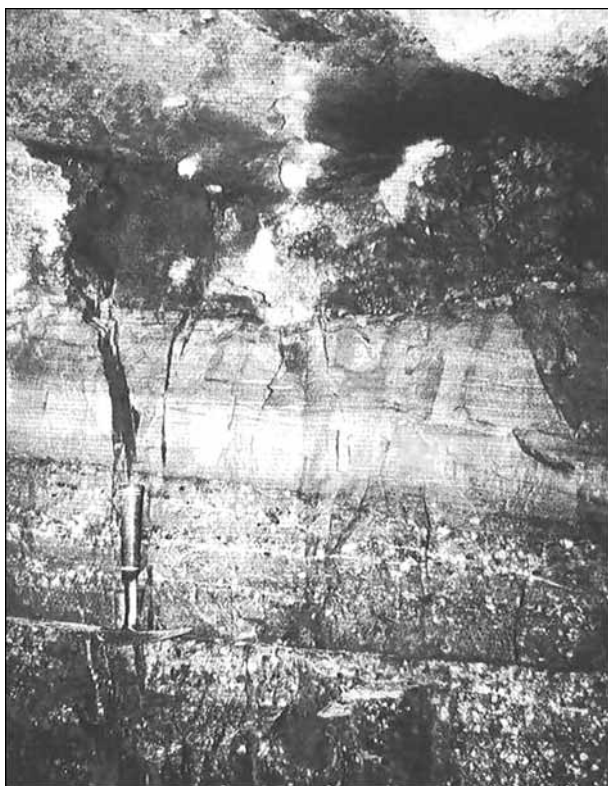


Рис. 2. Фото золотоносных конгломератов (темно-серое), залегающих под кварцитами (светло-серое) в рифе Вентерсдорп-Контакт (Витватерсрандское месторождение), по [Hallbauer, Barton, 1987]

Однако наибольшая часть промышленных рифов приурочена к конгломератовым толщам Центрального Ранда. В нижней его части, выделяемой как субгруппа Йоганнесбург, заключено 5 горизонтов с рудоносными рифами (Бейса, Майн, Карбон-Лидер и др.). В следующей субгруппе Туффонтейн известны 2 горизонта (рифы Кимберли, Беатрикс, Бастард и др.). В вышележающих супергруппах Вентерсдорп и Трансвааль также есть локальные промышленные рифы (например, Вентерсдорп-Контакт и др.), сопоставимые с рифами в супергруппе Витватерсранд. Однако строение разреза супергруппы Вентерсдорп существенно отличается обилием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Мощность рифов варьирует от 30 до 400 м, мощность отдельных пластов рудоносных конгломератов — от нескольких сантиметров до 3 м. Их протяженность составляет до 70 км по простиранию и до 8 км по падению.

В результате проведенного нами анализа разрозненных материалов выявлено, что всего в составе руд Витватерсранда обнаружено свыше 100 минералов — золото, серебро, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, галенит, кобальтин, сафлорит, арсенопирит, линнеит, штрмейерит, дискразит, молибденит, глаукодот, герсдорфит, бравоит и др.), сульфосоли (теннантит, прустит и др.), осмистый иридий, платиновые минералы, хромит, ильменит, шпинель, хромшпинель, рутил, касситерит, урановые минералы (уранинит, урановая смол-

ка, тухолит, браннерит и др.), монацит, минералы флоренсит-крандаллитовой группы, кварц, серицит, хлорит, пирофиллит, хлоритоид, кальцит, доломит, биотит, гранаты, алмаз, турмалин, ортоклаз и др. Первичное золото содержится в сульфидах, а также в виде мелких обособлений (1–100 мкм) среди цемента. Вторичное золото развито как тонкая пленка в цементе и гальках. Содержание золота 8–20 г/т, в ураганных пробах до 750 г/т; пробность 900–935 [Hallbauer, Barton, 1987]. Из витватерсрандских руд, помимо золота, извлекают серебро, платиноиды, уран и алмазы.

Обычно золотоносные горизонты представляют собой конгломератовые толщи, осложненные разрывной тектоникой. Почти все золото локализовано в нижнем слое такой толщи мощностью ~10 см (рис. 2). Характерная особенность конгломератов — наличие галек и плохо окатанных обломков кварца, реже кварцитов и сланцев. Часто встречаются гальковидные образования пиритов, известные как «пиритовая картечь» (buckshot pyrites) [Schidlowski, 1968]. Эти образования, как и обломковидные рудные обособления, известные на многих рудных объектах мира и изученные нами на примере Рудного Алтая [Сакия, 1981], по-видимому, имеют гетерогенную природу. С такими образованиями пирита тесно ассоциирует золото, которое находится главным образом в цементе.

Золотые руды Витватерсранда характеризуются уникальной ассоциацией с урановой минерализацией и углистым веществом, которое впервые было обнаружено в рифе Карбон-Лидер (рис. 3). Основная масса такого вещества концентрируется в двух стратиграфических горизонтах (Майн-Риф и Бэрд-Риф). Вместе с золотосодержащими кварцево-галечниковыми рифами эти углистые рифы образуют два типа осадочных фаций в Витватерсрандском бассейне. Оказалось, что углеподобный материал, описываемый здесь по-разному (тухолит, кероген, битумен и т.д.), представляет собой остатки водорослевого и(или)

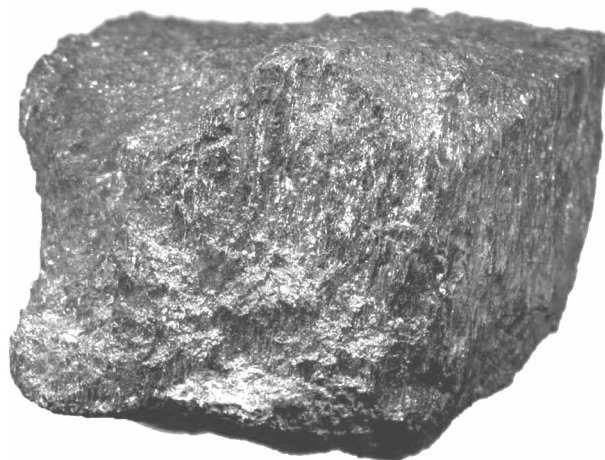


Рис. 3. Фото витватерсрандской руды с золотом и уранинитом (черное) в богатом углеводородами строматолитовом интервале, группа Центральный Ранд, участок Карбон-Лидер

бактериального материала, который процветал в мелководных условиях витватерсрандских россыпей и был способен накапливать неорганические вещества, в особенности неблагоприятные для высших растений радиоактивные и тяжелые металлы. Эти процессы способствовали возникновению ассоциации углистого вещества с золотом и уранинитом.

Захват больших объемов золота и урана микроорганизмами в этих веществах привел к формированию богатых залежей (риффы Карбон-Лидер, Вааль и др.) [Hallbauer, Barton, 1987]. Некоторая часть золота, захваченная биогенными матами, вероятно, перераспределялась вокруг нитевидных организмов и сохраняла их морфологию (рис. 4). В трещинных зонах часто наблюдается развитие углеводородов в ассоциации с золотом и сульфидами [Mossman et al., 2008]. Сейчас ведется активный спор по поводу возраста этих трещинных зон. Одни исследователи считают, что углеводороды были еще мобильными во время раскрытия трещин, другие же утверждают, что трещинообразование произошло после отложения всех углеводородов [Jolley et al., 2004].

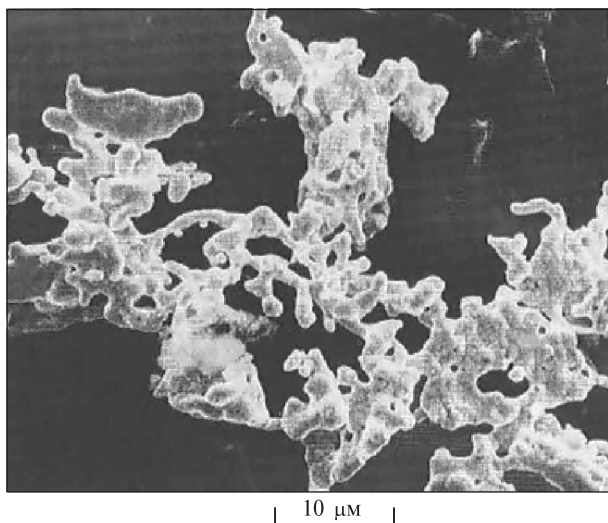


Рис. 4. Фото нитчатого золота, извлеченного из углистого вещества водорослевой природы, по [Hallbauer, Barton, 1987]

Происхождение золоторудного месторождения Витватерсранд. Накопленные к настоящему времени данные указывают, что значительная часть золота этого месторождения более поздняя по отношению к вмещающим породам, но интерпретация его происхождения различна. Отметим, что на начальном этапе исследования этого объекта обособились две крайние точки зрения по поводу его происхождения — осадочная и гидротермальная. Осадочная гипотеза в чистом виде была отвергнута еще в 1898 г. экспериментальными работами Дж. Хаммонда, который показал невозможность осаждения какого-либо существенного количества золота из морской воды природными реагентами, а также в результате микроструктурных наблюдений, указывающих на более позднее выделение золота в парагенетических минеральных ассоциациях. Признаки существенного

метаморфизма и гидротермальных изменений руд на некоторых участках рудных толщ породили гидротермальную гипотезу, которая господствовала до середины XX в., причем магматическое происхождение золота предполагалось в первых моделях.

В гидротермальной модели распределение золота связывают с эпигенетической сульфидизацией обломочных оксидов железа, а затем их замещением пиритом и золотом. Широкое распространение стратиформных зон изменения с пиропиллитом и хлоритоидом рассматривается как свидетельство широкого кислотного выщелачивания вмещающих пород в связи с существенным привнесом гидротермальных растворов. Находки микроскопических самородков золота с обломочными морфологическими чертами рядом с явно гидротермальными вторичными выделениями этого металла указывают на то, что по крайней мере некоторая часть золота была перекристаллизована и перераспределена в результате гидротермальной активности.

Один из пионеров в области изучения этого объекта, французский исследователь Луи де Лонэ (1860—1938), проанализировал предложенные к тому времени гипотезы происхождения золотоносных руд этой провинции и разделил их на три модели — россыпную, осадочную и гидротермально-инфильтрационную. По предложенной им модифицированной россыпной модели ([Master, 2003] и ссылки в этой работе), которая была успешно использована для прогноза местоположения и продолжения промышленных рудных залежей, золото здесь первоначально концентрировалось в рифах как обломочный материал, затем ремобилизовывалось и переотлагалось в течение одного или нескольких гидротермальных этапов.

Эта гипотеза была основана на следующих наблюдениях. Рудоносный бассейн имеет веерообразную форму. Рудные скопления тяготеют к основанию пластов конгломератов. Золото и пирит всегда приурочены к цементу и совершенно отсутствуют в кварцевых обломках, кроме как в редких случаях в трещинках. Золото очень редко наблюдается в тонкозернистых песчаниках. В конгломератах же его содержание заметно повышается в толщах с крупным галечником, особенно в их основании. Золото находится обычно в свободном очень чистом и микроскопическом виде в пространственной ассоциации с пиритом.

По мнению М. Шидловского, ассоциация золота с тухолитом на этом месторождении связана с тем, что обломочные уранинитовые зерна, которые отлагались вблизи лежащих боков рифов как компоненты тяжелой фракции, привели к радиолитической полимеризации первоначально мобильных углеводородов и способствовали их отложению и на лежащих боках. Перекристаллизация золота произошла после образования тухолита. Таким образом, золото в современном виде в большинстве случаев более молодое, чем твердые углеводороды, хотя они были внесены в конгломераты позднее [Schidlowski, 1968].

Анализ публикаций по этому вопросу показывает, что в настоящее время большинство геологов рассматривают это месторождение как россыпное, преобразованное при последующих тектонических деформациях и метаморфизме зеленосланцевой фации с локальной перегруппировкой рудообразующего вещества ([Hayward et al., 2005] и ссылки в этой работе). На основе детального рудно-микроскопического изучения золотой минерализации конгломератов рудного поля Оранж Фри-Стейт М. Шидловский отметил, что золото в конгломератах Витватерсранда можно видеть невооруженным глазом (хотя многие исследователи придерживаются иного мнения), и оно, как правило, приурочено к низам рифов. Этот факт свидетельствует о том, что распределение золота и ассоциирующих тяжелых компонентов контролировалось осадочными процессами [Schidlowski, 1968].

По мнению М. Шидловского, отсутствие округленных зерен в Витватерсранде не может служить аргументом против их обломочного происхождения. Последующий метаморфизм, по-видимому, привел к заметным структурным изменениям золота, маскируя в определенной степени первичный аллювиальный характер оруденения. Это следует из присутствия золотинок в тенях давления обломочного материала в ассоциации с нитевидными образованиями тухолита [Schidlowski, 1968]. Перераспределение золота обусловлено механической переработкой гибкого пластинчатого золота либо промежуточными локальными процессами растворения и переосаждения. Преобразование золота происходило на разных этапах метаморфизма, в том числе во время самых значимых эпизодов, пики которых совпадают с вентерсдорпским вулканизмом (~2,7 млрд л.н.), внедрением Бушвельдского интрузивного комплекса (~2,05 млрд л.н.) и вредефортским импактным событием (~2,02 млрд л.н.).

В качестве одного из основных аргументов против россыпной модели некоторые исследователи приводят тот факт, что золото всегда приурочено к цементу конгломератов и не встречается в кварцевых гальках [Barnicoat et al., 1997]. Однако, как было указано П. Рамдором еще в 1958 г., материал золотоносных кварцевых жил настолько хрупок, что сростки кварца с золотом не могут сохраняться даже при незначительной транспортировке. Действительно, золото-кварцевые гальки очень редки в современных россыпях, но установлено, что витватерсрандские обломочные пиритовые зерна местами содержат включения более светлого золота.

Альтернативную гидротермально-инфильтрационную гипотезу отвергают многие исследователи, так как никаких магматических подводящих каналов в бассейне не обнаружено. Наблюдаемые на некоторых участках трещины, параллельные слоистости, которые иногда развиты вдоль плоскости разрыва между рифами и соответствующими породами в лежащем боку, не образуют части единой системы мнимых подво-

дящих каналов [Jolley et al., 2004]. Следует, однако, отметить, что в последние годы некоторые ученые принимают настойчивые попытки реанимировать гидротермальную концепцию происхождения этого месторождения. По их мнению, гидротермальные изменения в Витватерсрандском бассейне отмечаются повсеместно, и брекчированные породы в его лежащем боку, возможно, служили в качестве подводящей зоны для циркуляции золотоносных гидротермальных растворов. Их взаимодействие с угле- и железосодержащими вмещающими породами привело к отложению золота ([Phillips, Powell, 2015] и ссылки в этой работе). Однако сторонники такой модели не учитывают наличия нескольких генераций золота в этом древнейшем месторождении и принимают возраст новообразованных выделений металла за возраст всего месторождения.

Руды этого месторождения характеризуются самыми разными минеральными ассоциациями: молибденитовые включения в обломочном пирите, выделения штромейерита и прустита в ассоциации с галенитом в дайке, включения теннантита рядом с гидротермальным пиритом, выделения дискразита в обломочном пирите, ассоциация саффлорита с золотом. Эти особенности минерального состава витватерсрандских руд указывают на их полигенное происхождение.

Отметим, что В.И. Смирнов считал золоторудные месторождения Витватерсранда древней россыпью, преобразованной при последующих тектонических деформациях и региональном метаморфизме [Старостин, Игнатов, 2004]. По мнению А.Д. Щеглова, золоторудные месторождения Витватерсранда имеют сложное полигенное происхождение. Здесь имеет место редкое сочетание одновременного образования на одной площади в одном рифтовом бассейне россыпных месторождений урана с платиноидами и алмазами и осадочно-гидротермальных золоторудных месторождений [Щеглов, 1994].

Н.А. Шилов, напротив, считает, что конгломераты Витватерсранда на самом деле являются псевдоконгломератами и в них нет самородков золота, которые характерны для россыпей, образующихся при размыве золото-кварцевых месторождений. Он считает, что это гидротермально-метасоматическое месторождение, сформировавшееся в мезозоне земной коры, куда золото, серебро и уран поступали со значительной глубины из одного источника и в течение длительного времени, а к их транспортировке, скорее всего, причастны флюиды, насыщенные цианидами и другими золотосодержащими комплексами, растворимыми в гидротермах [Шилов, 2007].

И.М. Симанович не отрицает существования россыпного золота в Витватерсранде, но отмечает, что так называемая модифицированная модель учитывает лишь россыпное золото, освободившееся из кварцевых жил в источниках сноса в результате процессов выветривания. Между тем значительная

часть золота осталась в виде включений разной размерности в обломочном гидротермальном кварце [Симанович, 2009].

Ю.Г. Сафонов и В.Ю. Прокофьев предложили модель конседиментационного гидротермального образования витватерсрандских рифов при эволюции первичных коллоидно-дисперсных систем в связи с периодическим привнесом глубинных рудоносных газонасыщенных флюидов. По их мнению, золоторудная минерализация формировалась при полужакрытом состоянии систем [Сафонов, Прокофьев, 2006].

Наиболее радикальную модель предложил А.А. Маракушев [2012]. Он считает, что в рудах Витватерсранда наглядно выражены текстуры жидкостной несмесимости, определяющие их разделение на кварц-сульфидную матрицу и кварцевые капли. По его мнению, в бассейне Витватерсранд развиты два генетических типа руд в уран-золоторудных рифах — сульфидно-кварцевый и углеводородный (тухолитовый). Первый тип сложен в основном каплевидными выделениями кварца в кварц-сульфидной матрице с небольшими капельками пирита (реже пирротина), что может указать на существование процессов жидкостной несмесимости. Второй тип связан с концентрацией урана и золота тухолитовыми пластами рифов, которые могли сохранять жидкое состояние после кристаллизации вмещающей их сульфидно-кварцевой фазы. Образование этих руд связано с эволюцией глубинного расслоенного магматического очага, кислые дифференциаты которого порождали щелочнометалльные кварцевые расплавы, выделявшие золото из трансмагматических флюидов и периодически извергавшиеся на поверхность. Золоторудное оруденение в ассоциации с урано- и угленосными образованиями (тухолитами) в этом бассейне связано с повышением водородного давления, что привело к разложению кислотных компонентов трансмагматических флюидов и генерации углеводорода. Затем утяжеление углеводорода в результате дегазации привело к образованию в рифах тухолитовых прослоев, концентрирующих в себе уран и золото [Маракушев и др., 2012].

Нам представляется, что существующие сложности в интерпретации происхождения золота Витватерсранда связаны с попытками загнать в одну модель разные аспекты оруденения в Витватерсрандском бассейне.

Итак, напомним несколько важных фактов. Золотоносные рифы Витватерсранда местами содержат большое количество пластов тухолита, формирующегося во время перерывов в осадконакоплении. Основная часть золота ассоциирует с пиритом, уранинитом и местами с битумом на эрозионной поверхности аллювиальных конгломератов, отложенных 2,90–2,84 млрд л.н. [Frimmel, 2005]. По данным Re—Os-датирования, возраст основной массы золота, а также пространственно ассоциирующих с ним пирита и уранинита составляет не менее 3 млрд

лет. Следовательно, золото и округлые зерна пирита поступили в осадки как обломочные частицы [Kirk et al., 2001]. Однако существуют также свидетельства связи золоторудной и платиноидной минерализации с гидротермальной ремобилизацией в период между 2,5 и 2,2 млрд л.н.

Факт существования нескольких разновидностей (точнее, генераций) золота на этом месторождении подтверждается многими наблюдениями В. Либенберга, П. Рамдора, М. Шидловского и других первых исследователей этого объекта ([Schidlowski, 1968] и ссылки в этой работе): наличие относительно мелких выделений золота (размер несколько десятков долей миллиметра) в трещинах обломочного материала; ассоциация золота с линнеитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном и другими сульфидами; развитие тонких извилистых выделений золота в цементирующей массе конгломератов; развитие золота по мелким трещинам в арсенопирите, кобальтине, хромите, цирконе и других минералах; развитие наростов золота на зернах многих обломочных минералов (в основном пирита) и т.д. В этом отношении очень примечательно, что обычное (россыпное) золото в витватерсрандских конгломератах отличается более темной окраской по сравнению с редкими первичными включениями этого минерала среди обломочных сульфидов, что, безусловно, указывает на их более позднюю генерацию. Известно, что россыпное золото этого месторождения характеризуется более высокой пробностью ($Ag \sim 10\%$), чем его гидротермальная разновидность [Schidlowski, 1968]. Кроме того, ассоциация золота с обломочным уранинитом и нитевидным тухолитом свидетельствует о ремобилизации и перетолжении этого металла после отложения углистого материала, т.е. о формировании новых генераций золота.

Так, по мнению некоторых исследователей [Hayward et al., 2005], поздние хрупкие деформации и перераспределение вещества в бассейне были вызваны вредефортом импактным событием, которое способствовало кристаллизации поздней генерации золота на поверхности и внутри других минеральных зерен (в частности пирита). Золото ремобилизовалось на незначительные расстояния (менее нескольких сантиметров) при низкой концентрации флюидов и средних температурах.

Заключение. Таким образом, анализ имеющихся данных показывает, что Витватерсрандское месторождение включает комплексное (уран-золоторудное) оруденение полигенного и полихронного происхождения. Первичные рудоносные гидротермы (по А.Д. Щеглову) или флюиды (по А.А. Маракушеву) этого месторождения имели безусловно мантийную природу. Этот материал концентрировался в земной коре 3,1–2,9 млрд л.н. в зеленокаменных поясах. Примером такой структуры может служить Мурчисонский зеленокаменный пояс, расположенный на севере и западе от Витватерсрандского бассейна.

Затем эта масса была переработана — сначала извлечена из продуктов выветривания зеленокаменных поясов, а затем транспортирована и концентрирована флювиальными процессами в рифах как обломочный тяжелый минерал. Позднее она местами была ремобилизована и переотложена гидротермальными процессами. Перекристаллизация золота произошла после образования тухолита. Таким образом, золото в современном виде в большинстве случаев более молодое, чем твердые углеводороды, хотя они были внесены в конгломераты позднее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Маракушев А.А., Глазовская Л.И., Панях Н.А., Маракушев С.А. Проблема происхождения ураново-золоторудного месторождения Витватерсранд // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 3–16.

Перчук Л.Л., Токарев Д.А., Ринен Д.Д. ван и др. Динамическая и термальная история взрывной структуры Вредефорт в кратоне Каапвааль, Южная Африка // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 451–492.

Сакия Д.Р. О гетерогенной природе обломковидных обособлений на Николаевском рудном поле (Рудный Алтай) // Геология рудн. месторождений. 1981. Т. 23, № 4. С. 70–73.

Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48, № 6. С. 475–511.

Симанович И.М. Золотоносные докембрийские конгломераты Витватерсранда // Литология полезн. ископаемых. 2009. № 5. С. 543–558.

Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М.: Академический проект, 2004. 511 с.

Шило Н.А. Витватерсранд и проблема рудообразования // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 101–111.

Щеглов А.Д. Идеи академика В.И. Смирнова о полигенной природе рудообразования и месторождения золота Витватерсранда // Смирновский сборник-94. М.: Фонд им. Смирнова, 1994. С. 77–94.

Barnicoat A.C., Henderson I.H.C., Knipe R.J. et al. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin // Nature. 1997. N 386. P. 820–824.

Frimmel H.E. Archaean atmospheric evolution: Evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 70, N 1/2. P. 1–46.

Широкомасштабное распределение золота в рудоносных горизонтах Витватерсранда соответствует их осадочным особенностям. Вместе с тем индивидуальные очень мелкозернистые выделения золота, как правило, проявляют эпигенетические взаимоотношения с другими минералами в связи с гидротермальной мобилизацией. Следовательно, такие частицы являются более поздними в минеральных ассоциациях. Поэтому если и принимать россыпную модель, то она должна быть модифицированной версией, в которой первоначальное золото подвергалось некоторой гидротермальной мобилизации.

Hallbauer D.K., Barton J.M. The fossil gold placers of the Witwatersrand: A review of their mineralogy, geochemistry and genesis // Gold Bull. 1987. Vol. 20, N 3. P. 68–79.

Hayward C.L., Reimold W.U., Gibson R.L., Robb L.J. Gold mineralization within the Witwatersrand basin, South Africa: Evidence for a modified placer origin, and the role of the Vredefort impact event // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2005. Vol. 248. P. 31–58.

Jolley S.J., Freeman S.R., Barnicoat A.C. et al. Structural controls on Witwatersrand gold mineralisation // J. Struct. Geol. 2004. N 26. P. 1067–1086.

Kirk J., Ruiz J., Chesley J. et al. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re–Os isotopes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65. Iss. 13. P. 2149–2159.

Master S. Louis de Launay and the debate on the origin of the Witwatersrand gold (1896–1903): What has changed in a hundred years? // Econ. Geol. Res. Inst. Inform. Circular N 375. Johannesburg: Johann. Univ. Witwatersrand, 2003. P. 1–32.

Mossman D.J., Minter W.E.L., Dutkiewicz A. et al. The indigenous nature of Witwatersrand «carbon» // Precamb. Res. 2008. N 164. P. 173–186.

Phillips G.N., Powell R. Hydrothermal alteration in the Witwatersrand goldfields // Ore-Geology Rev. 2015. Vol. 65. P. 245–273.

Reimold W.U., Koebler C., Gibson R.L., Dressler B.O. Economic mineral deposits in impact structures: A review // Impact Structures. Springer-Verlag, 2005. P. 479–552.

SACS: Stratigraphy of South Africa. Johannesburg: Geol. Surv. of South Africa, 1980. 690 p.

Schidlowski M. The gold fraction of the Witwatersrand conglomerates from the Orange Free State goldfield (South Africa) // Mineral. Deposita. 1968. Vol. 3. P. 344–363.

Поступила в редакцию
02.10.2014

УДК 552.143 (477.75):551.763.333

Р.Р. Габдуллин¹, Е.Н. Самарин², А.В. Иванов³, Н.В. Бадудина⁴, М.А. Афонин⁵,
Д.В. Игтисамов⁶, Е.Ю. Фомин⁷, А.Ю. Юрченко⁸

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОРНОМ КРЫМУ В МААСТРИХТСКОМ ВЕКЕ⁹

Впервые комплексом литологических и геохимических методов проведено детальное определение условий седиментации циклично построенных отложений маастрихтского яруса в Горном Крыму. Предложены модели вариаций температуры, солености и глубины для окраины океана Тетис в маастрихтском веке. Составлены сводные кривые вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ для маастрихта Горного Крыма.

Ключевые слова: маастрихтский век, цикличность, геохимия, хемотратиграфия, палеогеография, глубина, соленость, температура, Крым, Тетис.

The detailed determination of conditions of sedimentation for the cyclically bedded Maastrichtian deposits of Mountainous Crimea by the complex of lithological and geochemical methods was provided for the first time. Models explaining variations of temperature, salinity and bathymetry within margin of Tethys were proposed for the Maastrichtian time. Composite curves of variations of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for Maastrichtian of Mountainous Crimea were compiled.

Key words: Maastrichtian, cyclicity, geochemistry, chemostratigraphy, paleogeography, bathymetry, salinity, temperature, Crimea, Tethys.

Введение. Поиск, разведка и последующее освоение месторождений углеводородов в Черноморском регионе требуют интеграции геологических данных по Крыму, Кавказу и Черному морю. В процессе интеграции разнообразной информации необходимо на современном научном уровне переинтерпретировать архивные данные и доизучить геологическое строение с последующей детализацией условий седиментации и восстановления палеогеографических обстановок. Представляется актуальным комплексное литолого-геохимическое исследование маастрихтских отложений Горного Крыма с позиции стратиграфии, седиментологии и палеогеографии.

Изложенные ниже результаты будут, на наш взгляд, представлять практический научно-образовательный

интерес для геологических практик студентов МГУ имени М.В. Ломоносова и других вузов, а также при геологоразведке Черноморского региона, строительстве и развитии инфраструктуры в Крыму.

Методика работ. В Крыму (рис. 1) исследования проводили в основном в Бахчисарайском районе, в междуречье Качи и Бодрака, в пределах Качинского поднятия. Изученный район находится в пределах полигона второй учебной геологической практики студентов геологического факультета Московского университета имени М.В. Ломоносова и на границе листов геологической карты ГДП-200 (L-36-XXVII и L-36-XXIX). В этом районе также проводятся практики студентов Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) и Российского

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; e-mail: samarinen@mail.ru

³ Саратовский государственный технический университет имени Ю.А. Гагарина, факультет экологии и сервиса, кафедра геоэкологии и инженерной геологии, декан, доцент; e-mail: yashkovia@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; e-mail: nvbadulina@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: mihail282@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; e-mail: dinar.igtisamov@rambler.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: foma92@list.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: annette1988@inbox.ru

⁹ Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки (гранты СГТУ-141 и СГТУ-146); Программы стратегического развития СГТУ имени Ю.А. Гагарина на 2012–2016 годы (тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также РФФИ (проекты № 14-05-31171, 14-05-31538 мол. а); научные результаты получены с использованием комплекса оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage», приобретенного по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

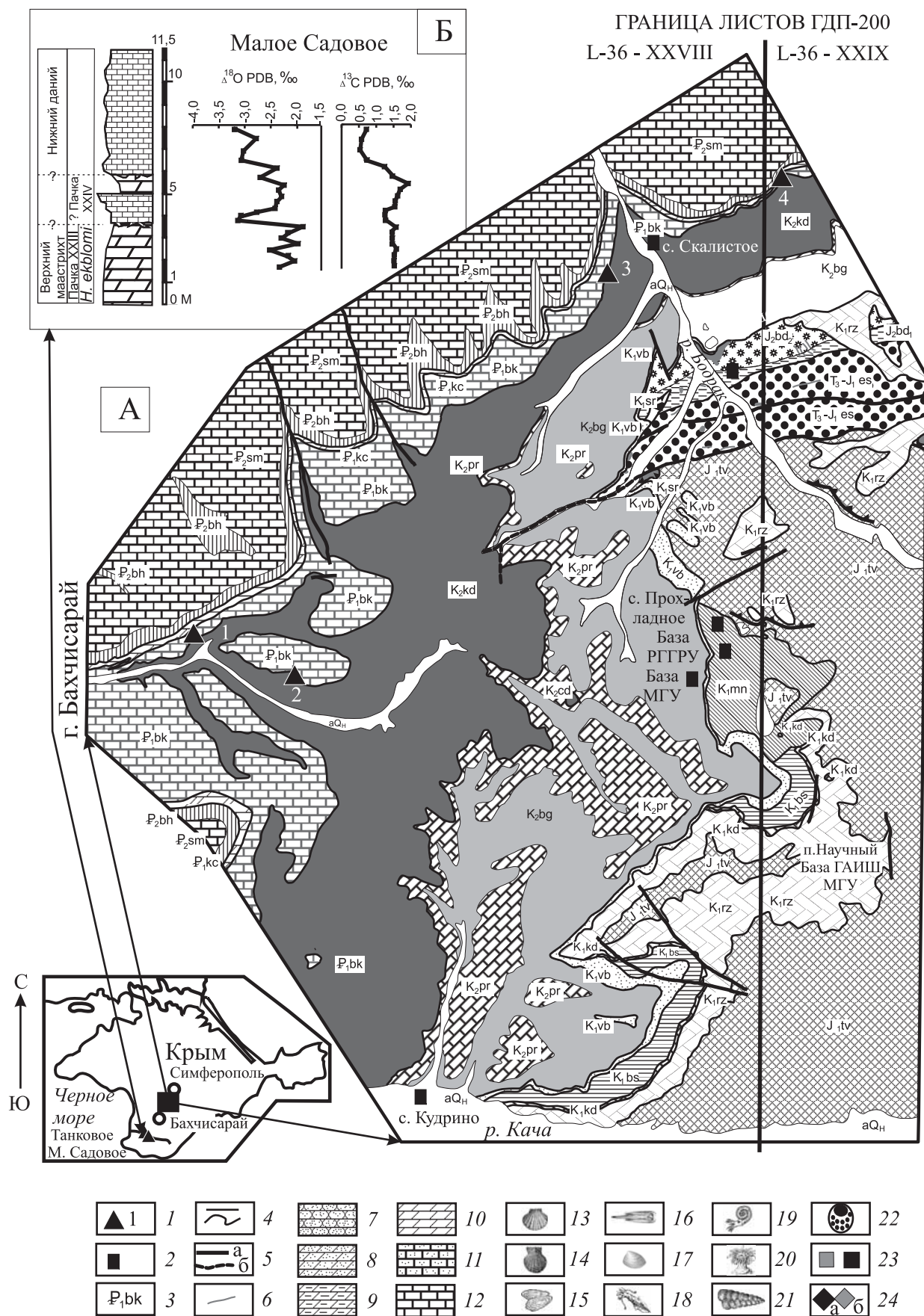


Рис. 1. Геологическая карта района исследований (А) и геохимическая характеристика разреза Малое Садовое (Б): 1 — местоположение разреза и его номер; 2 — населенные пункты, учебные базы; 3 — стратиграфический индекс свит; 4 — геологические границы; 5 — дислокации (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — интрузии; 7 — песчаники; 8 — песчаные мергели; 9 — глинистые мергели; 10, 11 — мергели; 12 — песчаные известняки; 13 — *Pecten*; 14 — *Chlamys*; 15 — *Ostrea*; 16 — *Pholadomya*; 17 — *Nucula*; 18 — *Belemnoidea*; 19 — *Ammonoidea*; 20 — *Anthozoa* (кораллы); 21 — *Textularia* (фораминиферы); 22 — *Porifera* (губки); положение образцов в разрезе для: 23 — геохимического анализа, 24 — изотопной палеотермометрии (а — авторские, б — архивные данные)

государственного геолого-разведочного университета (РГГРУ). Помимо перечисленных баз трех университетов в пределах учебно-научного полигона МГУ и листа L-36-XXIX в пос. Научном расположена база Государственного астрономического института имени П.К. Штернберга (ГАИШ МГУ имени М.В. Ломоносова). В качестве вспомогательного района исследований для дополнительной информации была выбрана долина р. Бельбек (рис. 1, Севастопольский район), где ранее был изучен разрез самых верхних горизонтов маастрихта у сел Малое Садовое [Габдуллин, 2002] и Танковое [Габдуллин, 2008].

Объект исследования — отложения верхней части кудринской свиты (K₂kd, верхний сантон—маастрихт), отвечающей маастрихтскому ярусу. В пределах листа L-36-XXVII расположены разрезы Староселье (разрез № 1, окраина г. Бахчисарай), плато Беш-Кош (разрез № 2), овр. Чах-Махлы (разрез № 3, окрестности с. Скалистое, левый берег р. Бодрак). На площади листа L-36-XXIX в окрестностях с. Скалистое на правом берегу р. Бодрак изучен разрез овр. Токма (разрез № 4).

В разрезе № 1 (Староселье) отобрано 9 образцов в интервале верхний маастрихт—нижний даний, представлены результаты анализов по 4 из них (за исключением большей части нижнедатских отложений). В разрезе № 2 (Беш-Кош) отобрано 9 образцов в интервале маастрихт—нижний даний, а также привлечены литературные данные [Alekseev, Koraevich, 1997; Габдуллин, 2002], привязанные к нашему описанию разреза. По разрезу в овр. Чах-Махлы (разрез № 3) переинтерпретация ранее опубликованных данных не проводилась по 20 точкам отбора образцов [Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007], однако этот разрез необходим для послылой корреляции с разрезом № 4 (овр. Токма) и уточнения условий седиментации отложений пачки XXI нижнего маастрихта. Изучавшийся ранее разрез овр. Токма [Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006] доизучен — исследованы 62 образца из отложений пачки XXI нижнего маастрихта, отобранные ранее, с помощью геохимического метода.

Разрезы № 2–4 были в разной степени изучены ранее комплексом петрографических, химических, физических, петромагнитных и палеонтологических методов; описание методов и полученные результаты опубликованы в серии работ [Alekseev, Koraevich, 1997; Габдуллин, 2002; Сизанов, Рудакова, Габдуллин, 2006; Габдуллин, Первушов, Толстова, 2007].

Впервые выполнен полный **геохимический анализ элементов** для 80 образцов преимущественно карбонатных (и в меньшей степени терригенно-карбонатных) горных пород на рентгено-флюоресцентном спектрокане «MARC.GV» (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Е.Н. Самарин). Проанализированы 62 образца из разреза № 4 (овр. Токма), 9 образцов из разреза № 2 (плато Беш-Кош), 9 образцов из разреза

№ 1 (Староселье). Кроме того, включены аналитические результаты для 4 образцов из разреза Староселье (маастрихт и нижняя часть дания).

Затем были подсчитаны соотношения и концентрация некоторых химических элементов, которые указывают на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, палеотермометрия. Изотопный анализ выполнен на комплексе оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов «Delta V Advantage». Высушенные и измельченные образцы подвергались обработке 10,5%-й полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки «Газ-бенч II», подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Анализировался состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) углекислого газа, выделившегося в результате реакции карбоната с кислотой. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS-19. Изотопные значения указаны в промилле относительно VPDB. Каждый образец анализировали дважды. Стандартное отклонение не превышало 0,1‰.

Вариации значений коэффициента $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ могут быть измерены на масс-спектрометре с погрешностью $\pm 0,01\%$, однако методы подготовки образцов к анализам фактически не позволяют достичь такой высокой точности, поэтому значения древней температуры определяются с погрешностью до 1 °C, редко до 0,5 °C [Верзилин, 1979; Хефс, 1983].

Если карбонатные скелеты организмов (или карбонатное вещество, возникающее химическим путем) образуются в изотопном равновесии с окружающей водой, то при постоянном изотопном составе воды в карбонатном материале отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ будет меняться в зависимости от температуры, так как константа равновесия для системы изотопного равновесия зависит от температуры. Зависимость от температуры значений коэффициента $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ для кальцита, образующегося как хемогенным путем, так и в раковинах некоторых морских беспозвоночных, определена экспериментально. Таким образом, было получено приведенное уравнение палеотемпературной шкалы:

$$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{O}_{\text{K}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{B}}) + 0,14(\delta^{18}\text{O}_{\text{K}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{B}})^2,$$

где $t\text{ }^{\circ}\text{C}$ — температура воды, в которой образовывался карбонат кальция; $\delta^{18}\text{O}_{\text{K}}$ — изотопный состав кислорода углекислого газа, полученного из карбоната кальция путем разложения его 10,5%-й ортофосфорной кислотой и измеренного относительно стандарта PDB, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{B}}$ — изотопный состав углекислого газа, изотопно уравновешенного с водой, в которой образовывался CaCO_3 , и измеренный относительно SMOW [Каплин, Янина, 2010; Фор, 1989].

Однако даже при исследовании морских карбонатов для достижения достаточной точности палеотемпературных определений необходимо выполнение ряда важных условий. Во-первых, необходимо знать величину $\delta^{18}\text{O}$ для морской воды, находившейся в равновесии с образцом. Во-вторых, CaCO_3 , отлагаемый некоторыми организмами, не находится в равновесии с водой, а значит, уравнение неприемлемо. В-третьих, на фракционирование изотопов кислорода значительно влияет минералогический состав. Для арагонита, кальцита, магнезиального кальцита и доломита выведены свои зависимости. Необходимо также учитывать изменения изотопного состава после захоронения карбоната, происходившие в результате растворения и переотложения.

Таким образом, необходимо отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в незамещенных CaCO_3 скелетах определяются не только температурой окружающей среды, но и изотопным составом воды, минеральным составом раковин и возможными метаболическими эффектами.

Исследовано 13 образцов валовых проб биогенных карбонатных (мергель, известняк) и карбонатсодержащих (глинистый мергель, песчаный мергель, песчаный известняк) пород (4 из разреза № 1 и 9 из разреза № 2), данные для 13 из них включены в обработку (за исключением одного образца из разреза № 1).

Характеристика маастрихтских отложений Горного Крыма. Маастрихтские отложения протягиваются узкой полосой вдоль Второй гряды Крымских гор. Они согласно (со следами небольшого перерыва) залегают на верхнекампанских породах. В кровле они с несогласием различной амплитуды перекрываются отложениями (известняками и известковистыми песчаниками) датского яруса палеоцена [Алексеев, 1989].

В Юго-Западном Крыму нижний маастрихт принимается в объеме двух зон: нижней — *Belemnella lanceolata* (подпачки XX-1 и XX-2 пачки XX) и верхней — *Belemnella sumensis* (подпачка XX-3 пачки XX и пачка XXI). Верхнемаастрихтские отложения охарактеризованы зоной *Neobelemnitella kazimiroviensis* (таблица). Мощность преимущественно карбонатных (с небольшой долей терригенных) отложений маастрихтского яруса в Юго-Западном Крыму варьирует от 0 до 150 м [Алексеев, 1989]. По фораминиферам в нижнемаастрихтских отложениях г. Беш-Кош [Алексеев, Кораевич, 1997] выделены зоны *Brotzenella complanata* (подпачки XX-1, XX-2 и низы подпачки XX-3 пачки XX), *Gavelinella midwayensis* (верхи подпачки XX-3 пачки XX и низы пачки XXI) и *Brotzenella praecuta* (верхи пачки XXI). В верхнем маастрихте г. Беш-Кош установлены зоны *Brotzenella praecuta* (основание — верхняя часть пачки XXII) и *Hanzawaia ekblomi* (верхи пачки XXII — пачка XXIII). Наиболее полный разрез маастрихта среди рассматриваемых в работе расположен на плато Беш-Кош. Мощность

отложений нижнего маастрихта (пачки XX–XXI) выдержана и обычно составляет 75–80 м [Алексеев, 1989].

Стратиграфическая схема маастрихтских отложений
Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма,
по [Алексеев, 1989]

Ярус	Подъярус	Зона	Пачка	Характеристика отложений
маастрихтский	верхний	<i>Neobelemnitella kazimiroviensis</i>	XXIV	Мергели алевроитовые, глауконитовые, с многочисленными рострами белемнитов и раковинами пектенид. Сохранились местами (р. Бельбек, разрез Малое Садовое, Танковое, рис. 1). Мощность 0–5 м
			XXIII	Алевролиты, известняки, песчаники, обычно глауконитовые. Мощность 20–30 м
			XXII	Мергели желтовато-серые с рассеянным окремнением. Мощность 25–50 м
	нижний	<i>Belemnella sumensis</i>	XXI	Мергели серые с рассеянным окремнением. Мощность 25–50 м
		<i>Belemnella lanceolata</i>	XX	Мергели серые, иногда глинистые, слабоалевритовые. Мощность 50 м

В разрезе г. Беш-Кош (рис. 1, 2) мощность отложений нижнего маастрихта 94 м [Алексеев, Кораевич, 1997].

Пачка XX. Мергели и известняки темно-серые, светло-серые, внизу иногда глинистые, слабоалевритистые (66 м, разрез плато Беш-Кош). Принадлежность этой пачки к нижнему маастрихту подтверждается присутствием аммонитов *Hoploscaphites constrictus*, *Hauericeras sulcatum*, *Diplomoceras cylindroceum*, редких белемнитов *B. lanceolata*, *B. sumensis occidentalis*. Пачка содержит богатый комплекс пелеципод: *Chlamys*, *Entolium*, *Nucula*, *Lopha*, *Pycnodonte*, *Acutostrea*, *Pholadomya* [Алексеев, 1989]. Пачка подразделяется на 3 подпачки [Алексеев, Кораевич, 1997].

Подпачка XX-1. Светло-серые пятнистые мергели. Содержание нерастворимого остатка возрастает вверх по разрезу от 7% в основании до 14–20% в кровле. Пачка плохо обнажена. Ритмичность не установлена. Мощность в разрезе Беш-Кош 20 м.

Подпачка XX-2. Светло-серые и желтоватые песчаные мергелистые известняки. Мощность данной подпачки в разрезе плато Беш-Кош 23 м. Содержание нерастворимого остатка 10–28%.

Подпачка XX-3. Серые песчаные мергели с пиритовыми конкрециями. Мощность 23 м. Содержание нерастворимого остатка варьирует от 17 до 22% [Алексеев, Кораевич, 1997].

В средней и верхней подпачках пачки XX установлены ихнофоссилии *Thalassinoides*.

Пачка XXI формирует скальный уступ. Мергели темно-серые и светло-серые, слабоалевритовые, с

пиритовыми конкрециями, мощность 25–30 м. В разрезе плато Беш-Кош мощность пачки составляет 28 м [Alekseev, Koraevich, 1997]. В пачке встречены ихнофоссилии *Thalassinoides*.

Пачки XX и XXI содержат богатый комплекс из гастропод (*Haustator* sp., *Athleta* sp. и др.), шести- (*Parasmilia biseriata* и др.) и восьмилучевых кораллов, брахиопод, ракообразных и губок. Известны находки чешуй и костей рыб. Редко встречаются морские ежи *Echinocorys* sp., морские звезды и морские лилии [Алексеев, 1989].

Отложения верхнего маастрихта представлены пачками XXII–XXIII и изучены в разрезе г. Беш-Кош и за пределами учебно-научного полигона МГУ у сел. Малое Садовое и Танковое (пачки XXII–XXIV) в долине р. Бельбек [Габдуллин, 2002, 2008]. Они согласно перекрывают отложения нижнего маастрихта, их мощность 40–80 м [Алексеев, 1989].

В разрезе г. Беш-Кош (рис. 2) мощность верхне-маастрихтских отложений оценивается в 48 м [Alekseev, Koraevich, 1997].

Пачка XXII. Серые и желто-серые песчаные мергели с фрагментами губок и кремневыми ходами ихнофауны (*Thalassinoides*). Присутствует несколько пластов плотных мергелей, выделяющихся в профиле выветривания. Содержание терригенной примеси достигает 32–38%. Мощность пачки 25–50 м [Алексеев, 1989], в разрезе г. Беш-Кош — 26 м [Alekseev, Koraevich, 1997].

Пачка XXIII. Желтовато-серые, песчаные, глауконитовые известняки с большим количеством поверхностной петротипа «твердое дно», линзами устриц (*Exogyra*, *Gryphaeostrea*, *Pycnodonte*, *Lopha* и др.) и пектенид (*Chlamys*, *Entolium*, *Camptonectes*). Отметим присутствие пеллеципод рода *Pholadomya*. Пачка содержит ростры белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis* и ядра аммонитов *Pachydiscus ex. gr. neubergicus*, что подтверждает ее позднемаастрихтский возраст. Порода, слагающая пачку, содержит богатый комплекс макрофоссилий. В кровле отмечены зеленовато-серые глауконитовые карбонатные (до 65% карбоната) песчаники [Алексеев, 1989]. Мощность пачки оценивается в 20–30 м, в разрезе плато Беш-Кош — 22 м [Alekseev, Koraevich, 1997]. В пачке установлены следы жизнедеятельности *Thalassinoides*.

Пачка XXIV. Мергели желтовато-сиреневые, алевроитовые, глауконитовые с многочисленными рострами белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis* и крупными раковинами пектенид *Entolium* sp. Мощность пачки 0–5 м [Алексеев, 1989]. В разрезе плато Беш-Кош эта пачка отсутствует [Alekseev, Koraevich, 1997].

Разрезы у сел. Малое Садовое и Танковое (рис. 1) расположены севернее сел. Малое Садовое, в долине р. Бельбек (Бахчисарайский район Юго-Западного Крыма) и описаны в геологической литературе [Найдин, Беньямовский, 2000; Габдуллин, 2002, 2008].

Пачка XXIV. Мергели и известковистые мергели желтовато-зеленовато-серые, алевроитовые, глауконитовые, с многочисленными рострами белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis*. Проведение маастрихт-датской границы в терминальной части верхнего маастрихта в рассматриваемом разрезе осложняется присутствием двух поверхностей перерыва. Верхний хардграунд, как и нижний, содержит ростры белемнитов. Расстояние между эрозионными поверхностями в разрезе 2,3–2,4 м. Мощность пачки 3,5–5,9 м.

Геохимические данные о маастрихтском интервале разреза Горного Крыма позволили рассчитать значения концентрации (ppm) для 29 элементов и соединений, а также 6 их отношений (модулей), необходимых для уточнения условий седиментации и генезиса цикличности (рис. 2–11). Описанию этой методики посвящено множество работ, например [Енгальчев, Панова, 2011; Климат..., 2004; Складов, 2001]. Иногда полученные нами данные о некоторых показателях в контексте их палеогеографической интерпретации противоречивы, что требует дополнительного изучения.

Кратко и выборочно охарактеризуем концентрацию элементов, соединений и их отношения.

Для анализа **вариации значений палеотемпературы** (рис. 2, 6, 9, 11) использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr, титановый модуль (ТМ), Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношений Ca/Mg, Sr/Ba, Zn/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr).

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) — на гумидные условия седиментации.

Титановый модуль (ТМ) — отношение содержания TiO_2 и Al_2O_3 — зависит как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать фациальный фактор, то ТМ служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Различие значений ТМ свидетельствует о разной климатической обстановке. Гумидные, песчано-алевритовые породы характеризуются более высокими значениями ТМ, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину ТМ гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней — по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным [Енгальчев, Панова, 2011].

К показателям изменения глубины бассейна относятся отношения Fe/Mn, Ti/Mn, титановый модуль

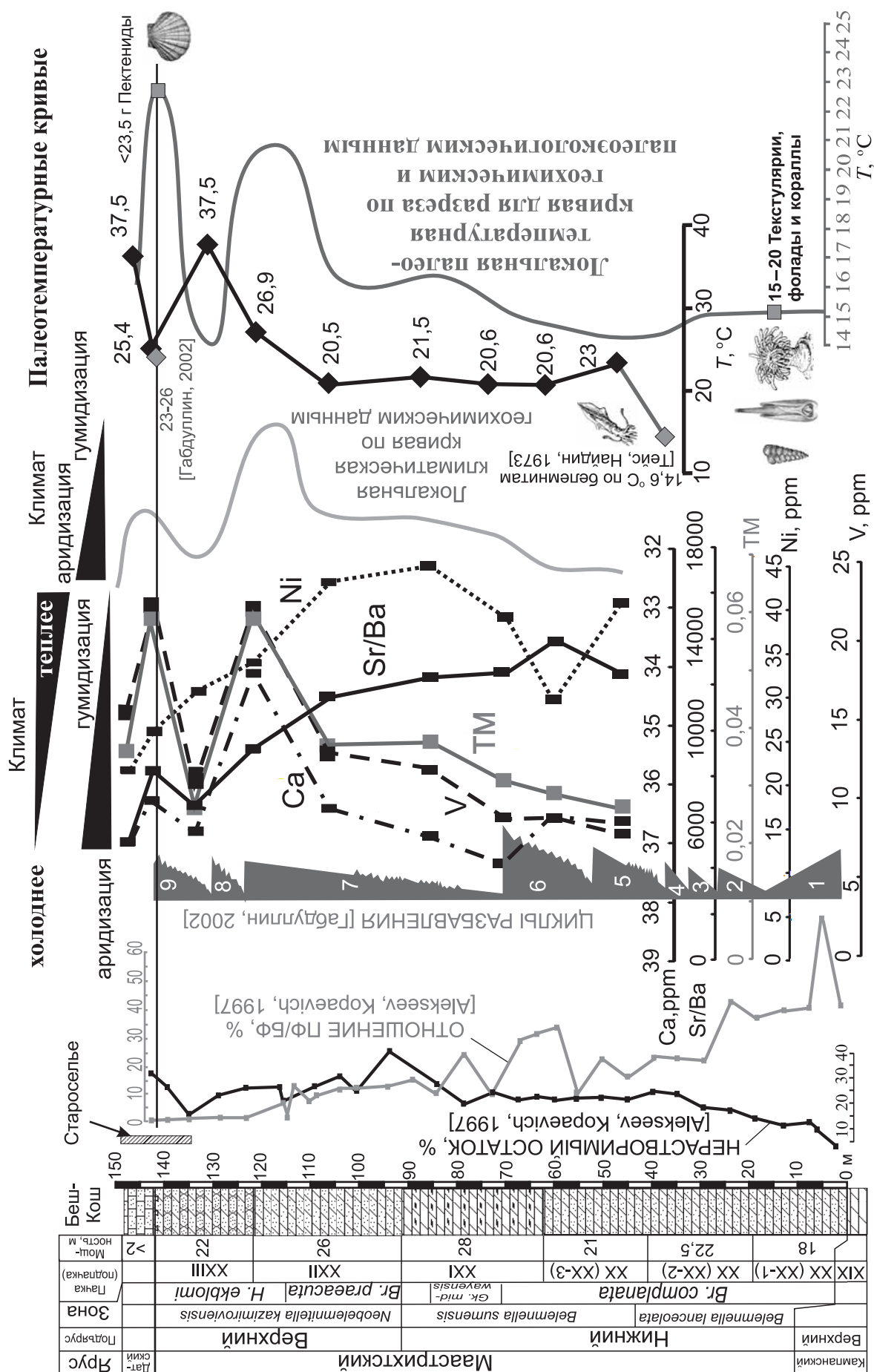


Рис. 2. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристики вариаций климата для разреза плато Беш-Кош. Условные обозначения см. на рис. 1

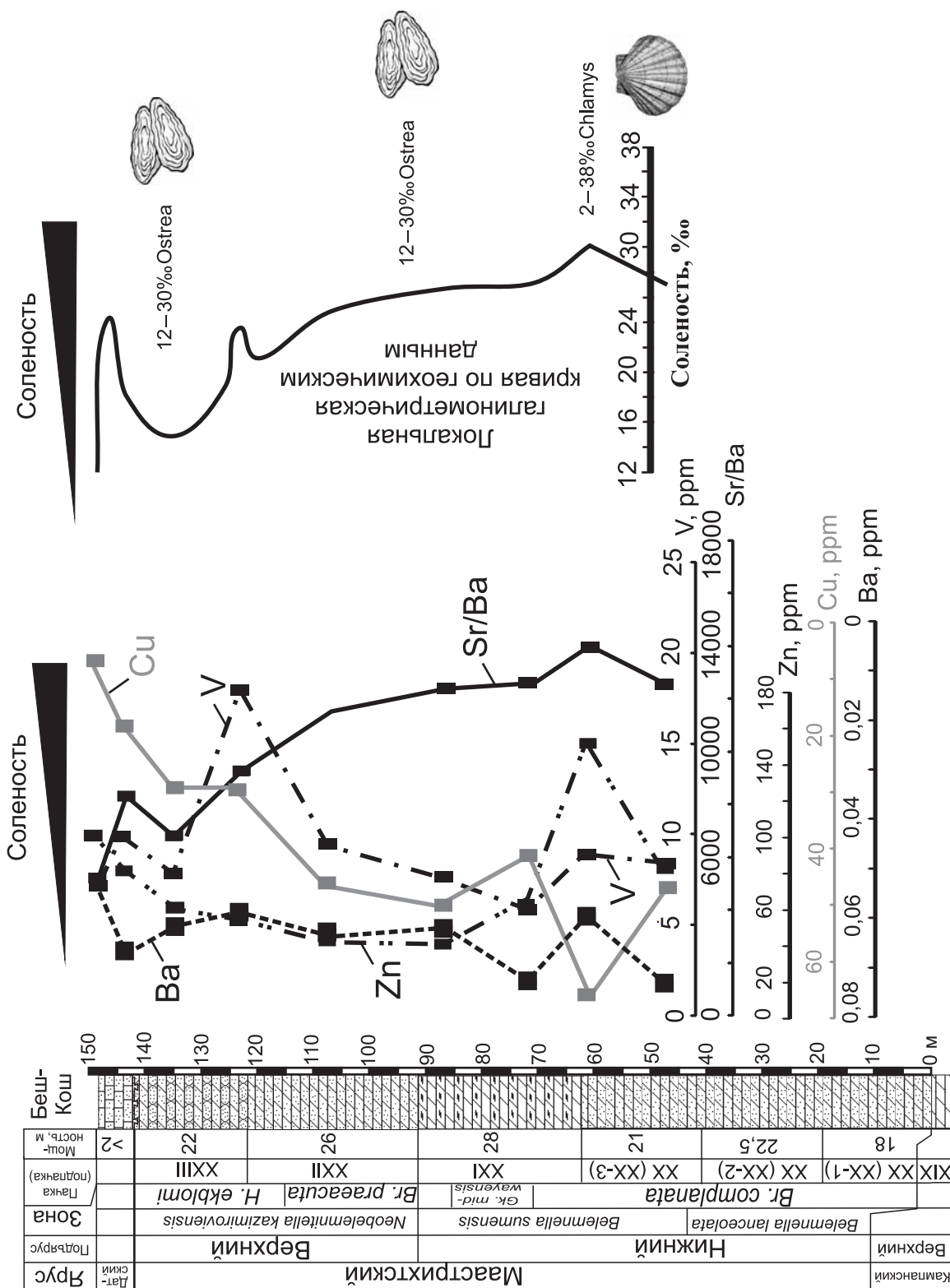


Рис. 3. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристики вариаций солёности для разреза плато Беш-Кош. Условные обозначения см. на рис. 1

(ТМ), натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, показывающие смещение фаций (рис. 4, 7, 10).

Отношение Fe/Mn. Уменьшение этого отношения соответствует увеличению глубины, а также переходу от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция к уменьшению этого отношения с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морских вод, которое сильнее проявляется в глубоководных условиях. По значению отношения Fe/Mn осадочные породы можно разделить на глубоководные (<40), мелководные (~80) и мелководно-прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса (>160). Отношение Fe/Mn хорошо применимо к глинистым или глино-содержащим отложениям, в меньшей степени — к карбонатным [Скляров, 2001].

Калиевый модуль ($KM = K_2O/Al_2O_3$) определяется интенсивностью процессов химического выветривания в области размыва. Калий входит в состав полевых шпатов и накапливается при их разрушении в континентальных отложениях в условиях засушливого климата. Во влажном климате он переносится в виде растворов и взвеси и концентрируется в морских и озерных осадках. Алюминий связан с глинистой частью пород, его содержание в осадках увеличивается в сторону открытого бассейна. Низкие значения калиевого модуля характерны для континентальных осадков, тогда как в прибрежно-морских и пелагических отложениях его значение увеличивается [Енгальцев, Панова, 2011].

Натриевый модуль ($NM = Na_2O/Al_2O_3$). Натрий обычно переносится в виде растворов и взвеси; его максимальная концентрация наблюдается в континентальных отложениях в условиях засушливого климата, а также в морских и озерных осадках в условиях влажного климата. Наиболее бедны натрием прибрежно-морские образования [Енгальцев, Панова, 2011].

Содержание Sr и Ba. Увеличение содержания стронция свидетельствует об удаленности терригенного материала от источника сноса, а повышение концентрации бария, наоборот, о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4–5 км его концентрация может достигать максимальных значений, так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок.

Содержание Pb и Zn. Увеличение концентрации свинца и цинка вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солености бассейна.

Для анализа изменения солености (рис. 3, 8, 10) используются значения отношений Sr/Ba и Ca/Sr. При нарушении физико-химического равновесия солевого раствора, обусловленного его захоронением, одни минералы в этой системе растворяются (например, кальцит), другие формируются (доломит), что ведет к глубокой трансформации состава рассолов. При этом

в растворе происходит избирательное концентрирование химических элементов, среди которых Ca, Sr, Ba. Это также хорошо видно в суперсоленых растворах, где содержание Ca уменьшается практически до нуля, так как при увеличении солености он замещается на Mg, содержащийся до этого в осадке. Следовательно, увеличение показателей Sr/Ba, Ca/Sr свидетельствует о повышении солености раствора.

Концентрация B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных.

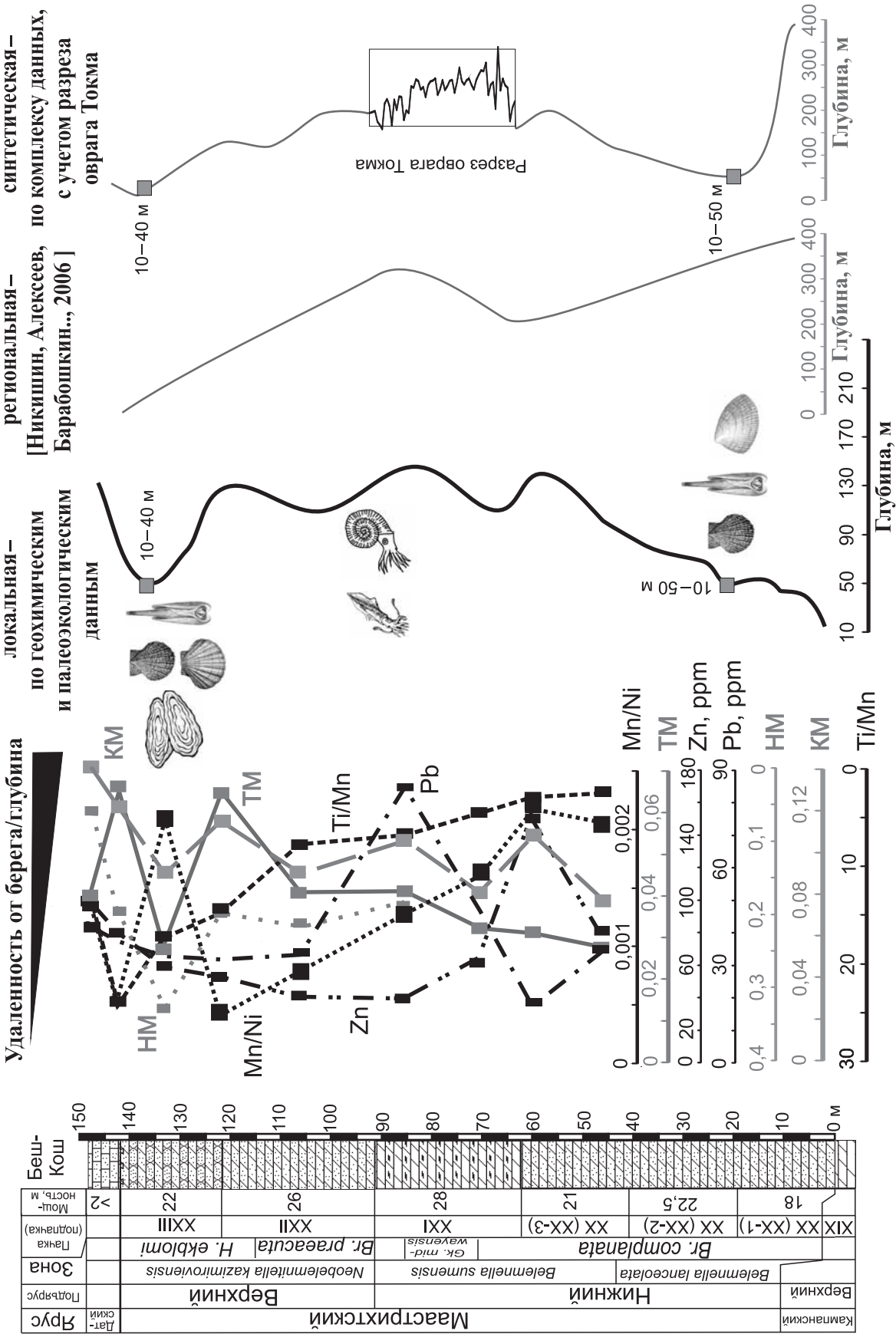
Zn и Cu — также показатели солености раствора, подвижность этих элементов напрямую зависит от солености. В речных водах содержание Cu практически всегда постоянно, поэтому когда речная вода перемещается с морской, скорость выпадения Cu в осадок уменьшается с повышением солености получаемого раствора. Подвижность Zn также уменьшается с повышением солености.

Обсуждение геохимических данных. Полученные данные позволили реконструировать условия седиментации в Горном Крыму в маастрихтском веке.

Климат. Анализ геохимических данных по разрезу г. Беш-Кош (рис. 2) в целом показывает тренд к потеплению и гумидизации климата (за исключением пачки XXIII). Циклические вариации климата находят отражение в элементарной пластовой цикличности, в которой для всего маастрихта можно выделить 9 циклов разбавления, т.е. существенного увеличения сноса с суши [Габдуллин, 2002]. В разрезе снизу вверх наблюдается тенденция к увеличению объема сноса в виде опесчанивания карбонатных пород (мергелей), росту концентрации нерастворимого остатка от 5% для раннего маастрихта до 35–40% в позднем маастрихте [Alekseev, Koraevich, 1997]. Эта цикличность также коррелирует с циклическими вариациями отношения планктонных и бентосных фораминифер [Alekseev, Koraevich, 1997], указывающими на изменения палеоглубины. В распределении геохимических параметров по разрезу можно выделить две тенденции. Кривые концентрации V, Ca и ТМ подобны и показывают рост температуры и гумидизацию климата, кривые распределения отношения Sr/Ba и концентрации Ni, напротив, демонстрируют обратную зависимость — постепенное похолодание и аридизацию климата.

Наличие теплолюбивых кораллов и булимин, обитающих в умеренных водах, позволяет предположить наличие теплых или умеренно теплых водных масс во время фазы развития *Belemnella sumensis*. Палеотемпературы для этого времени, по данным изотопии, показывают повышение температуры морской воды от 14,6 °C [Тейс, Найдин, 1973] для верхней части пачки XX (фаза Br. complanata) и, по нашим данным, до 37,5 °C для пачки XXIII (фаза H. ekbloimi); минимальные значения палеотемпературы (20,6 °C) нами получены для самого конца формирования отложений пачки XX и начала времени формирования пачки XXI, а также середины пачки XXII (20,5 °C).

Палеобатиметрические кривые



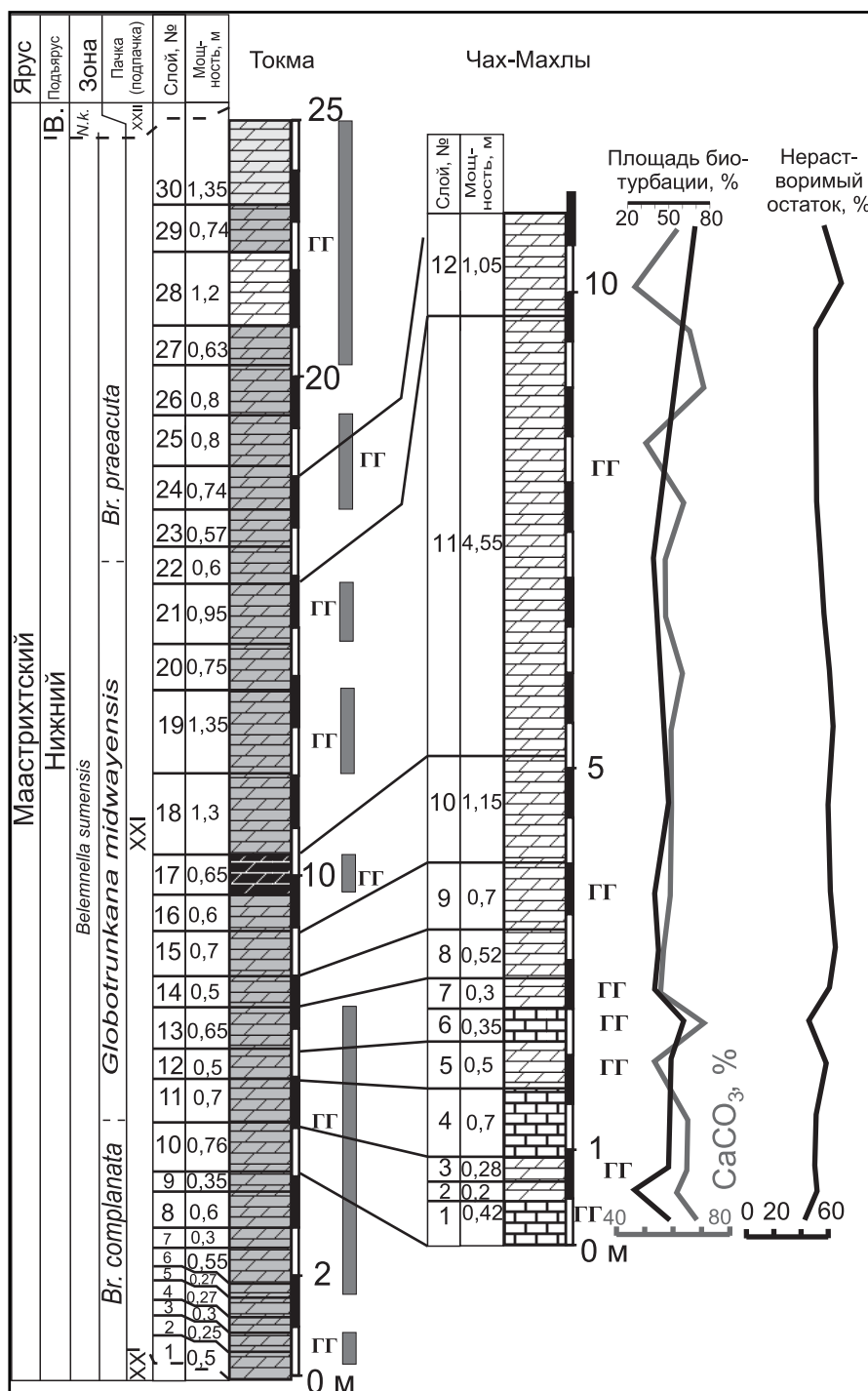


Рис. 5. Схема корреляции и литологическая характеристика разрезов нижнего маастрихта (пачка XXI) в долине р. Бодрак (овраги Токма и Чах-Махлы). Условные обозначения см. на рис. 1

Относительно низкие значения температуры в самом начале раннего маастрихта также подтверждены палеонтологически по наличию кораллов, фолад и текстулярий, указывающих на диапазон температуры от 15 до 20 °С. Присутствие в отложениях зоны *Hanzawaia ekbloimi* (конец зоны *Belemnella kazimiroviciensis*) спор растений позволяет реконструировать флору побережья. Флора была представлена мангровыми зарослями, что свидетельствует о теплом тропическом климате [Алексеев, 1989].

Для отложений самого конца маастрихта (пачки XXIII, XXIV) характерны банки пектенид, обычно предпочитающих воду с температурой не выше 23,5 °С. Для пачки XXIV в разрезе Малое Садовое (Крым) определен температурный диапазон 23–26 °С. Сравнительно небольшой массив аналитических данных для этого разреза позволяет лишь говорить о принципиальном изменении температуры (потеплении), в отличие, например, от другого, существенно детальнее аналитически охарактеризованного разреза овра. Токма.

Именно поэтому нами выбрана геохимическая модель потепления и гумидизации, подтверждаемая палеотемпературными данными. Самый конец маастрихтского века (время аккумуляции пачки XXIV) характеризуется разбросом значений температуры морской воды от 23 до 26 °С [Габдуллин, 2002].

Соленость. Анализ кривых распределения концентрации Zn и Ba (рис. 3) показывает слабую, почти фоновую вариацию солености. Содержание V и Cu возрастает вверх по разрезу. Отношение Sr/Ba уменьшается к кровле маастрихтских отложений. В пачке XX отмечены находки эвригалинных двустворчатых моллюсков рода *Chlamys*, существующих в широком диапазоне солености от 2 до 38‰ [Габдуллин, 2002]. Циклическое изменение солености по фораминиферам в циклично построенном разрезе отложений фазы *Belemnella lanceolata* свидетельствует о флуктуации солености [Габдуллин, 2002]. Прослои с цибицидесами и боливинами (нормальная соленость, благоприятные условия) чередуются с прослоями, богатыми текстуляриями (неблагоприятные условия). В пачках XXI и XXIII встречаются эвригалинные устрицы рода *Ostrea*, обитающие

в сравнительно меньшем диапазоне солености — от 12 до 30‰ [Габдуллин, 2002]. Сопоставив палеонтологические и геохимические данные, предлагаем локальную синтетическую галинометрическую кривую, демонстрирующую, что соленость океанских вод плавно понижалась с отдельными эпизодами осолонения на границах пачек XX и XXI, в верхней части пачки XXII и на границе пачек XXIII и XXIV.

Глубина. Характер кривых распределения геохимических параметров (рис. 4) сложен для интер-

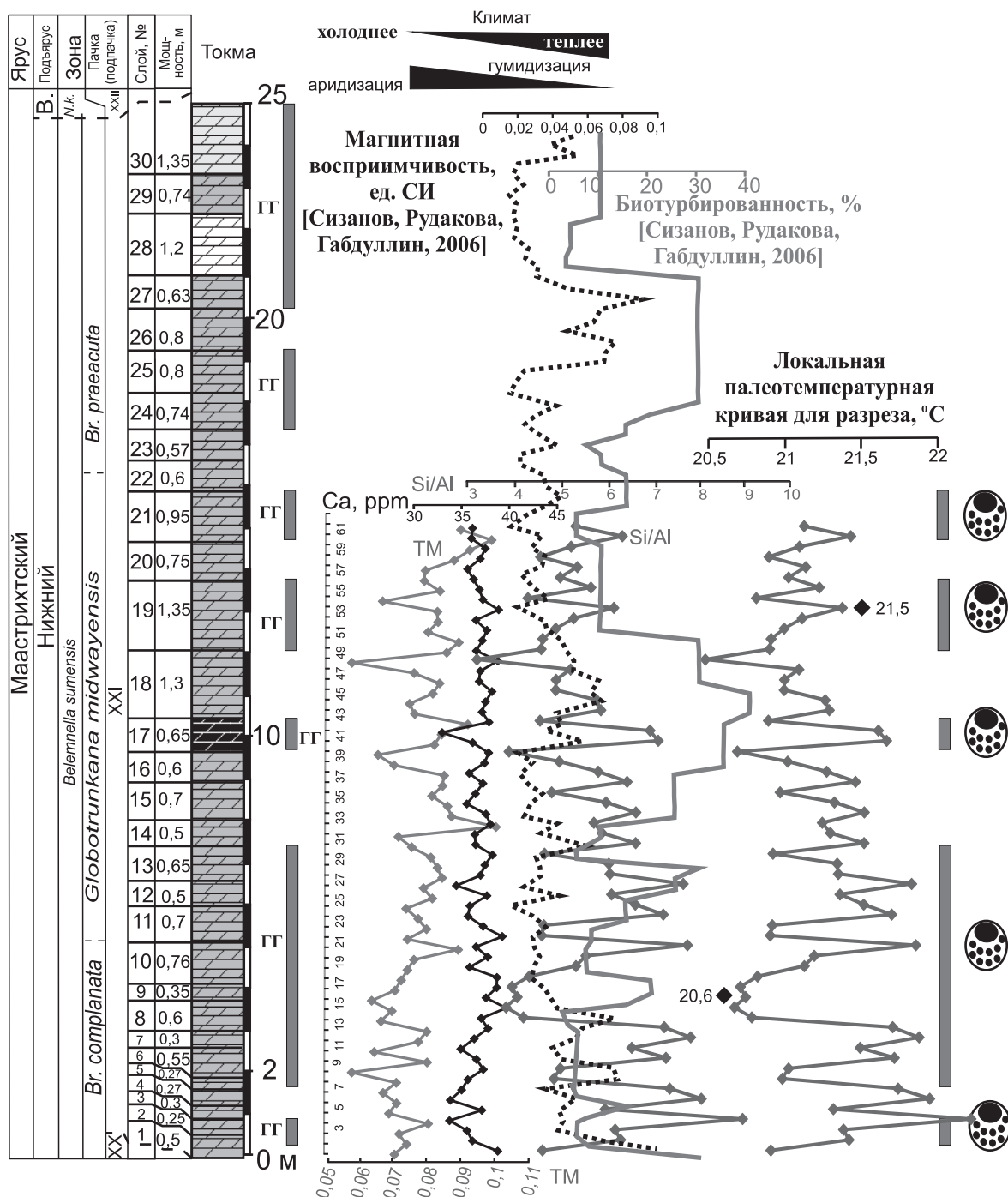


Рис. 6. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристики вариаций климата для разреза нижнего маастрихта (пачка XXI) в овр. Токма. Условные обозначения см. на рис. 1

претации. Очевидно, что имели место вариации этих параметров. Их суммирование позволяет построить локальную палеобатиметрическую кривую с фиксированными диапазонами палеоглубины по моллюскам-индикаторам, встречаемым в пачках XX, XXI и XXIII. В пачке XXI широко распространены нектонные моллюски — аммониты и белемниты, что указывает на сравнительно большую палеоглубину, в отличие от пачек XX и XXIII, в которых встречаются комплексы двустворчатых моллюсков типа *Pecten* и *Pholadomya*, а также *Chlamys* (пачка XXIII), *Nucula* (пачка XXI), со-

существующих вместе в диапазоне глубины $\leq 40-50$ м. Для отложений фазы *Belemnella lanceolata* характерен цибицидесово-булиминовый комплекс фораминифер. Отмечается их циклическое распределение в ритмах. Слои с цибицидесами и булиминами (относительно менее глубоководными) чередуются с булиминовыми слоями (относительно более глубоководные).

Состав палеоценоза включает планктон с карбонатным скелетом. Бентосные формы макрофосилий преобладают (более 30 родов, 42 вида) над нектонными (3 рода, 3 вида). Отмечена [Алексеев,

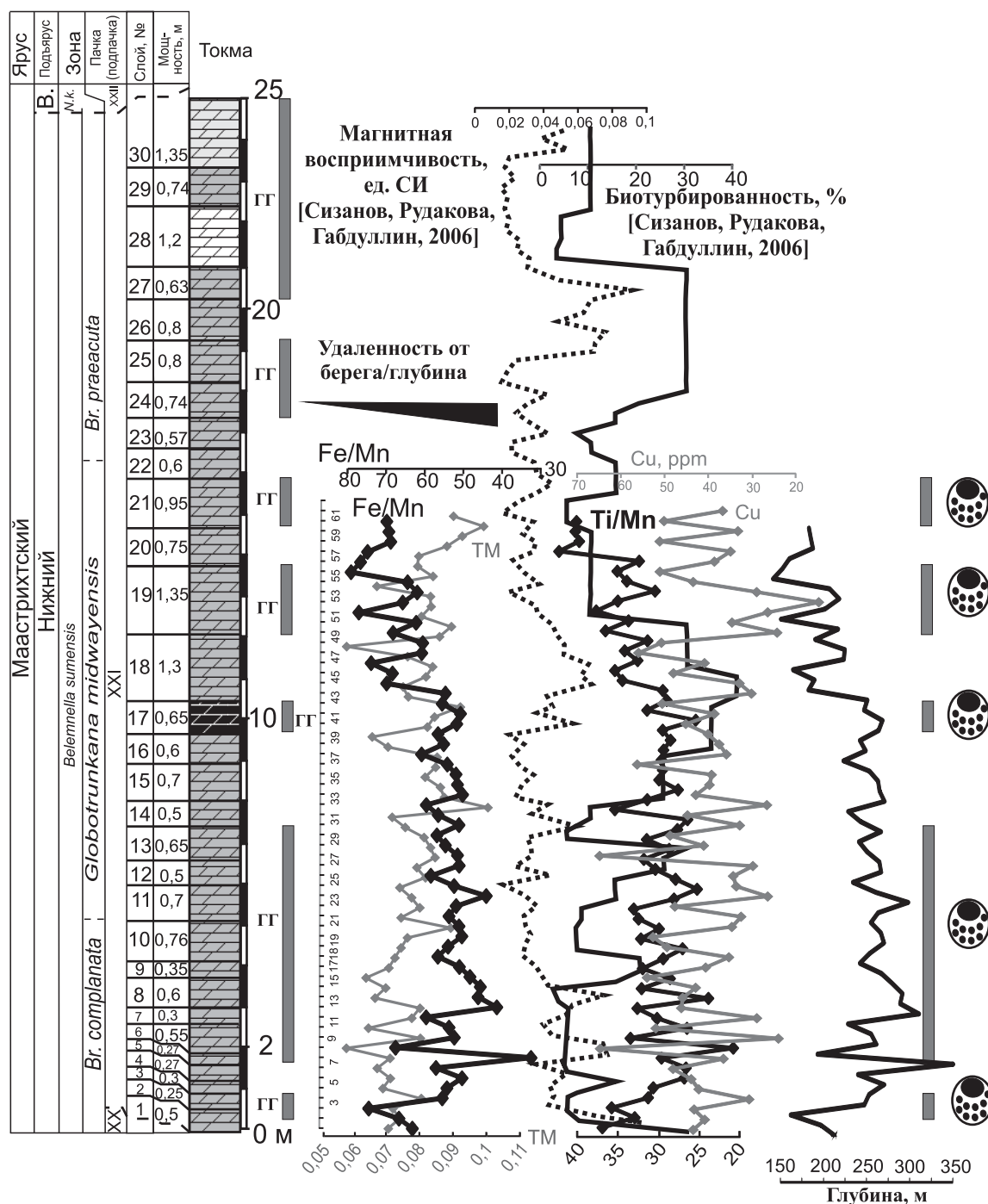


Рис. 7. Литологическая, палеонтологическая, петромагнитная и геохимическая характеристики вариаций глубины для разреза нижнего маастрихта (пачка XXI) в оvr. Токма. Условные обозначения см. на рис. 1

1989] значительная доля пелеципод в биоценозе (15 родов, 24 вида), что свидетельствует об относительной мелководности бассейна [Габдуллин, 2002]. Для отложений зоны *Brotzenella complanata* (начало зоны *Belemnitella kazimiroviensis*) характерен глубоководный цибицидесово-булиминово-боливиновый комплекс фораминифер. Отмечается флуктуация глубины бассейна, что следует из циклического распределения фораминифер в ритмичной толще. Прослои с цибицидесами (относительно мелководными) чередуются с прослоями булимин и боливин (относительно глубоководными) и подчиненных цибицидесов. Пелециподы отсутствуют, встречаются редкие аммониты и белемниты.

Состав палеоценоза отложений зоны *Hanzawaia ekblomi* (конец зоны *Belemnitella kazimiroviensis*) включает планктон с карбонатным скелетом, бентосные формы макрофоссилий преобладают (20 родов, 29 видов) над нектонными (2 рода, 2 вида). В состав палеоценоза макрофауны входят пелециподы, брахиоподы, ракообразные и белемниты, аммониты [Алексеев, 1989]. Это свидетельствует об относительной мелководности бассейна. В рассматриваемых отложениях встречаются в большом количестве пелециподы, обычно характеризующие следующие значения глубины: *Pecten* — 10–50 м, *Chlamys* — 2–50 м, *Ostrea* — 40–100 м, *Pholadomya* — 1–10 м. Предполагаемая

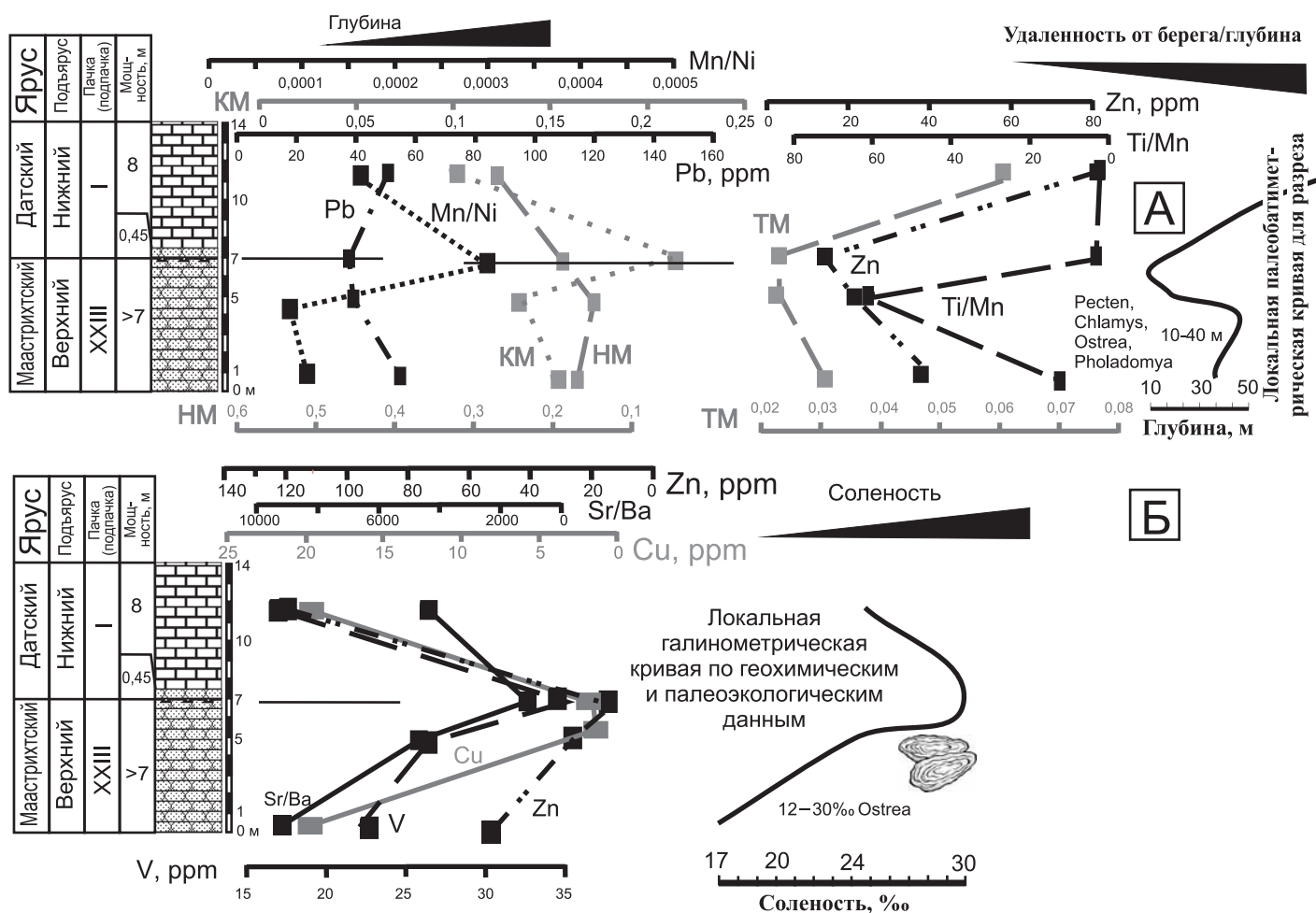


Рис. 10. Литологическая, палеонтологическая и геохимическая характеристики вариаций глубины (А) и солености (Б) для разреза мел-палеогеновой границы в Староселье. Условные обозначения см. на рис. 1

график распределения отношения Si/Al . Сопоставив положение точек, для которых есть палеотемпературные данные, в разрезе отложений пачки XXI на г. Беш-Кош и в разрезе овра. Токма удалось определить диапазон флуктуаций палеотемпературы морских вод (от 20,5 до 22 °С). Как правило, начало (подшва) ГГ отвечает потеплению, а его конец (кровля) — похолоданию.

Вариации палеоглубины (рис. 7) подтверждены характером распределения содержания Cu , Ti , отношений Fe/Mn и Ti/Mn . Наиболее представительна кривая распределения отношения Fe/Mn . При построении локальной палеобатиметрической кривой величины глубины были взяты с региональной кривой из работы [Никишин и др., 2006] и по литературным данным. Обычно начало (подшва) ГГ совпадает с относительным углублением бассейна и/или возможным ослаблением терригенного сноса, а его конец (кровля) — с относительным обмелением и/или возможным усилением терригенного сноса. Вариации палеоглубины также подтверждены формой кривой распределения магнитной восприимчивости (рис. 7) по разрезу. Ее уменьшение отвечает трансгрессии и отдалению береговой линии с источником сноса ферромагнитных минералов, а увеличение — регрес-

сии и приближению источника сноса. Подчеркнем хорошую корреляцию кривой магнитной восприимчивости и кривой отношения Fe/Mn .

Изменение солености (рис. 8) фиксируется вариациями содержания Zn , V , Cu и отношением Sr/Ba . В качестве наиболее представительной кривой для оценки вариаций солености была выбрана кривая содержания Cu . Время начала формирования ГГ коррелирует с увеличением солености, а его конец — с понижением солености. В итоге один губковый горизонт отвечает одному климатическому циклу (потепление-похолодание), одному эвстатическому циклу (трансгрессия-регрессия) и одному циклу изменения солености (осолонение-опреснение).

Разрез Староселье. Небольшой по мощности разрез терминального маастрихта и базального дания (рис. 9) исследован в районе бывшего с. Староселье на северо-восточной окраине г. Бахчисарай (рис. 1, разрез № 1). Вариации климата и температуры подтверждаются цикличным распределением содержания Ca , V , Ni , значениями отношения Sr/Ba и Ti/Mn . Только значения содержания Ni и Ti/Mn выбиваются из общего тренда прочих перечисленных выше параметров. Суммировав данные распределения Ca , V и отношения Sr/Ba , мы построили локальную клима-

и Токма) и двух разрезов в Севастопольском районе (Малое Садовое, Танковое) детализированы условия седиментации на южной окраине океана Тетис (рис. 12). Использована шкала времени, взятая из работы [Hardenbol et al., 1998].

Предложены модели вариаций температуры, солености и глубины для окраины океана Тетис в маастрихтском веке.

В целом на протяжении маастрихтского века температура океанских вод повышалась от 14,6 °C в начале века до 37,5 °C к его концу. Потепление климата проходило на фоне кратковременной регрессии в начале раннего маастрихта, позднее сменившейся поступательной трансгрессией, длившейся до середины века, затем во второй половине маастрихта началась регрессия с коротким трансгрессивным импульсом в самом конце века. Диапазон вариации глубины отличался на порядок, приблизительно от 40 до 400 м. Трансгрессия сопровождалась увеличением солености океанских вод (до 30‰), а регрессия — понижением солености вод (до 12–24‰).

Сильные вариации и высокие значения температуры в самом конце маастрихта могут быть связаны с событиями глобального масштаба — падением астероида диаметром около 11 км в Атлантический океан (кратер Чиксулуб) и излиянием базальтовых траппов на нагорье Деккан в Индии (рис. 12). Также

на $\delta^{18}\text{O}$ могли повлиять минеральный состав накапливающихся карбонатов и соленость воды, что в итоге привело к повышенным значениям полученной температуры.

Детальное исследование природы цикличности отложений пачки XXI, содержащей губковые и безгубковые прослои, показало, что, как правило, начало (подошва) губковых горизонтов отвечает относительно потеплению, углублению и/или возможному ослаблению терригенного сноса и увеличению солености тетических вод, а их конец (кровля) — похолоданию, относительному обмелению и/или возможному усилению терригенного сноса и понижению солености вод океана Тетис.

На основе имеющихся данных по разрезам Староселье, Беш-Кош и Малое Садовое составлены сводные региональные кривые вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 12) для маастрихтских отложений в Горном Крыму. При сопоставлении этих кривых с кривыми флуктуаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе скважины Мулинекс-1 (Техас, США [Keller et al., 2009]) получена хорошая хеомстратиграфическая корреляция, позволяющая определить стратиграфическое положение уровня импактного события в конце маастрихта в разрезах Горного Крыма, а также проводить хеомстратиграфическое сопоставление разрезов Горного Крыма с разрезами других регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–135.

Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.

Виноградов В.И. Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // Природа. 2011. № 11. С. 22–28.

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.

Габдуллин Р.Р. Строение и условия формирования отложений терминального маастрихта разреза с. Танковое, Юго-Западный Крым // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 4. С. 4–10.

Габдуллин Р.Р., Первушов Е.М., Толстова Н.В. Строение и генезис цикличной толщи переслаивания губковых и безгубковых горизонтов нижнего маастрихта Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 17–21.

Енгальчев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. № 5. С. 16–29.

Каплин П.А., Янина Т.А. Методы палеогеографических реконструкций: Метод. пособие. М., 2010. 430 с.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. № 8 (4). С. 65–83.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма: Учеб. пособие по Крымской практике. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006.

Сизанов Б.И., Рудакова А.В., Габдуллин Р.Р. Новая методика выделения ритмов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 25–31.

Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет-Инжиниринг, 2001.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 254 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мысль, 1983. 200 с.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian–Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Roy. des sciences naturelles de Belgique. Sci. de la Terre. 1997. Vol. 67. P. 103–118.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic Sequence chronostratigraphic framework of European Basins // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Spec. Publ. 1998. Vol. 60. Ch. 1.

Keller G., Abramovich S., Berner Z., Adatte T. Biotic effects of the Chicxulub impact, K–T catastrophe and sea level change in Texas // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. Vol. 271. P. 52–68.

Поступила в редакцию
08.10.2014

УДК 553.411:553.068.7

А.В. Сначёв¹, В.И. Сначёв², М.А. Романовская³**ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАРИНСКОГО КУПОЛА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)⁴**

Рассмотрено геологическое строение Ларинского гранитогнейсового (C_{1-2}) купола, являющегося южным продолжением Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория. Уточнена стратиграфия расположенного по периферии купола зонального метаморфического комплекса, представленного амфиболитами, гранат-слюдистыми и графитистыми кварцитами. Доказано, что кремнисто-углеродистые отложения сайтовской свиты (S_1-D_1 , ранее $RF_2?$) — метаморфизованный аналог булатовской толщи (S_1-D_1). Приведены все имеющиеся данные опробования углеродистых отложений на золото. Показано, что все точки с промышленным содержанием золота локализованы в области развития пород зеленосланцевой фации метаморфизма, что является очень важным поисковым признаком для обнаружения золотого оруденения.

Ключевые слова: углеродистые сланцы, рудоносность, благородные металлы, Ларинский купол, золото, метаморфизм.

The article is devoted to the geological structure of the Larinsky granite-gneiss (C_{1-2}) dome, which is the southern extension of the Ilmeno-Sysertsky mega-anticlinorium and petrochemicals, geochemicals and ore mineralization of its rock. There is a zone of metamorphic rock on the periphery of the dome. The results of the conducted investigations refine the stratigraphy of these metamorphic rock, represented by amphibolite, garnet-micaceous and graphite-quartzites. It is proved that siliceous-carbonaceous deposits of the saitskovskoy formation (S_1-D_1 , former $RF_2?$) are metamorphic analogues of the bulatovskoy column (S_1-D_1). All available results of gold content analyses of the carbonaceous schists of the area are given in this article. It is shown that all points with an industrial gold content are concentrated within greenschist metamorphic facies. This fact supports our model of metamorphogenic-hydrothermal gold origin in the carbonaceous schists. It is a very important search sign of gold mineralization in the area.

Key words: carbonaceous schists, ore potential, precious metals, Larinsky dome, gold, metamorphism.

Введение. Ларинский гранитогнейсовый купол расположен в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны (лист N-41-XIII) и представляет собой южное продолжение Ильменогорско-Сысертского антиклинория. С запада от Магнитогорской мегазоны он отделяется Уйско-Новооренбургской зоной смятия. Разрез метаморфических толщ в Ларинском куполе представляет собой единый мегаритм мощностью >1500 м, в котором сланцы и аповулканические амфиболиты снизу вверх и от центра к периферии купола сменяются гранат-слюдистыми (глиноземистыми) и графитистыми кварцитами. Эти породы прорываются гранитоидами Первомайского и Ларинского массивов (C_{1-2} , в раннем варианте P_1), образующими двуглавую структуру [Чесноков, 1971], осложненную поперечными, диагональными и дугообразными нарушениями, которые контролируют размещение согласных тел метагипербазитов. От гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических вы-

сокоградиентных зон метаморфизма. Минеральные парагенезисы амфиболитовой фации на расстоянии несколько километров сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В ближайшем обрамлении Ларинского купола ранее выделялись следующие стратиграфические подразделения: нижнесайтовская подсвита ($RF_2?$ ns), верхнесайтовская подсвита ($RF_2?$ vs), шеметовская (O_2 sm), булатовская (S_1-D_1 bl), кулуевская ($D_{1-2}?$ kv), аджатаровская (D_2 ad), сухтелинская (D_{2-3} sh), краснокаменная (D_3 kr), биргильдинская (C_1 br) толщи [Сначёв, 2013] (рис. 1).

Углеродистые отложения в пределах рассматриваемой территории выделяются только в пределах сайтовской свиты и булатовской толщи.

Геологическое строение. Породы *сайтовской свиты* ($RF_2?$ st) слагают крупный блок, вмещающий Первомайский и Ларинский гранитные массивы (так называемый Ларинский купол). Свита названа

¹ Учреждение Российской академии наук Институт геологии Уфимского научного центра РАН, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

² Учреждение Российской академии наук Институт геологии Уфимского научного центра РАН, заведующий лабораторией рудных месторождений, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: maria_roman@mail.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант Поволжье № 14-05-97005).

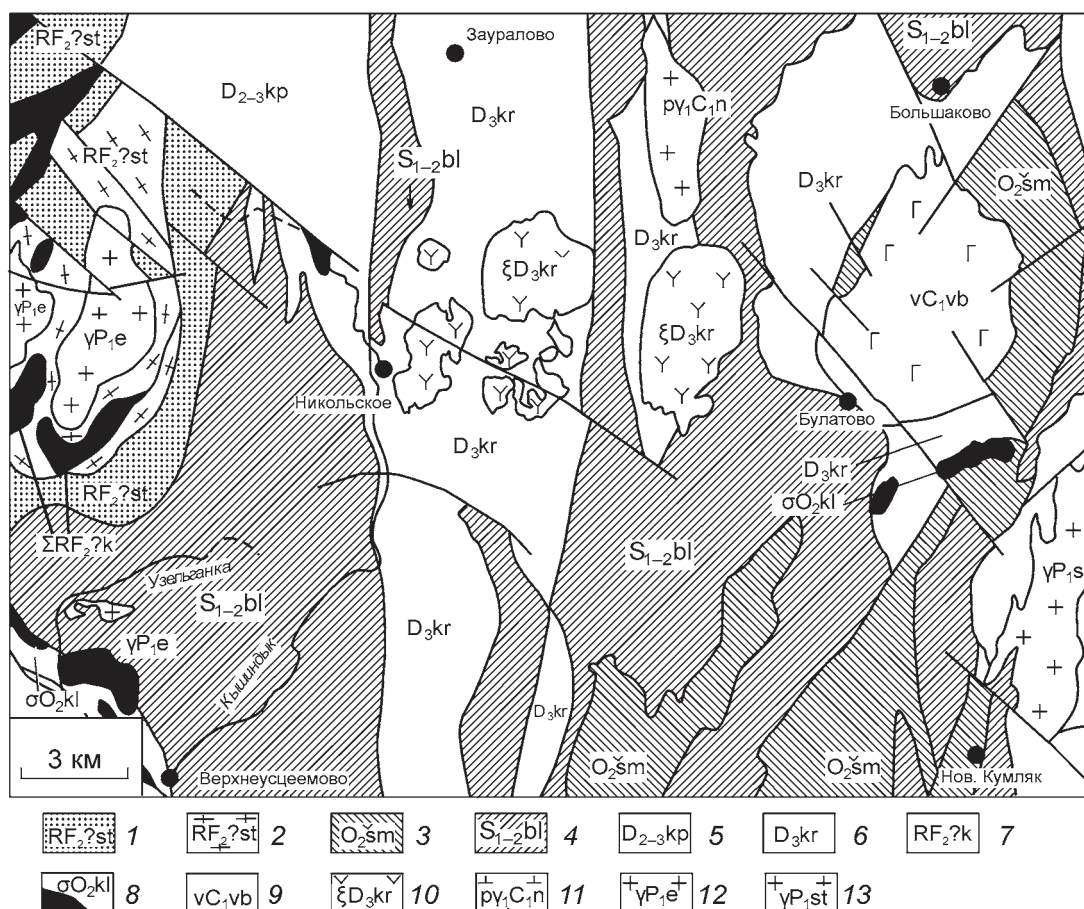


Рис. 1. Схематическая геологическая карта обрамления Ларинского купола с использованием данных А.В. Моисеева: 1, 2 — саитовская свита (1 — верхняя подсвита, кварциты гранатые, мусковитовые, графитистые; 2 — нижняя подсвита, гнейсы, биотитовые и амфибол-биотитовые плагиосланцы); 3 — шеметовская толща, афировые и мелкопорфировые базальты; 4 — булатовская толща, углеродистые сланцы и алевролиты; 5 — копаловская толща, кремнистые алевролиты, прослои яшм и туфы кислого состава; 6 — краснокаменная толща, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 7 — каганский комплекс, тремолитовые и тальк-карбонатные породы; 8 — куликовский комплекс, серпентиниты аподунитовые, апогарибурлитовые; 9 — большаковский комплекс, габбро, габбро-диабазы; 10 — краснокаменный комплекс, сиениты, кварцевые монодиориты; 11 — неплюевский комплекс, граниты; 12 — еланчик-ковский комплекс, граниты мусковитовые с гранатом, гранито-гнейсы; 13 — степнинский комплекс, граниты

по д. Саитова (северная часть листа N-41-VII), где она широко развита и детально изучена. Свита имеет двучленное строение.

Нижнесаитовская подсвита (RF₂? ns) на 80–90% сложена амфиболитами, а также биотит-амфиболовыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами, содержащими прослои биотитовых и гранат-биотитовых плагиосланцев и кварцитов. **Верхнесаитовская подсвита** (RF₂? vs) представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфиболовыми плагиосланцами с прослоями графитистых кварцитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В юго-восточной части Ларинского купола присутствуют прослои мраморов.

Общая мощность отложений саитовской свиты ~1000 м. Граница между ними проводится по смене сплошного разреза амфиболовых сланцев более пестрыми по составу плагиосланцами.

Породы нижнесаитовской и верхнесаитовской подсвит отличаются по степени метаморфизма. Так, в пределах Ларинского купола отложения метамор-

физованы в условиях от амфиболитовой фации (нижняя подсвита) до высоких ступеней зеленосланцевой (верхняя подсвита). Зона измененных пород симметрична относительно Первомайского и Ларинского гранитных массивов, и ее ширина составляет ~2 км.

Существует несколько точек зрения по поводу возраста саитовской свиты — от среднего рифея до среднего палеозоя. Среднерифейский возраст описываемой свиты ранее принимался на основе сходства ее разрезов с отложениями Ильменогорского поднятия. Однако некоторые исследователи считали их разновозрастными с углеродисто-кремнистыми образованиями булатовской толщи Арамилско-Сухтелинской зоны.

Булатовская толща (S₁–D₁bl) углеродисто-кремнистых сланцев получила название по д. Булатово, где была детально описана и фаунистически охарактеризована [Плюснин и др., 1965].

Картируется она в виде полос субмеридионального простирания, ограниченных разломами. Местами границы подчеркнуты телами серпентинитов. Толща однородна по составу и сложена так назы-

ваемыми фтанидами — углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. В составе сланцев преобладает кварц (90–95%), углеродистое (графитистое) вещество составляет от 1 до 5%, в незначительном количестве присутствуют серицит и биотит. Зерна кварца величиной от 0,001 до 0,08 мм обычно изометричные, с неровными краями. Углеродистое вещество образует равномерную пылевидно-точечную вкрапленность, часто настолько густую, что порода становится совершенно непрозрачной. Ориентировка зерен серицита и биотита подчеркивает сланцеватость пород. Довольно часто в сланцах отмечаются реликты радиолярий, имеющих овальную форму. В результате перекристаллизации размер зерен кварца увеличивается (до 0,01–0,02 мм) и уменьшается количество углеродистого вещества. При этом сланцы осветляются и приобретают пятнистые и полосчатые текстуры. Углеродисто-кремнистые сланцы обычно содержат вкрапленность пирита, пирротина, магнетита.

К характерным особенностям всех разрезов относятся: 1) наличие в верхних частях разреза шеметовской толщи прослоев углеродисто-кремнистых сланцев, аналогичных отложениям булатовской толщи; 2) постепенное увеличение их мощности вверх по разрезу; 3) отсутствие следов размытия и углового несогласия. Граница между толщами проводится по кровле последнего прослоя вулканогенно-осадочных пород.

Мощность булатовской толщи достигает 800–900 м. Возраст ее определен на основании находок К.П. Плюсниным с соавторами [1965] фауны граптолитов у д. Булатово, что позволяет датировать толщу поздним лландовери на границе с венлоком.

В другом блоке сланцев на запад от пос. Мирный найдены конодонты *Ozarkodina aff. ziegleri* Wall. и др., характерные для позднего силура, а также граптолиты и конодонты, включенные в фаунистический комплекс раннего девона [Пучков, Иванов, 1989]. Таким образом, по датировке органических остатков возраст булатовской толщи охватывает интервал от раннего силура до раннего девона.

Изучение петрологических и петрохимических характеристик пород сайтовской свиты, а также шеметовской и булатовской толщ свидетельствует о том, что амфиболовые разности нижнесайтовской подсвиты имеют первичную вулканогенную природу и идентичны базальтам шеметовской толщи ($O_2 \text{ шм}$) Арамильско-Сухтелинской зоны. На это указывает сходство типовых разрезов. Удельный вес амфиболитов в разрезе нижнесайтовской свиты составляет 80–90%, в шеметовской толще базальты составляют 90–95% от ее объема. Биотитовые и амфибол-биотитовые плагиосланцы верхнесайтовской подсвиты сопоставляются с вулканогенно-осадочной булатовской толщей. Так, амфиболовые плагиосланцы в верхнесайтовской свите составляют 28–55%, а графитистые кварцитосланцы — 3–18%. В булатовской

толще Арамильско-Сухтелинской зоны наблюдается пропорциональное соотношение базальтов (11–12%) и углеродисто-кремнистых сланцев (30%).

Петрохимические особенности кремнисто-углеродистой формации. Аналитическая база петрохимического состава черных сланцев сайтовской свиты и булатовской толщи включает 79 силикатных анализов (выполнены в ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина), 33 определения редкоземельных элементов (ГЕОХИ РАН имени В.И. Вернадского, ЦЛАВ, заведующий лабораторией Г.М. Колесов) и $C_{\text{орг}}$ (газометрический анализ, АСИЦ ВИМС, заведующий лабораторией С.В. Кордюков), а также заимствованные данные из предшествующих работ [Сначёв, 2013].

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации Арамильско-Сухтелинской зоны однообразен: породообразующие составляющие представлены SiO_2 (по 93 анализам от 82 до 98%, среднее 93,5%) и $C_{\text{орг}}$, сумма остальных 12 оксидов составляет ~5–10%. В 113 шлифах из кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи отмечены многочисленные остатки крупных, хорошо сохранившихся радиолярий, которые находятся среди микрозернистой массы кремнезема и углеродистого вещества.

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использована диаграмма А–S–C, полученная на основе обобщения химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры $A=1000 \cdot (\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}))$ и $S=1000 \cdot \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO})$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C=(\text{CaO} + \text{MgO})$ — в массовых долях оксидов. Практически все анализы углеродистых отложений очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что свидетельствует о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории (рис. 2).

Обратная корреляция между параметрами А и S, а также С и S указывает, во-первых, на биохемогенный и вулканогенный источники кремнезема, но не на терригенный его привнос, а во-вторых, на независимые источники кремнезема и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит СаО и избыток SiO_2 , присуща активно прогибающимся дистальным частям бассейнов.

Рассмотрим это подробнее. Известно [Горбачев, Созинов, 1985], что основной индикатор удаленности бассейна седиментации от береговой линии — смесь терригенного материала, долю которого можно установить из анализа диаграммы А–S–C. Так, чем больше влево смещены точки в пределах выделенных полей формаций (в данном случае поле III кремнисто-углеродистой формации), тем больше терригенного материала в осадках. На рис. 2 хорошо видно, что большинство точек, принадлежащих углеродистым отложениям, занимает крайнее правое положение, и только несколько анализов углеродисто-глинистых

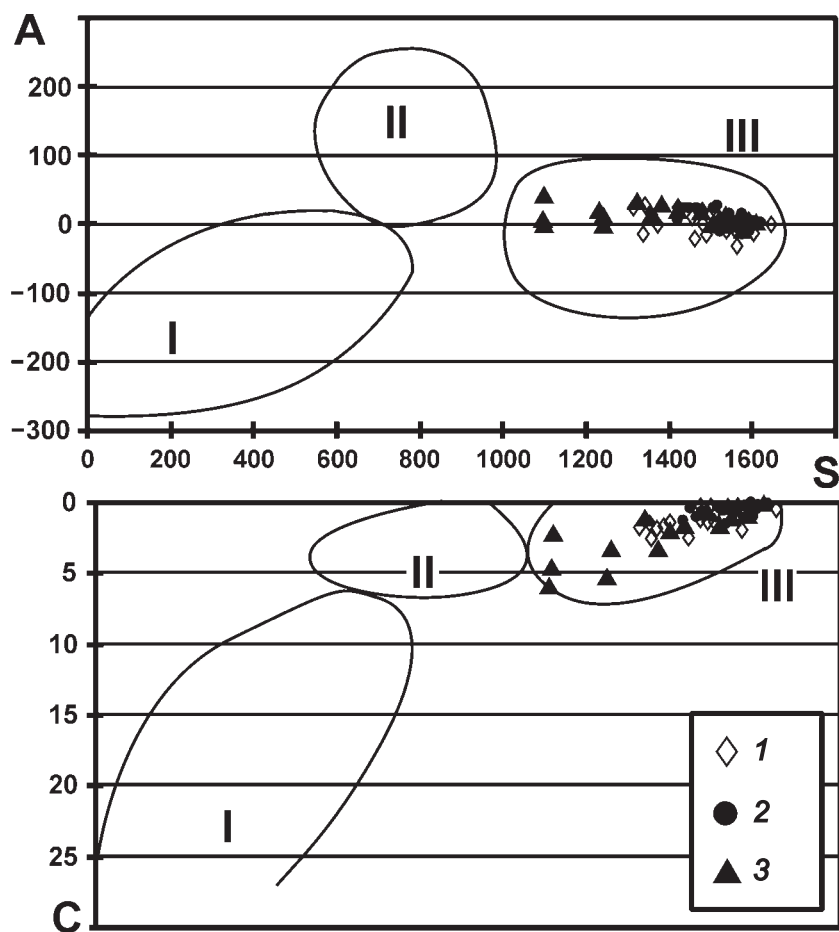


Рис. 2. Типизация углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны с помощью диаграммы О.В. Горбачева, Н.А. Созинова [1985]: 1, 2 — булатовская толща: 1 — Пластовская площадь, 2 — Миасская площадь; 3 — сайтовская свита. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

и углеродисто-серицитовых сланцев попадает в левую и центральную части поля.

Более детальное рассмотрение кремнисто-углеродистых отложений на укрупненной диаграмме А–S–C показало, что состав черносланцевых отложений сайтовской свиты и булатовской толщи обрамления Ларинского купола сходен, они образуют два компактных роя точек, один соответствует наиболее чистым и «зрелым» породам, другой характеризуется наличием незначительной терригенной примеси (рис. 3).

Отношение стандартных петрохимических гидролизатного ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$) и алюмокремниевого ($АМ = Al_2O_3 / SiO_2$) модулей показывает их отчетливую положительную корреляцию (рис. 4).

Максимальное отклонение от линии тренда наблюдается для части отложений сайтовской свиты и булатовской толщи обрамления Ларинского купола, что говорит о увеличении доли вулканического материала в общем объеме примесей с востока на запад.

Закисный модуль ($ЗМ = FeO / Fe_2O_3$) отражает окислительные или восстановительные условия в бассейне осадконакопления. Для 90% кремнисто-углеродистых

отложений Арамильско-Сухтелинской зоны характерно значение закисного модуля >1 (среднее для 86 образцов составляет 5,8). Это позволяет сделать вывод о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [Ефремова, Стафеев, 1985].

Индикатор Fe/Mn — один из фациальных индикаторов для осадочных отложений, его значения уменьшаются с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим [Розен и др., 1994]. Большая часть отложений булатовской толщи относится к глубоководным отложениям или отложениям континентального склона. Западная часть Арамильско-Сухтелинской зоны, включающая породы булатовской толщи обрамления Ларинского купола, и сайтовская свита характеризуются как минимальной глубоководностью, так и минимальными значениями параметра S.

Тройная петрохимическая диаграмма Н.П. Семененко служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [Петрография..., 1956]. Анализы кремнисто-углеродистых сланцев обрамления Ларинского купола, вынесенные на диаграмму, показывают следующую ситуацию: в части отложений булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны присутствует незначительная терригенная примесь, по составу соответствующая

ультраосновным породам, а другая часть отвечает основным базальтам шеметовской толщи, которые имеют достаточно выдержанный химический состав. Положение большинства образцов булатовской толщи обрамления Ларинского купола и сайтовской свиты совпадает с полем шеметовских базальтов, что свидетельствует об одинаковом соотношении их главных петрогенных оксидов (рис. 5).

Более детально рассмотрим содержание **органического углерода** ($C_{орг}$). Так как среднее содержание $C_{орг}$ в современных морских отложениях составляет $<1\%$, то это значение рекомендуется принимать как пограничное между углеродистыми и неуглеродистыми отложениями. Содержание от 1 до 3% считается слабоаномальным, а от 3 до 10% отвечает резко аномальным условиям седиментации. Таким образом, выделяются три группы черных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988] — низкоуглеродистые (1–3%), углеродистые (3–10%) и высокоуглеродистые ($>10\%$).

Результаты анализа показывают, что рассматриваемые кремнисто-углеродистые сланцы относятся преимущественно к низкоуглеродистому и реже к углеродистому типам и укладываются в интервал от 1 до 3% [Сначёв и др., 2012]. Пониженные значения

$C_{орг}$ в некоторых образцах, по-видимому, связаны с процессами окисления углерода кислородом воды и взаимодействия с оксидами железа при метасоматических изменениях.

В анализах кремнистых сланцев булатовской толщи почти 100% углерода составляет $C_{орг}$, на долю CO_2 приходится ничтожно мало, что в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 0,95) (рис. 3) и отсутствием карбонатов в разрезах свидетельствует о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных бескарбонатных отложений возможно только на глубине, сопоставимой с глубиной карбонатной компенсации (от 3500 до 6000 м), где из-за резкого недосыщения морской воды $CaCO_3$ происходит растворение карбонатных раковин, а раковины радиолярий и диатомей, построенные из кремнезема, выпадают в осадок [Хворова, 1968; Хворова и др., 1985; Страхов, 1978].

Содержание **фосфора** для 95% анализов кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи ниже фонового (среднее по 40 анализам составляет 0,09%). Для черносланцевых отложений обрамления Ларинского купола среднее содержание P_2O_5 равно 0,31%, а отдельные значения достигают резко аномальных, вплоть до рудогенных (1–2%). Содержание P_2O_5 положительно коррелирует с алюмокремниевым модулем и карбонатностью, что указывает на привнос фосфора в бассейн седиментации совместно

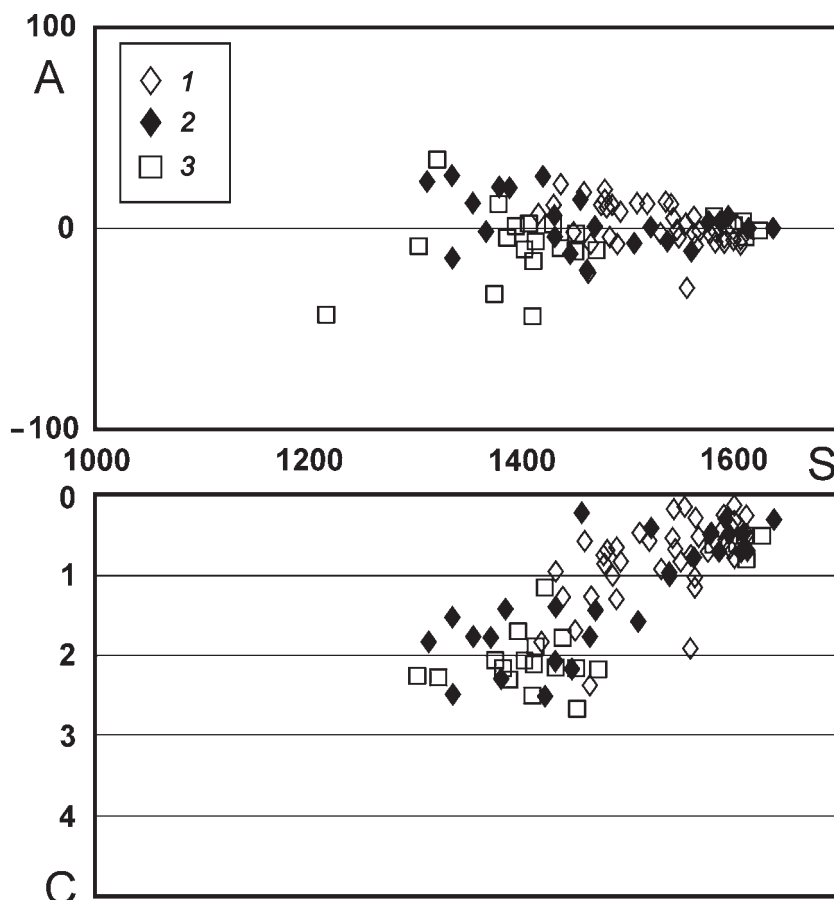


Рис. 3. Типизация кремнисто-углеродистых отложений Ларинского купола с помощью диаграммы О.В. Горбачева, Н.А. Созинова [1985] (фрагмент рис. 2): 1, 2 — булатовская толща: 1 — Пластовская площадь, 2 — обрамление Ларинского купола; 3 — сайтовская свита

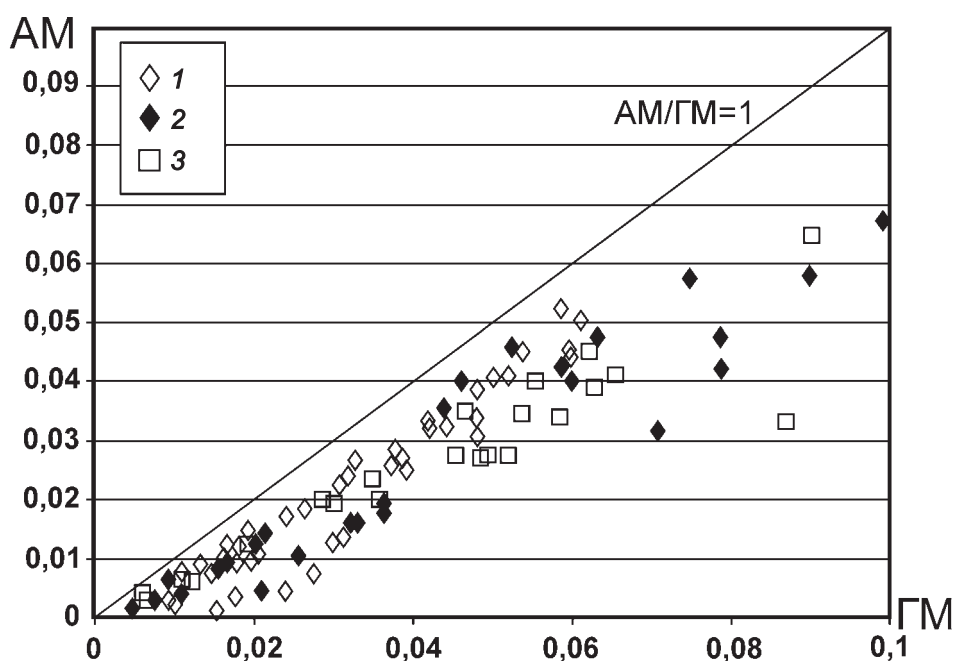


Рис. 4. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремнистого модулей для кремнисто-углеродистых отложений Пластовской площади. Условные обозначения см. на рис. 3

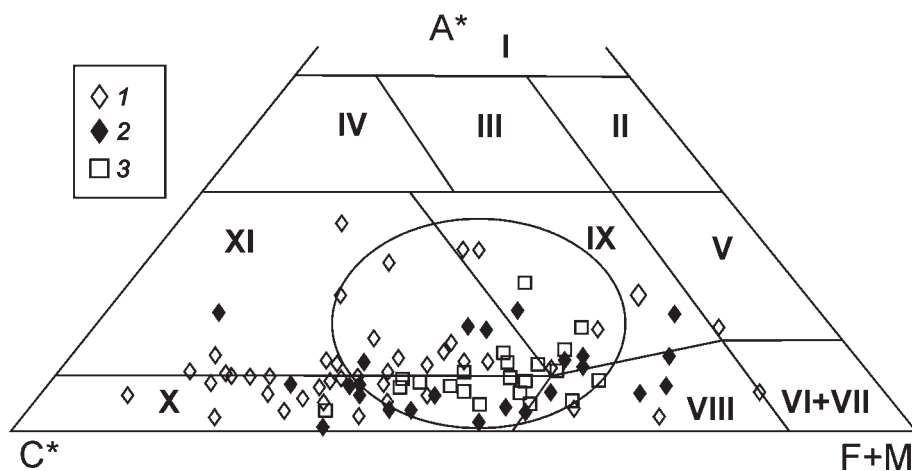


Рис. 5. Разделение кремнисто-углеродистых сланцев на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Петрография..., 1956], овалом оконтурено поле распространения базальтов шеметовской толщи

Поля: I — подгруппа собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппа железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппа щелочно-земельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппа известково-алюмосиликатных пород, V — группа глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группа железисто-кремнистых пород, VII — группа магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группа щелочно-земельно-малоглиноземистых ультраосновных пород орторяда, IX — группа щелочно-земельно-глиноземистых основных пород орторяда,

X — известково-карбонатная подгруппа щелочно-земельно-известкового ряда, XI — глиноземисто-известковистая подгруппа щелочно-земельно-известкового ряда. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

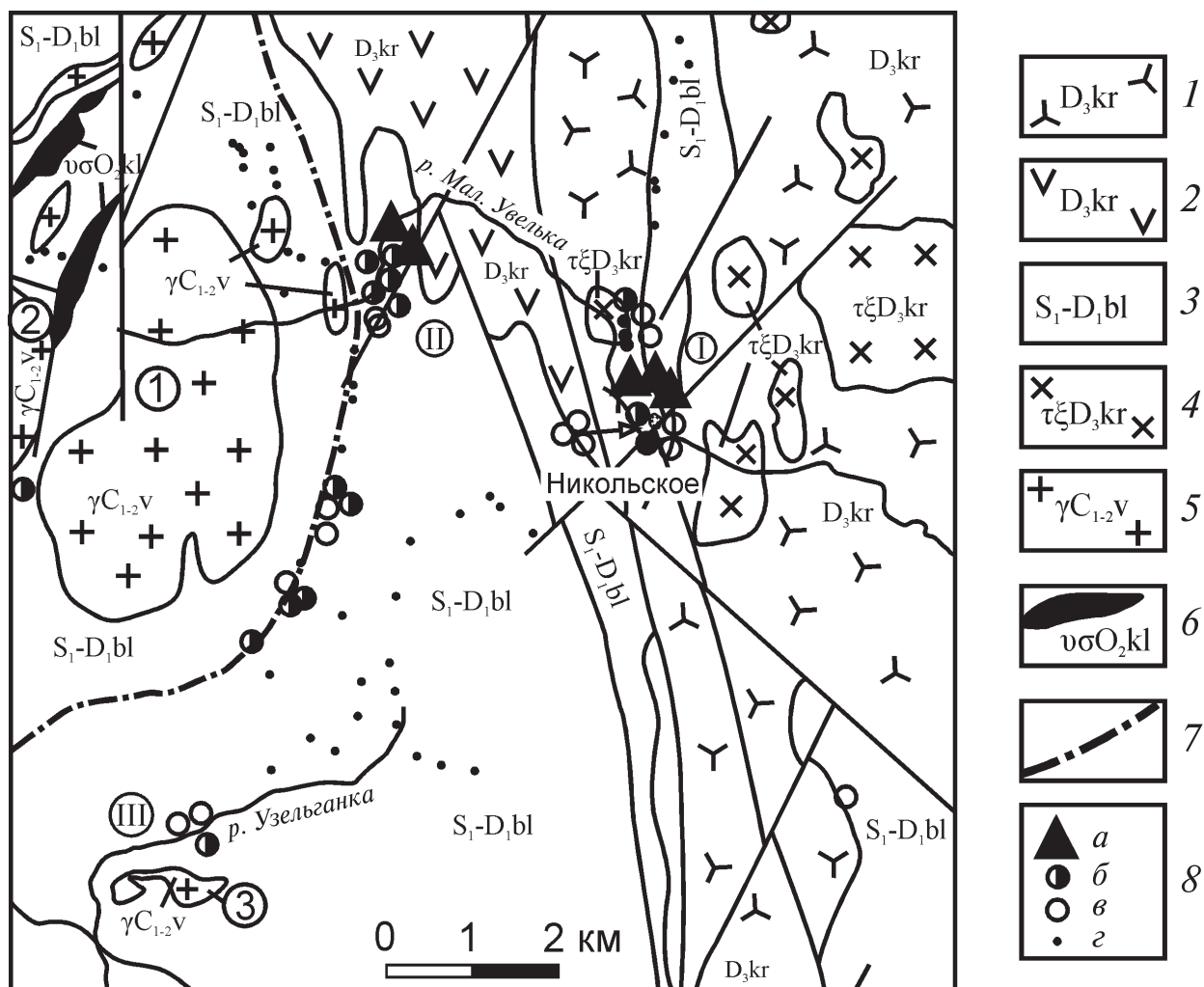


Рис. 6. Последний вариант геологического строения обрамления Ларинского купола с использованием данных Б.А. Пужакова: 1, 2 — краснокаменная толща: 1 — кремнистые алевролиты, прослои яшм и туфы кислого состава, 2 — трахибазальты и их туфы, вулканитовые песчаники и алевролиты; 3 — булатовская толща, углеродистые сланцы и алевролиты; 4 — краснокаменный комплекс, сиениты, кварцевые монцодиориты; 5 — варшавский комплекс, граниты мусковитовые с гранатом, гранитогнейсы; 6 — куликовский комплекс, серпентиниты аподунитовые, апогарцбургитовые; 7 — граница амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма; 8 — точки со значимым содержанием золота (г/т): а — >1,0; б — 0,5–1,0; в — 0,1–0,5; г — <0,1. Цифры в кружках — массивы: 1 — Первомайский, 2 — Ларинский, 3 — Приданниковский, а также проявления золота: I — Никольское, II — Малоузеловское, III — Приданниковское

с вулканическим материалом, причем тренды распределения анализов для разных свит полностью совпадают, что свидетельствует об идентичности соотношения состава привносимого материала, разница лишь в его количестве.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ). Редкоземельные элементы в целом не накапливаются в черных сланцах. Их содержание по отношению к среднему европейскому сланцу в подавляющем большинстве составило <1. Использование нормирования к хондриту позволило выявить некоторую закономерность в содержании РЗЭ. Кремнисто-углеродистым сланцам свойствен однотипный характер нормированных кривых — преимущественное накопление легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отчетливый европиевый минимум.

Элементы-примеси. Отличительная особенность черносланцевых отложений булатовской толщи — низкое содержание элементов-примесей, и в первую очередь халькофильных (Cu, Zn, Pb, Cd, S). Исключение составляют V, Mo и Ag, которые очень подвижны в морской воде и способны легко образовывать

Таблица 1

Содержание золота в неизмененных черносланцевых отложениях булатовской толщи*

Номер п/п	Номер пробы	Au, г/т	Номер п/п	Номер пробы	Au, г/т	Номер п/п	Номер пробы	Au, г/т
1	1353-1	0,010	11	2405	0,011	21	Ми-98-12	0,007
2	2053	0,017	12	2406	0,009	22	Ми-98-3	0,006
3	2138-11	0,014	13	2406-5	0,007	23	2413	0,008
4	2312-1	0,001	14	2408	0,008	24	2424-4	0,008
5	2362-1	0,004	15	2411	0,011	25	Ми-98-3	0,007
6	2363-2	0,040	16	2419-3	0,003	26	Ми-98-12	0,001
7	2373-3	0,004	17	2420	0,014	27	Ми-98-25	0,001
8	2373-22	0,009	18	2448	0,009	28	Ми-98-47	0,004
9	2373-25	0,006	19	7246-1	0,015			
10	2402	0,010	20	7357	0,016			

* Образцы отобраны: 1 — д. Непряхино; 2, 22 — д. Куянбаево; 3 — с. Кулуево; 4 — карьер Грязный лог южнее Соболевской заимки; 5 — д. Байгазино; 6 — с. Ларино; 7–9, 12–15 — д. Уштаганка; 10, 11 — д. Крыжановка; 16, 17 — д. Малково; 18 — д. Верх. Караси; 19 — д. Мельниково; 21–27 — карьер около д. Тимир; 28 — южнее д. Сарафаново.

Таблица 2

Содержание золота в сульфидизированных и окварцованных углеродистых отложениях обрамления Ларинского купола

Номер п/п	Образец	Au, г/т	Номер п/п	Образец	Au, г/т	Номер п/п	Образец	Au, г/т
1	Н-3/1	0,20	24	МС-1/2	0,54	47	9279-1	0,70
2	Н-3/2	0,32	25	ЛР-10	0,54	48	9279-5	0,27
3	Н-5/1	0,19	26	УВ-1/2	0,30	49	9279-8	0,21
4	Н-5/2	0,28	27	УВ-3/2	0,64	50	9279-10	0,30
5	Н-6/1	1,93	28	УВ-3/3	0,59	51	9279-16	0,18
6	Н-6/2	0,20	29	УВ-4/2	0,55	52	9280	3,60
7	Н-8/1	1,66	30	УВ-5/2	0,53	53	9280-1	0,34
8	Н-8/2	0,74	31	Ник-7/2	0,87	54	9280-2	0,20
9	Н-10/1	0,17	32	Ник-7/3	0,55	55	9281	4,90
10	Н-10/2	0,33	33	Ник-7/4	0,47	56	9281-1	0,21
11	Н-24/1	1,12	34	Ник-9/2	0,47	57	9281-2	0,20
12	Н-24/2	0,08	35	Ник-10/1	0,38	58	9285	0,10
13	Н-25/1	0,15	36	Ник-10/2	0,51	59	9285-2	0,50
14	Пл-176/1	0,19	37	Ник-10/4	0,69	60	9285-3	0,10
15	Пл-5402-3	0,10	38	Ник-14/2	0,68	61	9285-4	0,40
16	Пл-5400-1	0,07	39	5524-2	0,43	62	9286	0,30
17	Н-13/1	0,06	40	5529-2	0,42	63	9287	0,10
18	Н-14/1	0,04	41	5529-18	0,71	64	294	0,24
19	Н-14/2	0,11	42	5529-52	0,40	65	294-1	0,26
20	Н-15/1	0,04	43	5530-180	0,49	66	294-2	0,05
21	Н-16/1	0,12	44	Пл-11070	0,18	67	294-3	0,06
22	Н-16/2	0,30	45	Пл-227	0,18	68	294-4	0,03
23	Н-17/1	0,05	46	Пл-2715	0,34	69	5401-1	0,10

Примечания. Анализы выполнены: 1–43 — ВИМС, рентгеноспектральный метод с предварительной экстракцией; 44–46 — ИГЕМ, химико-спектральный метод; 47–69 — химическая лаборатория ОАО «Челябинскгеосъемка», пробирный метод. Образцы отобраны: 1–16 — карьер у пос. Никольский; 17–23 — бывш. д. Пролетарка; 24–43 — обрамление Ларинского купола (высотная отметка 539,0 м); 44 — карьер около д. Новоусцелимово; 45 — разрез на правом берегу р. Бурля; 46 — на 3 км севернее пос. Лесной; 47–57 — карьер, правый берег р. Мал. Увелька; 58–63 — г. Суватлы, севернее пос. Никольский; 64–69 — севернее карьера пос. Никольский. Полу жирным курсивом выделены анализы с повышенным содержанием, полу жирным — с промышленным.

металлоорганические соединения с $C_{орг}$, обогащая осадок этими элементами [Юдович, Кетрис, 1994]. Резко аномальное их содержание связывают прежде всего с метасоматическими преобразованиями отложений. Примечательно, что в углеродистых сланцах из некоторых разрезов отмечено довольно высокое содержание Ni (до 200 г/т), что, как правило, характерно для углеродисто-глинистой разновидности пород, это указывает на терригенную природу осадков. В тех же пробах установлено повышенное содержание Sr, Co и Fe, это позволяет предположить, что источник сноса связан с корами выветривания ультраосновных и основных пород.

Несмотря на в целом низкое содержание в рассматриваемых породах Ba и Sr, наблюдается устойчивое преобладание первого над вторым ($Ba/Sr > 1$), что в комплексе с другими важными показателями, в частности с отношением $CaO/MgO \geq 1$, многочисленными находками радиолярий и отсутствием бентосной фауны, высоким значением закисного модуля ($FeO/Fe_2O_3 = 5-40$), свидетельствует о умеренной солености вод, характерной для глубоководного открытого морского водоема [Рыкус, Сначёв, 2000].

Рудоносность. Современная модель метаморфогенно-гидротермального золотообразования, применимая к черносланцевым толщам [Сначёв и др., 2012; Буряк, 1982], предполагает комплексное участие в рудогенезе взаимосвязанных тектонических, магматических и метаморфических процессов осадконакопления при ведущей роли последнего. В работах многочисленных исследователей [Буряк, 1982; Коробейников, 1985] показано, что при процессах метасоматоза и сульфидизации происходит

миграция золота, при этом подрудные толщи нередко рассматриваются как промежуточные коллекторы золота при формировании золотосодержащих кварцевых жил.

Наиболее отчетливо механизм концентрации золота проявлен при наложении на углеродсодержащие отложения высоких ступеней метаморфизма. В частности, В.А. Буряком [Буряк, 1966] на примере дальневосточных и нами относительно южноуральских [Сначёв и др., 2012] объектов показана приуроченность золотосульфидной минерализации к определенным субфациям зеленосланцевой фации, которая считается зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации — зоны потенциального выноса. Примечательно, что месторождения и рудопроявления золота, имея четкую приуроченность к зеленосланцевой фации, в большинстве случаев концентрируются вблизи или почти на границе с амфиболитовой фацией метаморфизма.

Согласно полученным нами результатам исследования золоторудных месторождений и проявлений Южного Урала, расположенных в углеродистых отложениях, предлагаемую модель золотообразования можно рассматривать как осадочно-гидротермально-метаморфогенную, включающую комплекс взаимосвязанных процессов: 1) осадконакопление с хемогенной сорбцией золота углеродисто-глинистыми отложениями; 2) метаморфизм погружения; активизация элизионных поровых растворов, экстрагирующих из глинистой фракции рудогенные элементы и золото, их перераспределение и мобилизация в пластах-коллекторах (углеродисто-сульфидных осадках как геохимических барьерах) и создание промежуточных

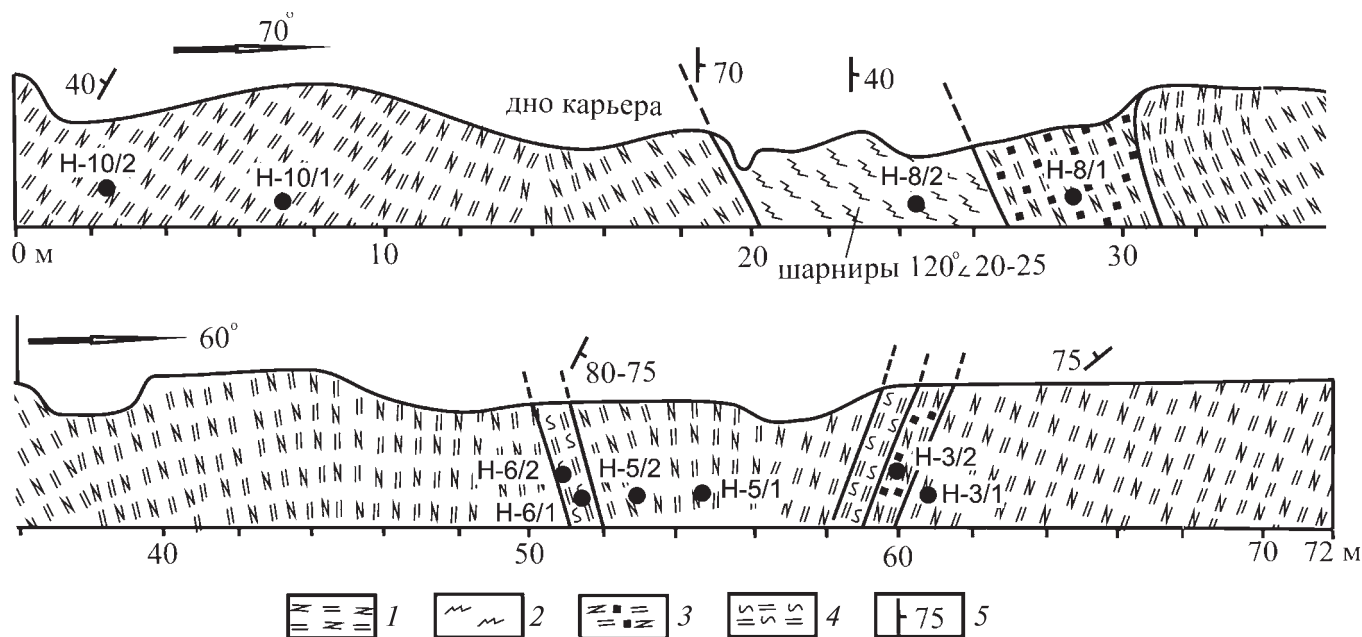


Рис. 7. Геологический разрез булатовской толщи по полотну и бортам щебеночного карьера у северной окраины пос. Никольский (обнажение 2504): 1 — серые и темно-серые углеродисто-кремнистые сланцы; 2 — черные пльчатые углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, пронизанные сеткой кварцевых прожилков; 3 — бурые ожелезненные сланцы с лимонитизированным пиритом; 4 — светлые серицит-кварцевые сланцы; 5 — элементы залегания сланцеватости и плитчатой отдельности. Номера точек отбора проб соответствуют таковым в табл. 2

надкларковых концентраций; 3) динамометаморфизм, надвигообразование и складчатость, сопровождающиеся метаморфогенной перегруппировкой и перетолжением минерального вещества; 4) контактовый и зональный метаморфизм в процессе формирования гранитно-мigmatитовых куполов, интрузивных гранитоидов и окончательное «оформление» золото-кварцевых залежей до их настоящего вида.

Наиболее удачный пример, вписывающийся в разрабатываемую модель, — рассматриваемый нами Ларинский гранитогнейсовый купол (рис. 6).

Детальное геологическое картирование восточного обрамления Ларинского купола и опробование на золото сульфидизированных и окварцованных кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи показали его высокое содержание (табл. 1, 2). Наиболее значимые из них приведены на рис. 6 и привязаны к разрезам (рис. 7, 8).

В результате обработки полученных данных выявилась очень четкая закономерность распределения значений повышенного содержания золота: все точки с промышленным количеством золота укладываются в область развития пород с зеленосланцевой фазией метаморфизма (рис. 6). Наиболее значимое его содержание (Никольское, Малоувельское, Приданниковское проявления) приурочено к внешней высокотемпературной субфазии зеленосланцевой фазии, развитие которой связано с внедрением гранитных массивов варшавского комплекса (Ларинский, Приданниковский), а также к зонам интенсивной метасоматической переработки пород, которая обусловлена становлением субщелочных массивов краснокаменского комплекса у пос. Никольский.

Примечательно, что в пределах амфиболитовой фации нет ни одной точки с содержанием золота $>0,1$ г/т. Все они характеризуются значением содержания этого металла либо в области $n=0,01$ г/т, либо в районе чувствительности метода. Это указывает на существенный вынос золота из пород непосредственного обрамления Ларинского гранитогнейсового купола и подтверждает правильность разрабатываемой нами [Сначёв и др., 2010, 2012] модели метаморфогенно-гидротермального золотообразования в черносланцевых толщах Южного Урала. Отметим, что практически все проявления и точки минерализации золота на рассматриваемой площади приурочены к углеродистым сланцам, которые, как известно, являются хорошими концентраторами этого металла. Более того, как следует из анализа рис. 7, 8, самые высокие значения содержания золота в их пределах связаны с процессами окварцевания, сульфидизации и тектонической проработки.

Выводы. 1. Кремнисто-углеродистые отложения сайтовской свиты представляют собой метаморфизованный аналог булатовской толщи, на что указывает идентичность геологического строения и химического состава.

2. Черносланцевые отложения булатовской толщи и сайтовской свиты относятся к низкоуглеродистому типу и очень компактно попадают в поля кремнисто-углеродистой формации, что свидетельствует о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории.

3. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах рассматриваемой площади были неоднородными. Наибольшее

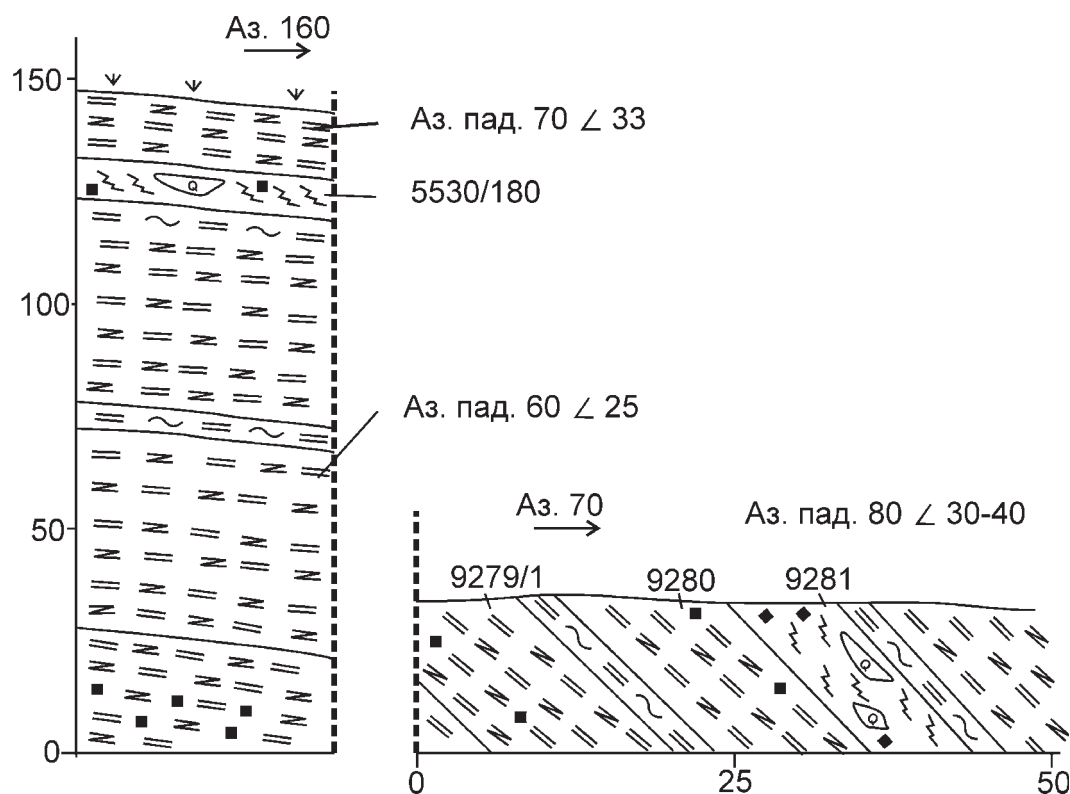


Рис. 8. Сводный разрез булатовской толщи вдоль правого борта р. Мал. Увелька и борта карьера у плотины (обнажение 5530). Условные обозначения см. на рис. 7

количество терригенной и вулканогенной примеси отмечено в составе отложений части сайтовской свиты и булатовской толщи обрамления Ларинского купола. Для них же фиксируется минимальная глубоководность, соответствующая окраине шельфа или континентальному склону. Кремнисто-углеродистые отложения в центральной части Пластовской площади образовались в глубоководном бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнеземом, отлагалась биохомогенным путем, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную химическую чистоту осадка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А. Генетические особенности золото-сульфидной минерализации центральной части Ленской золотоносной провинции // Вопросы генезиса и закономерности размещения золотого оруденения Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 66–100.
- Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.
- Коробейников А.Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. № 12. С. 1747–1757.
- Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 215 с.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 121–123.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник-1988 ИГиГ УФ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 4–7.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–21.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И. Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные бассейны: 4. По соотношению основных петрогенных оксидов состав терригенной примеси в углеродистых отложениях в подавляющем большинстве соответствует основным и ультраосновным породам; уверенно диагностируются продукты перемыыва нижележащих отложений шеметовской толщи. Судя по значениям петрохимических параметров, привнос терригенного материала происходил с запада на восток.
5. Проявление зонального метаморфизма способствовало миграции и переотложению золоторудной минерализации. Приуроченность последней к внешней зоне зеленосланцевой фации метаморфизма — очень важный поисковый признак при поисках золотого оруденения.
- Закономерности строения и эволюции, минерагения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 112–114.
- Сначёв А.В. Сравнительная характеристика углеродистых отложений Ларинского купола (Арамильско-Сухтелинская зона) // Ежегодник-2013 ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2013. С. 125–136.
- Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Палладий-золото-редкометалльная минерализация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты (Южный Урал) // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 14–19.
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В. и др. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.
- Страхов Н.М. Геодинамический механизм распределения $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 3–31.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9–136 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 196).
- Хворова И.В., Лисицина Н.А., Богданов Ю.А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с.ш.) // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 5–16.
- Чесноков С.В. Проблема ильменогорских гнейсов / Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород // Тр. Ильменского государственного заповедника. Вып. 9, т. 1. Свердловск: УФ АН СССР, 1971.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Поступила в редакцию
18.02.2014

УДК 551.762.3:551.763.1:550.838.5(574.1)

Е.Ю. Барабошкин¹, А.Ю. Гужиков², В.Н. Беньямовский³, Г.Н. Александрова⁴,
Е.Е. Барабошкин⁵, А.М. Суринский⁶

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛАТО АКТОЛАГАЙ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)⁷

На основе детального геологического описания, седиментологического и петромагнитного изучения получены новые данные о строении и условиях формирования опорного эоценового разреза на плато Актолагай (Северный Прикаспий, Западный Казахстан). Пересмотрен объем алашенской и толагайсорской свит.

Ключевые слова: эоцен, ипрский ярус, стратиграфия, магнитостратиграфия, петромагнетизм, седиментология, ихнофоссилии, плато Актолагай, Западный Казахстан, Северный Прикаспий.

Detailed geological, sedimentological and petromagnetic study provided new data on the structure and sedimentary conditions of the Eocene reference section of the Aktolagay Plateau (North Caspian Sea, Western Kazakhstan). The stratigraphy of Alashen and Tolagaysor Formations was revised.

Key words: Eocene, Ypresian, stratigraphy, magnetostratigraphy, petromagnetism, sedimentology, trace fossils, Aktolagay Plateau, West Kazakhstan, Northern Caspian.

Введение. Первое краткое упоминание о палеогеновом (эоценовом) разрезе плато Актолагай (старое написание Актулагай; юго-запад Актюбинской области, левобережье среднего течения р. Эмба, Западный Казахстан; рис. 1) относится к 1970 г. [Геология СССР..., 1970]. Разрез вскрыт на одноименном соляном куполе (47°32'29,9" с.ш.; 55°09'12,3" в.д.) и известен в литературе благодаря прекрасной обнаженности, значительной полноте и хорошей охарактеризованности комплексами акуловых [Беньямовский, 1994; Малышкина, 2006; Steurbaut, 2011; Железко, Козлов, 1999; King et al., 2013]; он является стратотипом алашенской и толагайсорской свит [Беньямовский и др., 1990]. В 2013 г. разрез был детально описан и опробован (точка наблюдения 3020): по системе «образец в образце» взяты пробы для макро- (зубы акул) и микропалеонтологического (фораминиферы, нанопланктон, палинологический состав) изучения, отобраны ориентированные штUFFы для магнитостратиграфических исследований с 75 уровней, а для петромагнитного изучения с 218 уровней (приблизительно через 0,3 м) при мощности разреза ~73 м. Полученные к настоящему времени седимен-

тологические и петромагнитные данные позволяют детально расчленить разрез, уточнив его деление на свиты, и реконструировать некоторые особенности осадконакопления.

Строение разреза. На сильноэродированной, пронизанной норами *Thalassinoides*, кровле маастрихтского белого писчего мела залегает следующая последовательность пачек (рис. 2, 3; снизу вверх).

Алашенская свита, нижняя подсвита:

пачка 1 (образцы 2–9). Глины зеленовато-серые, пластичные, в самом основании (Unit A1, по [King et al., 2013]) и в верхней части неяснослоистые, слабоизвестковые, биотурбированные крупными *Chondrites targionii* (Brongn.), мелкими *Ch. intricatus* (Brongn.) (рис. 3, 3), лимонитизированными (по пириту) *Pilichnus dichotomus* Uchman, реже *Planolites*. В нижней части глины тонкослоистые, практически без биотурбаций. Встречаются остатки рыб и редких двустворок. Подошва очень резкая, вдоль нее развиты корки селенита и ожелезнение (рис. 3, 7), а выше расположены зеленоватые глинистые пески с мелкой галькой и гравием известняков, фосфоритов и фосфатизированными зубами акул. Эти же поро-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: barabosh@geol.msu.ru

² Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра Общей геологии и полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: aguzhikov@yandex.ru.

³ Геологический институт РАН, Москва, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: vnben@mail.ru

⁴ Геологический институт РАН, Москва, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: dinoflag@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; e-mail: baraboshkin_zhen@mail.ru

⁶ Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра общей геологии и полезных ископаемых, аспирант; e-mail: arsur91@yandex.ru

⁷ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00196-а, 13-05-00745-а, 14-05-00421) и Минобрнауки России в рамках базовой части (номер госрегистрации 1140304447, код проекта 1582) и госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757), а также темы № 28 президиума РАН.

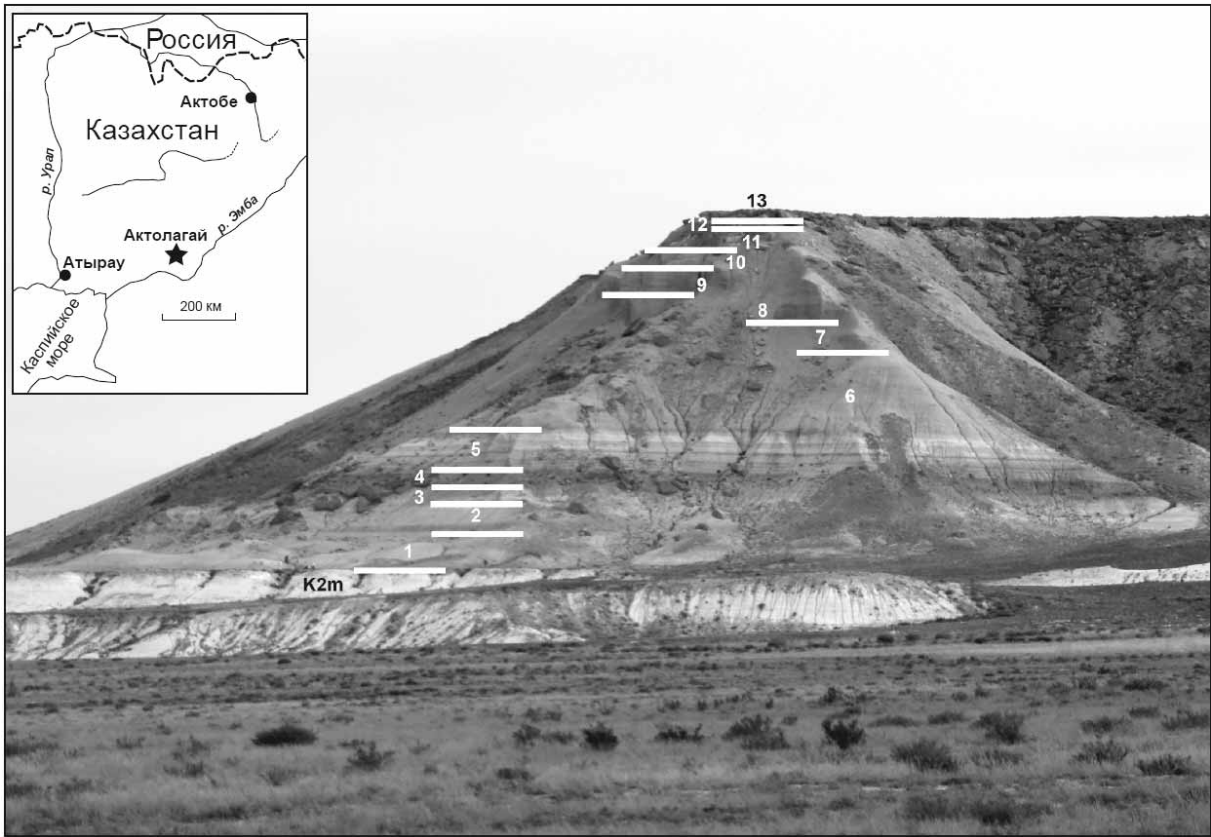


Рис. 1. Схема расположения разреза (врезка) и общий вид изученного разреза с положением выделенных пачек

ды выполняют небольшие эрозионные карманы и норы *Thalassinoides* (рис. 3, 7), уходящие на глубину до 50–60 см в кровлю маастрихта. Местами в эрозионных карманах сохранились отложения верхнего палеоцена [там же]. Мощность 8,5 м.

Средняя подсвита:
пачка 2 (образцы 10–14). Зеленовато-серые известковые глины, горизонтально-слоистые в основании (0,7–1,1 м) и биотурбированные в верхней части. Мощность 4,1–4,4 м;

Таблица 1

Изменение взглядов на стратиграфическое расчленение изученного разреза

[Беньямовский и др., 1990]		[Железко, Козлов, 1999]		[King et al., 2013]			Наши данные		
Ярус, подъярус	Свита	Отдел, ярус, подъярус	Свита	Ярус, подъярус	Свита	Unit	Ярус, подъярус	Свита, под-свита, толща	Пачка
Сарматский		Миоцен		Сарматский	«Сармат»		Сарматский		12–13
		Лютетский		Верхнелютетский–бартонский	Сангрык-ская?	D	Верхнелютетский–бартонский	Сангрыкская	11
Верхняя часть нижнего эоцена — нижняя часть среднего эоцена	Толагайсорская			Ипрский	Толагай-сорская	C2		Толагайсор-ская	10
									9
									8
									7
Нижняя часть нижнего эоцена	Алашанская	Ипрский	Толагайсорская		Алашанская	C1	Ипрский	Алашанская	6
						Актула-гайская			5
						B2			4*
						B1*			3
						A3			2
						A2			1
						A1			

* Пачка с самыми мощными прослоями сапропелита.

пачка 3 (образцы 15–20). Ритмичное чередование зелено-серых биотурбированных и темных тонкослоистых глин или глинистых сланцев. Биотурбации представлены *Pilichnus dichotomus* Uchman, *Planolites*, *Chondrites intricatus* (Brongn.) (рис. 3, 1); в работе [King et al, 2013] отмечено присутствие *Thalassinoides* и *Zoophycos*. Массовое развитие *Chondrites intricatus* (Brongn.), выполненных как светлыми, так и темными глинами, приурочено к отдельным уровням, маркирующим небольшие перерывы (omission surfaces, по [там же]). Встречаются остатки рыб и редкие раковины двустворок. Мощность 10,3 м;

пачка 4 (образцы 21–23). Ритмичное чередование тонкослоистых темно-коричневых битуминозных сланцев (0,3–0,8 м) и коричневатых-серых сланцеподобных глин (0,2–0,3 м; рис. 3, 5). Наиболее мощный верхний прослой сланца (0,8 м), кровля которого размыта. Биотурбации не проявлены. Встречаются многочисленные остатки рыб и гипсово-лимонитовые (по пириту) конкреции. Мощность 3,1 м.

Верхняя подсвита:

пачка 5 (образцы 24–32). Ритмичное чередование биотурбированных темно-коричневых битуминозных сланцев (0,1–0,5 м) и зеленоватых глин (0,2–2,1 м) (рис. 3, 5). Мощность глин существенно возрастает кверху. Биотурбации представлены преимущественно *Chondrites intricatus* (Brongn.), редко *Planolites* (рис. 3, 4). *Chondrites intricatus* (Brongn.) массово развиты вдоль отдельных уровней перерывов, что отмечено в работе [King et al., 2013]. В подошве пачки присутствует несколько в разной степени выраженных эрозионных поверхностей, вдоль которых встречаются многочисленные мелкие (1–3 см) фосфориты, в том числе фосфатизированные копролиты *Lumbricaria intestinum* Münst., *L. gordialis* Münst., кости и позвонки рыб, зубы акул (рис. 3, 6). Встречаются гипсово-лимонитовые (по пириту) конкреции, почти исчезающие в верхней части. Кровля размыта. Мощность 8,7 м.

Толгайсорская свита:

пачка 6 (образцы 33–47). Чередование сантиметровых слоев зеленоватых-серых и коричневых неяснослоистых алевролитических глин и миллиметровых прослоев и линз тонкозернистых песков и алевролитов. В основании пачки в сантиметровых песчаных прослоях наблюдается косая слоистость. В верхних 5 м разреза пачки количество алевролита заметно умень-

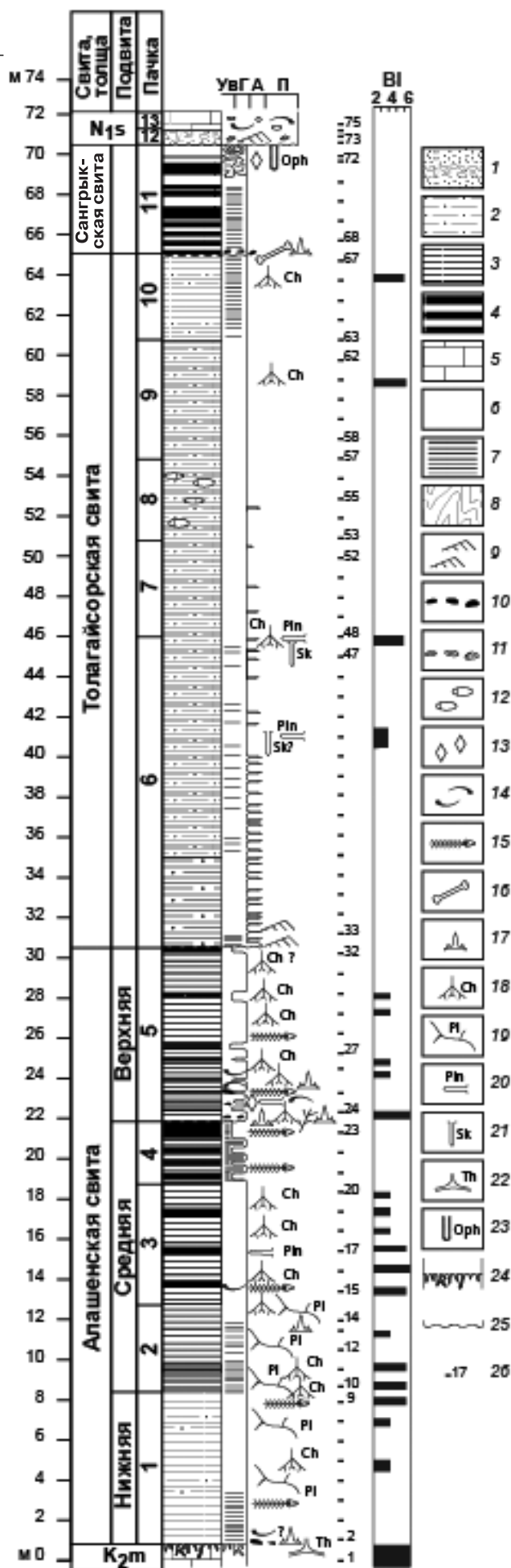


Рис. 2. Строение разреза и интенсивность биотурбации: породы и структуры: 1 — пески (П) с галечниками, 2 — алевролиты (А), 3 — глины (Г), 4 — битуминозные сланцы (Ув), 5 — известняки; текстуры: 6 — массивная, 7 — горизонтально-слоистая, 8 — оползневая, 9 — косослоистая; другие элементы разреза: 10 — гальки фосфоритов, 11 — интракласты, 12 — известковые конкреции, 13 — кристаллы гипса; органические остатки: 14 — моллюсков, 15 — рыб, 16 — крупных позвоночных, 17 — зубы акуловых; биотурбации: 18 — *Chondrites*, 19 — *Pilichnus*, 20 — *Planolites*, 21 — *Skolithos*, 22 — *Thalassinoides*, 23 — *Ophiomorpha*; границы: 24 — твердого дна, 25 — эрозионные, 26 — места отбора образцов и их номера (только упомянутые в тексте и на рисунках). BI — биотурбационный индекс, по [Droser, Bottjer, 1986]

Таблица 2

Стратиграфическое расчленение изученного разреза

Ярус, подъярус	[King et al., 2013]		Наши данные			Зоны [King et al., 2013; Беньямовский и др., 1990; Беньямовский, 1994; Железко, Козлов, 1999]						
	Unit	Свита	Свита, подсвита, толща	Пачка	ПК*	Нано-планктон	Диноцисты	Селахии	Фораминиферы		Птеро-поды	
Сарматский		«Сармат»		12–13					Планктон-ные	Бентосные		
Верхне-лутетский—бартонский	D	Сангрык-ская?	Сангрык-ская	11	3		Rhombodinium draco (в осно-вании)					
Ипрский	C2	Толагайсорская	Толагайсорская	10	2	NP14a	Wetzeliiella eocaenica	Otodus auriculatus auriculatus (E10)	E7—E8?	Uvigerina bykovae		
				9								Bulimina praeinflata
				8								
				7								
	C1			6		NP13	Areosphaeridium diktyoplokum	Otodus auriculatus disauris (E9)		Bulimina mitgarziana	9b	
	B2	Актулагай-ская	Верхняя	5	1	NP12						9a
	B1**			4**			Charlesdowniea coleothrypta					
	A3			Сред.			3	NP11	Otodus aksuaticus (E8)	E5 или древнее	Pseudogau-dryina externa	8/9
		2	Dracodinium varielongitudum									
	A2	Нижняя	1			Eatonicysta ursulae						
				Dracodinium simile								
	A1			NP10b	Deflandrea oebisfeldensis							

* Петромагнитные комплексы; ** пачка с самыми мощными прослоями сапропелита.

шается. Единичные биотурбации представлены *Chondrites* isp., *Planolites* isp. и *Skolithos* isp. Присутствуют немногочисленные лимонитизированные пиритовые конкреции. Мощность 15,4 м;

пачка 7 (образцы 48–52). Зеленовато-серые, коричневатые неясно- и горизонтально-слоистые глины с редкими миллиметровыми прослоями алеврита. Мощность 9,5 м;

пачка 8 (образцы 53–57). Породы, аналогичные пачке 6, с несколькими горизонтами карбонатных конкреций размером до 10–15 см. Мощность 4,1 м;

пачка 9 (образцы 58–62). Породы, аналогичные пачке 6, но более алевритистые, с многочисленными рассеянными лимонитовыми (по пириту) конкрециями и единичными *Chondrites* isp. Мощность 5,9 м;

пачка 10 (образцы 63–67). Зеленовато-серые, почти чистые слоистые пластичные глины с небольшой примесью алеврита. Наблюдаются конкреции сидерита, отмечены мелкие зерна глауконита и раковины двустворок [King et al., 2013]. Кровля размыта. Мощность 4,3 м.

«Сангрыкская толща»:

пачка 11 (образцы 68–72). Слоистые темно-коричневые битуминозные сланцы; в верхних 1,5 м

разреза пачки сланцы имеют зеленовато-серый цвет, с оползневыми деформациями (рис. 3, 8). В подошве присутствует прослой алевролитов с хорошо окатанными гальками окремнелых и фосфоритовых песчаников (диаметр до 4 см), фосфатизированных остатков крупных костей позвоночных и зубов акул. Кровля размыта. Мощность 5 м.

Сарматский ярус:

пачки 12–13 (образцы 73–75). В основании желтые рыхлые пески (мощность до 1 м) с интракластами гли и кварцевой галькой, из подошвы которых выходят вертикальные норы *Orhiomorpha*. Пески надстроены биокластовыми плитчатыми известняками (мощность 1,2–1,5 м), содержащими терригенную примесь, с крупномасштабной троговой слоистостью и слоистостью типа «рыбья кость», которые бронируют поверхность плато. Видимая мощность 2,5 м.

Результаты исследований и их обсуждение. Литостратиграфические исследования. В.Н. Беньямовским с соавторами [1990] в этом разрезе установлены стратотипы алашанской и толагайсорской свит (табл. 1). Граница между ними помещена в подошву сланцев пачки 4, а кровля толагайсорской свиты проведена по

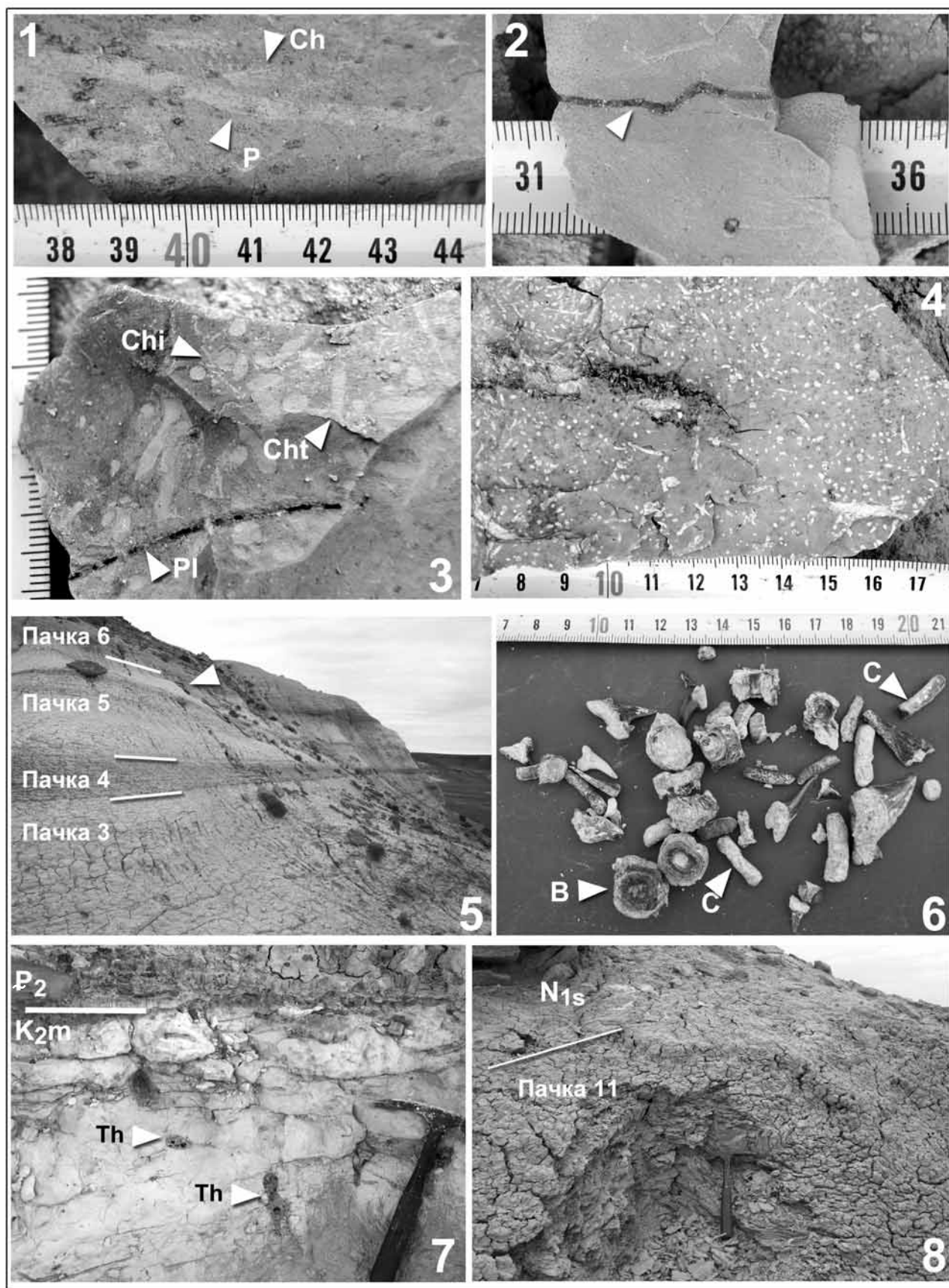


Рис. 3. Ихнофоссилии и характерные особенности строения разреза: 1 — ходы *Planolites* (P), *Chondrites intricatus* (Brongn.) (Ch) в глинах пачки 3 (образец 17); 2 — пиритизированный ход *Pilichnus* в глинах пачки 2 (образец 10); 3 — ходы *Chondrites targionii* (Brongn.) (Cht), *Ch. intricatus* (Brongn.) (Chi) и пиритизированный *Pilichnus dichotomus* Uchm. (Pl) из пачки 1 (образец 9); 4 — многочисленные *Chondrites intricatus* (Brongn.) из основания пачки 5 (образец 24); 5 — общий вид средней (пачки 3, 4), верхней (пачка 5) подсвит алашенской свиты и основание (пачка 6, стрелка) толгагйсорской свиты; 6 — фосфатизированные копролиты (C), позвонки рыб (B) и зубы акул из подошвы пачки 5; 7 — граница маастрихта и эоцена (пачка 1) на 6 км юго-юго-западнее изученного разреза; Th — норы *Thalassinoides* с мелкой галькой и гравием известняков и фосфоритов палеоцена—эоцена; 8 — оползневые деформации в битуминозных сланцах пачки 11, ниже подошвы миоценовых отложений

основанию «глин» пачки 12, отнесенных указанными авторами к сармату.

Позже [Железко, Козлов, 1999] сланцы пачки 11 были включены в толагайсорскую свиту, а к сармату отнесены только перекрывающие известняки (табл. 1). Принадлежность глин пачки 11 к свитам никак не определялась, хотя для аналогичного интервала на Южной Эмбе установлена керестинская свита, а для Средней Эмбы предложена новая сангрыкская толща [там же]. Отметим, что ранее этот интервал в Утвинско-Хобдинском районе отнесен к шубарсайской свите [Беньямовский, 1994].

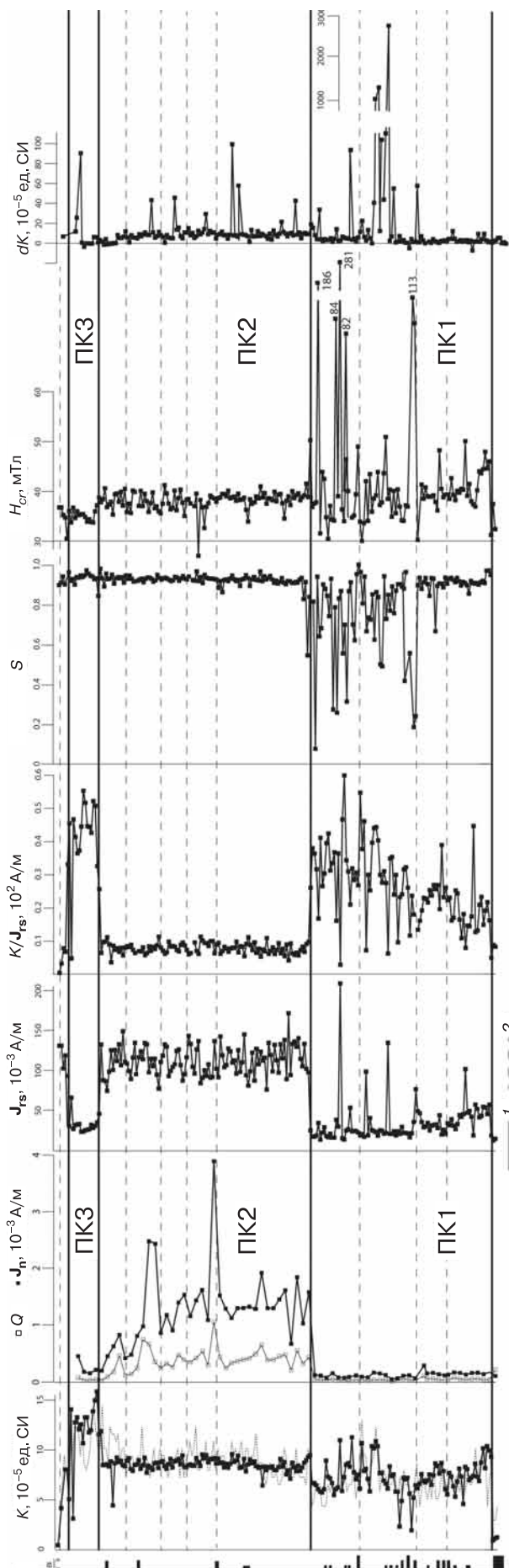
В работах [Sturbaut, 2011; King et al., 2013] алашенская свита принята в прежнем объеме; сланцы пачки 4 выделены в новую актулагайскую свиту; объем толагайсорской свиты уменьшился до пачек 6–10, а пачка 11 сопоставлена с сангрыкской толщей, причем без должного обоснования ее ранг повышен до свиты (табл. 1).

Установление актулагайской свиты в изученном разрезе неправомерно, поскольку такая свита уже выделялась ранее в сеноманских отложениях Актолага [Колтыпин, 1957].

На основании анализа комплекса лито-, био- и магнитостратиграфических данных нами пересмотрен объем свит. Мы считаем, что нижняя часть разреза (пачки 1–5), представленная закономерным чередованием карбонатных глин и битуминозных сланцев или сланцеподобных глин, отвечает единому этапу развития аноксийного бассейна и соответствует алашенской свите. Эта свита подразделяется на три подсвиты: нижняя (пачка 1) содержит прослои сланцеватых глин, биотурбированных *Chondrites*. Средняя подсвита (пачки 2–4) начинается мощным прослоем горизонтально-слоистых известковистых сланцеватых глин, отвечающих усилению дизоксидных условий. В пачке 3, отвечающей началу аноксидных условий, содержатся маломощные прослои настоящих битуминозных сланцев (сапропелитов), биотурбированных *Chondrites*. Наиболее мощные сапропелиты пачки 4 формировались во время значительной аноксии и не содержат биотурбаций. Верхняя подсвита (пачка 5), отделенная эрозионной поверхностью перерыва с фосфоритами, представлена ритмичным чередованием биотурбированных темно-коричневых битуминозных сланцев и зеленоватых глин (рис. 3, 5), причем мощность последних вверх по разрезу возрастает.

Вышележащая литологически однородная глинисто-алевритовая толща (пачки 6–10), залегающая с разрывом (что отрицают все ее исследователи) и с разрывом же перекрывая «сангрыкской толщей», также отвечает самостоятельному этапу развития бассейна. Мы относим ее к толагайсорской свите.

Рис. 4. Петромагнитный разрез эоцена плато Актолагай (точка наблюдения 3020). На графике K замеры на MFK-1FB соединены сплошной линией, на KT-10 — пунктиром; 1 — границы петромагнитных комплексов, 2 — границы пачек; остальные обозначения см. на рис. 2



Таким образом, мы понимаем ее так же, как К. Кинг с соавторами [King et al., 2013]. Мы используем название «сангрийская толща» вслед за [там же] условно, поскольку ранее в Утвинско-Хобдинском районе этот интервал был включен в шубарсайскую свиту [Беньямовский, 1994]. Очевидно, что этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Биостратиграфические исследования. В настоящее время накоплено много данных о биостратиграфической характеристике изученного разреза [Беньямовский и др., 1990; Steurbaut, 2011; King et al., 2013; Железко, Козлов, 1999]. Наиболее детальные сведения о распространении в разрезе диноцист, нанопланктона, фораминифер, остракод, птеропод, селахий и некоторых других фоссилий приведены в работе [King et al., 2013]. Они суммированы в табл. 2.

Согласно биостратиграфическим данным, в основании разреза установлен перерыв, охватывающий весь палеоцен, пачки 1–10 отвечают практически всему ипру. Гиатусы на границах большинства пачек внутри этого интервала незначительны. На границе Unit A1 и Unit A2 установлен перерыв, отвечающий двум диноцистовым зонам (*Wetzeliella astra*, *W. meckelfeldensis*). Значительный перерыв установлен на границе пачек 10 и 11 (или C2 и D, по [King et al., 2013]), возраст последней отвечает кровле лютетского–нижней части бартонского яруса [Беньямовский, 1994; King et al., 2013], а выше (пачки 12–13) также с значительным перерывом залегают породы сарматского яруса миоцена. Отметим, что пачки 11–13 детально не изучены, а мощность отложений в представлении всех авторов несколько различается.

Петромагнитные исследования. При петромагнитных исследованиях измерялись следующие параметры (рис. 4): K — магнитная восприимчивость, величина которой определяется концентрацией пара- и ферромагнетиков в породе (можно считать, что значения $K > 20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ обусловлены только ферромагнетиками); K_f — магнитная восприимчивость, измеренная после прогрева пород при температуре 500 °С в течение часа (термокаппа). Прирост $dK = K_f - K$ отражает при этом содержание тонкодисперсного пирита в образце благодаря фазовому переходу FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре свыше 400 °С [Буров, Ясонов, 1979]; J_n — естественная остаточная намагниченность, модуль которой зависит от концентрации только ферромагнитных минералов в породе и, кроме того, от степени упорядоченности их магнитных моментов. Поэтому значения J_n могут существенно различаться даже при одинаковой концентрации ферромагнетиков; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения — максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем, на ее значение влияет как концентрация, так и размер зерен ферромагнетиков; H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Она зависит от магнитной

жесткости носителя намагниченности (к магнитомягким минералам относится, например, магнетит, а к магнитожестким — гидроксид железа и гематит).

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) или магнитная текстура — данные о магнитной восприимчивости пород, измеренной по разным направлениям. Различные типы магнитной анизотропии — индикаторы гидродинамического режима. В данном случае короткие оси магнитных эллипсоидов ($K3$) сконцентрированы в центре стереопроекции, а длинные ($K1$) и средние ($K2$) оси равномерно расположены вдоль ее экватора (рис. 5, А), что типично для осадков, формировавшихся в спокойной гидродинамической обстановке.

Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитаны следующие параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера) — отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной, параметр магнитной жесткости $S = |J_{r(-300)}|/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл), отношение K/J_{rs} (рис. 4). Значения фактора $Q > 1$ в осадочных породах, как правило, указывают на химическую природу намагниченности. Значения параметра S , близкие к нулю, служат индикатором гематита [Evans, Heller, 2003]. Отношение K/J_{rs} характеризует средний размер ферромагнитных зерен.

Для 13 образцов сняты кривые насыщения (рис. 5, Б), которые фиксируют магнитомягкую фазу (образец 12): J_{rs} приобретает под воздействием магнитного поля 250–350 мТл, что характерно для тонкодисперсного магнетита или близких к нему минералов, а также магнитожесткую фазу (образец 27): насыщение не достигается при 700 мТл, что указывает на присутствие гематита или гидроксидов железа.

Измерения K в полевых условиях выполнены портативными приборами КТ-6 и КТ-10, в лабораторных — на каптабридже «МФК1-FB», остаточной намагниченности — на двухскоростном спинмагнитометре JR-6. Гистерезисные характеристики (J_{rs} , J_r , H_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (в тех случаях, когда насыщение образцов не было достигнуто, за J_{rs} принимали намагниченность, измеренную после воздействия поля 700 мТл); dK измеряли после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Для анализа анизотропии K использована программа Anysoft 4.2. Результаты полевых и лабораторных измерений K показали хорошую сходимость (рис. 4).

Изученный разрез прекрасно дифференцирован по магнитным свойствам на три петромагнитных комплекса (ПК) (рис. 4).

Нижний комплекс (ПК1) отмечен высокой вариабельностью K и минимальной J_n ; низкой (за исключением единичных всплесков) и убывающей в целом вверх по разрезу J_{rs} , большим разбросом значений K/J_{rs} на фоне однозначного тренда к увеличению средних значений вверх по разрезу, а также наличием минимальных величин S и максимальных H_{cr} и dK .

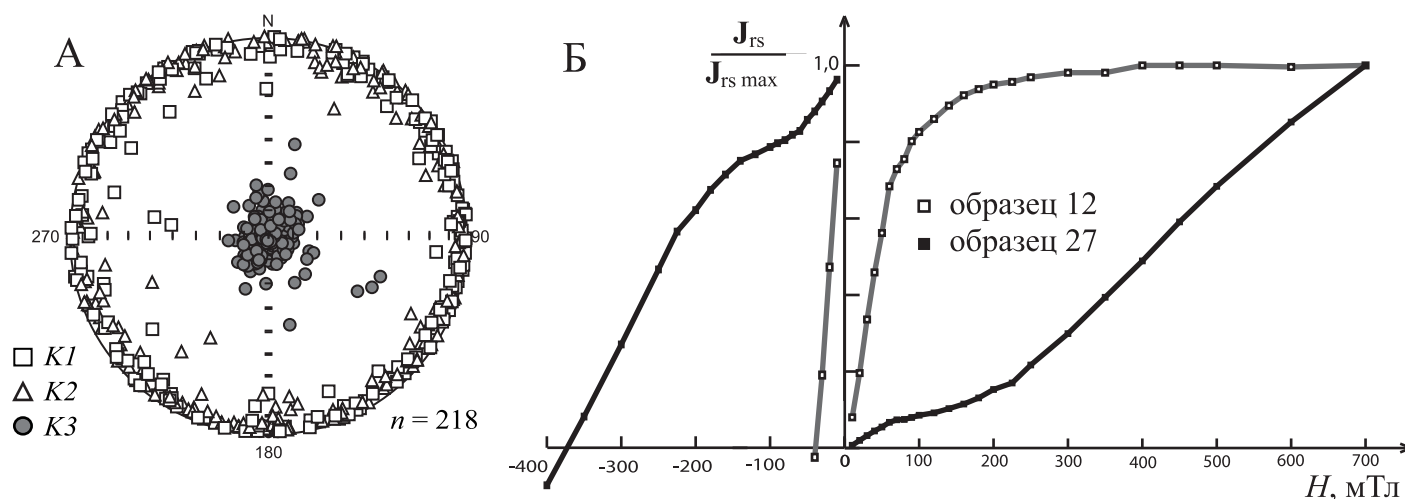


Рис. 5. Распределение направлений осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (А) и кривые магнитного насыщения-разрушения (Б)

В пределах ПК2 K и H_{cr} , за исключением единичных уровней, очень однородны, значения J_n , J_{rs} и S максимально высоки, отношение K/J_{rs} минимально, встречаются уровни с аномально большими значениями dK , которые, однако, по абсолютной величине гораздо меньше подобных всплесков в ПК1.

ПК3 характеризуется самыми высокими значениями K и K/J_{rs} при низких J_n и J_{rs} , пониженными H_{cr} при стабильно высоких S и высоких значениях dK .

Каждый ПК отвечает крупному этапу развития палеобассейна, поскольку петромагнитные вариации обусловлены седиментационной ритмичностью, связанной с колебаниями уровня моря и сменой геохимических обстановок в осадке [Гужиков, Молостовский, 1995]. Поэтому уровни резкого изменения магнитных свойств наряду с литолого-седиментологическими признаками служат объективными критериями для обоснования деления разреза на свиты. Так, ПК1, ПК2 и ПК3 тождественны алашанской, толагайсорской свитам и сангрыкской толще соответственно (рис. 4). ПК1 дополнительно подразделяется на две части — нижнюю, с повышенными значениями J_{rs} и J_n , и верхнюю, с пониженными J_{rs} , J_n , в среднем более высокими значениями K/J_{rs} и аномальными S , H_{cr} и dK (рис. 4). Граница между этими частями приходится на подошву пачки 3, отвечает существенному усилению аноксии и с петромагнитной точки зрения она более значима в событийном плане, чем литологические границы, фиксирующие подошвы пачек 2 и 4.

Условия формирования осадочного бассейна. На основе полученных данных установлено несколько этапов развития бассейна. По мнению [King et al., 2013], в рассматриваемом разрезе выделяется не менее четырех осадочных секвенций. Нижняя секвенция (20 см в основании пачки 1, по [King et al., 2013]) нами не установлена. Она выделена по палеонтологическим данным и подчеркнута скоплением фосфоритов. Мы вполне допускаем возможность ее существования, поскольку эта часть разреза сильно конденсирована.

По нашим наблюдениям, фосфориты в подошве пачки 1 рассеяны в нижних 15–20 см и проникают в подстилающие отложения на глубину не менее 20–30 см по системе нор *Thalassinoides* (рис. 4, 7). Не исключено, что это более древняя (палеоценовая? поздне меловая?) система нор, откопанная вторично. В этом случае можно допустить существование даже нескольких секвенций в этой части разреза.

Вторая секвенция, по [King et al., 2013], отвечает большей части пачки 1 и пачкам 2–5, т.е. интервалу ПК1. Пачки 1–3 содержат многочисленные уровни с *Chondrites* и *Pilichnus*, которые фиксируют кратковременные остановки осадконакопления и развитие дизоксии (всего 14, согласно данным [King et al., 2013]). Характерная черта этого интервала — редкость макробентоса, умеренное разнообразие бентосных фораминифер и остракод, а также чередование интервалов, биотурбированных устойчивыми к дизоксии *Chondrites* и *Pilichnus*, присутствие тонко- и горизонтально-слоистых глин без биотурбаций. Количество последних увеличивается вверх одновременно с появлением более темной и бурой окраски. Очевидно, что эти явления взаимосвязаны и обусловлены усилением дефицита кислорода в осадке [Bromley, 1996]. Так, в пачке 1 доминируют крупные *Chondrites* (группы *targionii*) и *Pilichnus* (рис. 3, 3) и присутствуют *Zoophycos* [King et al., 2013]; в пачках 2 и 3 доминируют мелкие *Ch. intricatus* и *Pilichnus*. В пачке 4 *Chondrites* отсутствуют, разрез представлен ненарушенными тонкослоистыми сапропелитами и глинами, что свидетельствует об обстановках сильной аноксии. Этот вывод подтверждается почти полным исчезновением бентоса [там же, 2013] и высокой концентрацией тонкодисперсного пирита, фиксируемой по аномально высоким значениям dK в интервале пачек 3–5 (рис. 4).

Эта часть разреза наиболее конденсирована, что характерно для большинства сапропелевых горизонтов [Барабошкин, 2009]. Пачка 5 в целом близка пачке 3, отличается отсутствием крупных *Chondrites*

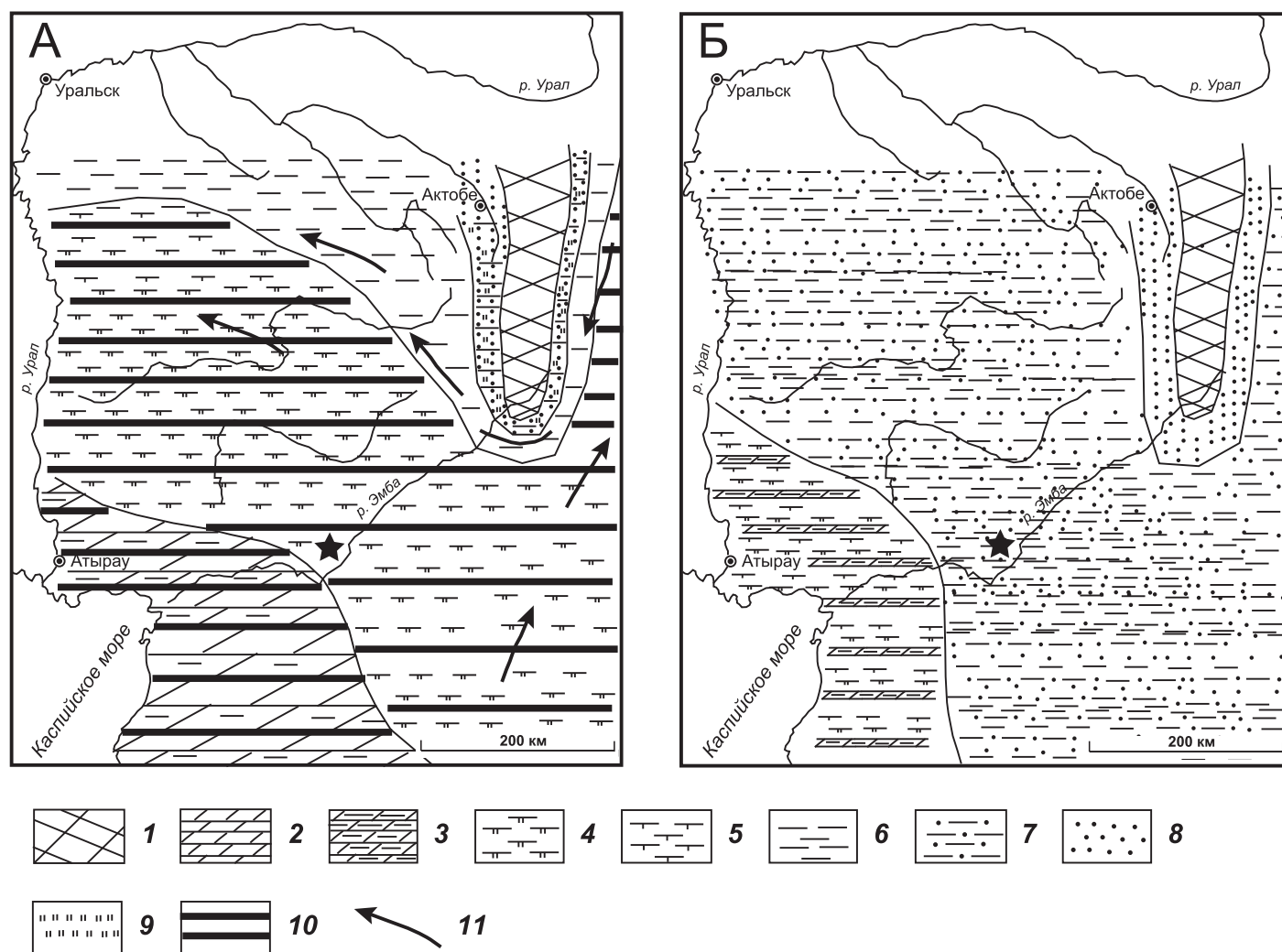


Рис. 6. Литолого-палеогеографические схемы, по [Беньямовский, 1994], с изменениями: А — ранний ипр (алашенское время), Б — поздний ипр (толагайсорское время); 1 — область размыва; 2–9 — морские отложения: 2 — мергели, 3 — мергели глинистые, 4 — глины сильнокарбонатные, 5 — глины известковые, 6 — глины неизвестковые, 7 — глины опесчаненные и алевритистые, алевриты глинистые, 8 — пески, песчаники, алевриты, 9 — опоки, трепелы, диатомиты; 10 — сапропели (битуминозные сланцы); 11 — система поверхностных течений, по [Беньямовский, 2007]. Звездочка — местоположение изученного разреза

(рис. 3, 4) и наличием настоящих сапропелитов. Она также конденсирована, но формировалась с большим числом остановок осадконакопления, что приводило к частичной деструкции органического вещества и формированию фосфоритов. Интервал пачек 3–5 отмечен (наряду с высокой концентрацией пирита) наличием гематита и гидроксидов железа (определены по минимумам S и максимумам H_{cr}), которые, вероятно, являются продуктами окисления Fe_2S (рис. 4).

Таким образом, пачки 1–5 образуют единую секвенцию, формировавшуюся в открытых морских условиях под воздействием колебаний содержания кислорода в осадке. Поверхность максимального затопления в ней, очевидно, приходится на наиболее мощный прослой сапропелита (пачка 4), поэтому развитие бескислородных обстановок в рассматриваемом районе контролируется эвстатическими условиями. Причиной появления сапропелитов мог быть принос холодных водных масс из Западно-Сибирского бассейна через Тургайский пролив (рис. 6, А) [Бе-

ньямовский, 2007; King et al., 2013], что привело к увеличению продуктивности планктона.

Следующая (третья) секвенция отвечает пачкам 6–10 и ПК2, что совпадает с мнением предшественников [King et al., 2013]. Отложения формировались на меньшей глубине и при более интенсивном приносе терригенного материала, так как в разрезе присутствуют алеврит и песок, а в подошве пачки 6 отмечена рябь течения. В то же время разрез имеет доминирующую горизонтальную слоистость, биотурбации редки, а комплексы бентосной и планктонной микрофауны и микрофлоры свидетельствуют об открытой морской обстановке с нормальной аэрацией осадка [там же]. Сочетание этих признаков свидетельствует об относительно небольшой глубине бассейна (но ниже базиса волн) и резком увеличении темпа седиментации. Секвенция завершается снижением уровня моря и образованием региональной поверхности перерыва [Беньямовский, 2007]. Отметим, что в течение третьей секвенции (в позднем ипре — начале

лютета) происходила кардинальная перестройка системы водной циркуляции, что установлено для Северо-Восточного Прикаспия (на запад от р. Урал до Мугоджар) и Южно-Тургайской впадины [Беньямовский и др., 1993; Беньямовский, 1994, рис. 30, 31]. В связи с регрессией Западно-Сибирского бассейна и изоляцией его от Арктического палеоокеана [Яковлева, Александрова, 2013, рис. 5] прекратился приток холодных водных масс, как следствие резко упала продуктивность планктона, необходимого для образования сапропелей (рис. 6, Б). В петромагнитном отношении третья секвенция весьма однородна (рис. 4), что косвенно согласуется с предположением о большой скорости осадконакопления. Резкое увеличение значений J_n , Q , J_{rs} по сравнению с ПК1 при одновременном уменьшении K/J_{rs} (рис. 4) свидетельствует о смене состава и размерности (а возможно, и о смене генезиса с аутигенного на аллотигенный) ферромагнитной фракции.

Наконец, четвертая секвенция отвечает сангрыкской толще (пачка 11 и ПК3), сложенной тонко-слоистыми аноксидными битуминозными сланцами. С петромагнитной точки зрения пачка 11 аналогична интервалу пачек 3–5 второй секвенции (рис. 4). Судя по насыщенности сульфидами, индикаторами которых служат высокие значения dK (рис. 4), степень аноксии в них была аналогична таковой или превышала ее в

пачке 4. К сожалению, пока недостаточно данных для того, чтобы предполагать возможный механизм образования этих сланцев. Породы не затронуты биотурбацией, что говорит об осадконакоплении ниже базиса волн в условиях аноксии; кроме того, верхняя часть сланцев несет отчетливые следы оползневых деформаций, свидетельствующих о наличии склона во время их накопления либо позже.

Заключение. Таким образом, во-первых, уточнено строение разреза; во-вторых, пересмотрен объем алашской (с подразделением ее на три подсвиты) и толгайской свит и показана неправомочность выделения актулагайской свиты; в-третьих, впервые получена детальная петромагнитная характеристика разреза. Выполнены седиментологические исследования разреза и обосновано выделение четырех секвенций, что подтверждено петромагнитными данными. Алашская свита соответствует первой и второй секвенции или ПК1 (пачки 1–5); толгайская свита отвечает третьей секвенции или ПК2 (пачки 6–10); сангрыкская толща соответствует четвертой секвенции и ПК3 (пачка 11).

Мы глубоко признательны Т.Р. Акопову, К.Е. Книжнику (ТОО «Запрудгеология», г. Актобе, Казахстан) и водителям этой организации Ю.А. Дергачу и В.А. Дмитриеву за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 3. С. 13–20.
- Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона (пример построения региональной стратиграфической схемы палеогена на палеогеографической основе) // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. С. 90–120.
- Беньямовский В.Н. Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 182 с.
- Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г. Палеоген Южного Зауралья. Статья 1. Палеоген в южной части Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 22–36.
- Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р. и др. Новые свиты палеогена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 68–76.
- Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомангнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. 160 с.
- Геология СССР. Т. XXI. Западный Казахстан. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 880 с.
- Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 32–41.
- Железко В.И., Козлов В.А. Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. 1999. Вып. 3. 324 с.
- Колтыпин С.Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбинской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 109. 218 с.
- Малышкина Т.П. Эласмобранхии западной окраины Западно-Сибирского палеогенового бассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 224 с.
- Яковлева А.И., Александрова Г.Н. К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоэоценовых отложений Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 1. С. 59–81.
- Bromley R.G. Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. 2 ed. L.: Chapman, Hall, 1996. 361 p.
- Droser M.L., Bottjer D.J. A semiquantitative field classification of ichnofabric // J. Sed. Petrol. 1986. Vol. 56, N 4. P. 558–559.
- Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetism. Elsevier: Academic Press, 2003. 316 p.
- King C., Iakovleva A., Steurbaut E. et al. The Aktulagay section, West Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude Early Eocene stratigraphy // Stratigraphy. 2013. Vol. 10, N 3. P. 171–209.
- Steurbaut E. New calcareous nannofossil taxa from the Ypresian (Early Eocene) of the North Sea Basin and the Turan Platform in West Kazakhstan // Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belgique. Sci. de la Terre. 2011. Vol. 81. P. 247–277.

УДК 550.84

Ю.Н. Сидорина¹

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НАХОДКИНСКОЙ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

В результате факторного анализа геохимико-минералогических данных по скважинам выявлены геохимические ассоциации, позволяющие локализовать области развития оруденения для разных стадий формирования Находкинской порфирово-эпитеpмальной системы. Описаны латеральная зональность и закономерности распределения минерализации на глубину. Предложены показатели вертикальной зональности AgPbZn/CuBiMo и AgAsSb/CuBiMo , позволяющие оценить уровень эрозийного среза порфирово-эпитеpмальных систем и медно-порфировых штоков.

Ключевые слова: порфирово-эпитеpмальная система, медно-порфировый штоков, эпитеpмальная минерализация, медь, золото, зональность, Находкинское рудное поле.

To locate different types of mineralization within the Nakhodka porphyry-epithermal system geochemical associations were determined by the means of factor analysis of geochemical and mineralogical drill hole data. Lateral and vertical geochemical zoning was indicated. To assess erosion level of the porphyry-epithermal systems and porphyry copper stockworks geochemical ratios AgPbZn/CuBiMo and AgAsSb/CuBiMo were used.

Key words: porphyry-epithermal system, porphyry copper stockwork, epithermal mineralization, copper, gold, zoning, Nakhodka ore field.

Введение. Согласно современным представлениям [Sillitoe, 2010], порфирово-эпитеpмальные системы (ПЭС) ассоциируют с магматическими дугами, сформированными на конвергентных границах плит. В рудных районах ПЭС группируются в кластеры или вытянутые зоны, линейные размеры которых могут достигать 5 и 30 км соответственно. В зависимости от условий формирования и уровня эрозийного среза в них могут быть представлены разнообразные типы оруденения: $\text{Cu}\pm\text{Au}\pm\text{Mo}$ -порфировые месторождения, пространственно приуроченные к интрузиям; $\text{Cu}\pm\text{Au}$, $\text{Zn}-\text{Pb}\pm\text{Ag}$, Au -минерализация скарнового типа и типа карбонатного замещения по периферии магматических тел; удаленные субэпитеpмальные $\text{Zn}-\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Ag}\pm\text{Au}$ -жилы и $\text{Au}\pm\text{Ag}\pm\text{Cu}$ эпитеpмальные проявления типов «интермидиэйт салфидейшн» (intermediate sulfidation) и «хай салфидейшн» (high sulfidation). Построение моделей минералого-геохимической зональности ПЭС может внести существенный вклад в оценку перспективности оруденения на ранних стадиях разведки месторождений.

Характеристика объекта исследований. На территории России крупнейшие ресурсы медно-порфировых руд (28 млн т Cu , 1800 т Au [Читалин и др., 2013]) разведаны в Баимской меднорудной зоне (БМЗ), включающей известное месторождение Песчанка и Находкинское рудное поле (НРП). БМЗ входит в состав Олойского меднорудного пояса и протягивается на 170 км в меридиональном направлении. Административно территория исследований относится к

Билибинскому муниципальному району Чукотского автономного округа.

В геологическом строении БМЗ принимают участие верхнеюрские туфогенно-терригенные отложения, слагающие крупную брахиантиклиналь северо-северо-восточного простирания, по обрамлению которой развиты раннемеловые вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы.

Интрузивные образования имеют возраст от раннетриасового до позднемелового. Продуктивен раннемеловой сиенит-монцонитовый егдыкычский комплекс, сформировавшийся в условиях активной континентальной окраины андского типа. Комплекс сложен породами четырех фаз внедрения: 1) порфировидными диоритами, 2) монцодиоритами, 3) сиенитами и 4) монцодиорит-порфирами и кварцевыми монцодиорит-порфирами. $\text{Cu}-\text{Mo}$ -порфировое оруденение района пространственно связано со штоками и крупными дайками четвертой фазы.

Общую морфологию и структурные особенности района определяют ограничивающие разломы северо-западного и субмеридионального направления, а также диагональные рудоподводящие разломы, к которым приурочены мощные зоны дробления и смятия, эруптивные брекчии, субвулканические и гидротермальные образования. Зоны повышенной трещиноватости, примыкающие к этим разломам, вмещают рудные штоковки [Волков и др., 2006]. На площади месторождений интрузивные магматические и вулканогенно-осадочные породы метасоматически изменены в различной степени.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, аспирантка; e-mail: bobbin@yandex.ru

Находкинское рудное поле, расположенное в южной части БМЗ, имеет площадь 40 км² и включает Cu–Mo–порфировые штокверки участков Находка, III Весенний, Прямой, Малыш и Au–Ag–месторождение Весеннее (рис. 1).

Минеральные ресурсы рудного поля (без участков III Весенний и Малыш), оцененные в 2012 г. консалтинговой компанией «IMC Montan» по категории Inferred кодекса JORC (соответствует C₂+P₁ в российской классификации), составили 3,1 млн т Cu, 50 тыс. т Mo, 390 т Au, 2163 т Ag [Читалин и др., 2013].

Геологическое строение рудного поля (рис. 1) определяют верхнеюрские туфогенно-терригенные отложения, прорванные интрузивными и субвулканическими телами от позднеюрского до позднемелового возраста.

Наиболее древние штоки и дайки пропильтизированных позднеюрских габброидов, выходящих на поверхность на юге НРП. Здесь же среди вулканогенно-осадочных пород волжского яруса весьма ограниченно развиты позднеюрские трахиандезиты.

Большая часть площади рудного поля занята интрузивом порфировидных диоритов, которые ранее относили к позднеюрскому–раннемеловому весеннинскому комплексу. Однако, согласно работе [Бакшеев и др., 2014], возраст цирконов из этих пород составляет 142–143 млн лет, что соответствует времени становления егдыкгычского комплекса. К нему же относятся мелкие тела и дайки кварцевых монцодиорит-порфиров, группирующиеся в близмеридиональную зону шириной около 1 км и тяготеющую к восточной части НРП (участок Находка). Возраст пород 139,6±0,3 млн лет [Котова и др., 2012]. Породы массива изменены до карбонат-хлорит-альбит-кварц-серицитовых пород (филлизитов), биотит-калишпат-кварцевых метасоматитов, калиевых пропильтитов и спорадически развитых аргиллизитов.

Вулканогенно-терригенная толща и интрузивные породы перекрыты отложениями нижнемеловой айнакургенской свиты осадочного комплекса, сохранившейся лишь на северо-востоке рудного поля.

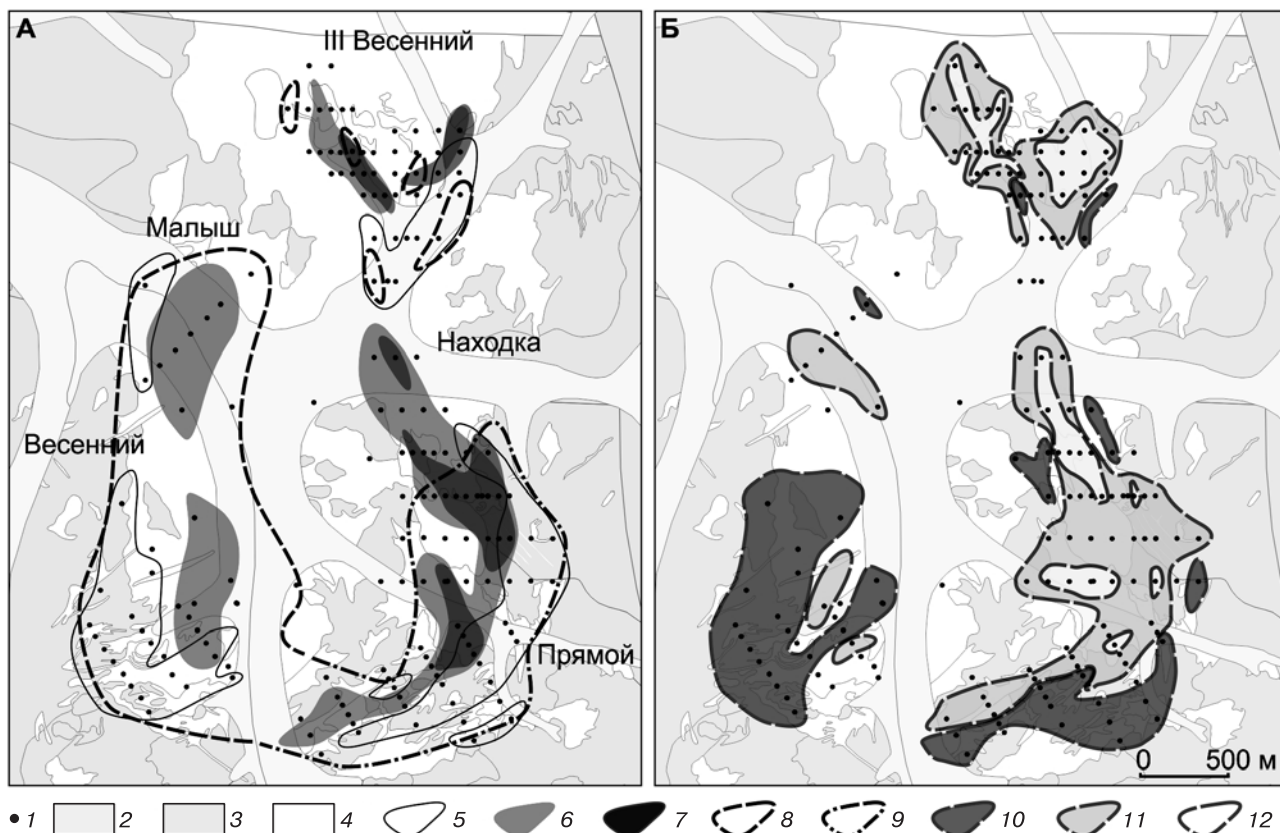


Рис. 1. Структура геохимического поля Находкинской ПЭС в плане (А — по факторного анализа, Б — по мультипликативному показателю): 1 — устья скважин; 2–4 — геологические образования: 2 — четвертичные отложения, 3 — дорудные магматические и пострудные терригенные и вулканогенные породы, 4 — тела порфиров егдыкгычского комплекса, с которыми ассоциирует Cu–Mo–порфировое оруденение; 5–9 — области развития геохимических ассоциаций и соответствующие им элементы ПЭС: 5 — Fe(MnAu) — пиритовые оторочки рудных штокверков, 6 — Mo(Cu)–порфировые штокверки, 7 — BiCu(Se) — богатые борнитовые ядра Cu–Mo–порфировых штокверков, 8 — ZnPbCdMnAg(Au) и TeAuSe(Ag) — жильно-прожилковые зоны с субэпитермальной Ag–полиметаллической и эпитермальной Au–Ag минерализацией, 9 — SbAs(CuSe) — проявления блеклорудной минерализации; 10–12 — области контрастных значений мультипликата (AuAgTe/CuMoBiSe)·1000: 10 — повышенные значения (>300), характерные для участков развития благороднометалльной эпитермальной минерализации, 11 — средние значения (0,1–10), отвечающие Cu–Mo–порфировым штокверкам, 12 — низкие значения (<0,1), соответствующие богатым борнитовым «ядрам» в рудных штокверках

Позднемеловые пострудные дайки базальтов и андезитов — самые молодые породы на рассматриваемой площади (исключая четвертичные образования).

Структура НРП определяется пострудными северо-западными и северо-восточными сдвигами и сбрососдвигами, пересекающими Весеннинское магматогенное поднятие. Некоторые из них наследуют до- и синрудные нарушения.

Медно-порфиоровые тела Находкинского рудного поля представляют собой немного вытянутые штокверки кварцевых и кварц-карбонатных прожилков с сульфидами, преимущественно связанные с кварц-серицитовыми метасоматитами. Главные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, блеклыми рудами, молибденитом, высокопробным самородным золотом.

В той или иной степени на всех участках развита субэпитермальная и эпитермальная минерализация (практическое значение имеет только на месторождении Весеннее), представленная кварц-карбонатными прожилковыми и жильными зонами с высокомышьяковистым пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, минералами ряда теннантит-тетраэдрит, а также второстепенными энаргитом, электрумом, самородным золотом, гесситом, алтаитом, клаусталитом и редкими петцитом, пирсеитом, акантитом, фазами Pb—Bi—Se—Te, Ag—Te—Se, Ag—Bi—Se [Нагорная, 2013].

Материалы и методы исследования. При изучении геохимической зональности Находкинской порфирово-эпитермальной системы использованы результаты опробования керна 175 скважин, пробуренных на изучаемой территории в 2010–2013 гг. на глубину в среднем 300 м. Поинтервальный (средняя длина интервала 2 м) анализ керна проводили в аккредитованной лаборатории «Стюарт Геокемикл энд Эссей», где выполнены: 1) пробирный анализ с последующей атомно-эмиссионной спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) на Pt, Pd, Au (нижний предел обнаружения 0,01 г/т); 2) спектрометрия ICP-OES после окислительного растворения проб в смеси кислот на 40 химических элементов (пределы обнаружения основных рудных и сопутствующих элементов (г/т): Ag 0,5; As 5; Bi 5; Cd 1; Cu 1; Fe 100; Mn 1; Mo 1; Pb 2; Sb 5; Se 10; Te 10;

Zn 1. В пробах с содержанием Cu >1% ее повторно определяли с применением другой пробоподготовки — окислительного растворения с HBr и последующим ICP—OES-анализом. Точность определения концентрации элементов составила $\pm 5\%$. Систематические и случайные погрешности анализа по результатам внутрилабораторного контроля укладываются в диапазон (%) $0,84 < \delta_{\text{сист}} < 1,13$ и $1,0 < \delta_{\text{случ}} < 1,32$.

Помимо результатов химического анализа привлекалось минералогическое описание, проведенное «Сибгеооңсалтингом» при документации керна, где каждый интервал охарактеризован процентным содержанием главных рудных минералов.

Первичная обработка данных [Соловов и др., 1990] заключалась в расчете параметров геохимического фона, статистическом анализе распределения концентрации элементов по участкам и оконтуривании областей аномального содержания меди и основных элементов-спутников в плане и по разрезам. Фоновое содержание рассчитано для коренных пород территории, наименее затронутых метасоматическими преобразованиями.

Выделение первичных ореолов меди проводили с изоконцентраты 250 г/т Cu — они занимают практически весь объем горных пород, вскрытых скважинами. Визуально документируемая медная минерализация соответствует интервалам с содержанием Cu 0,1% и выше. Этот контур принят за границу рудного штокверка.

В геохимическом поле наибольшую степень концентрации, помимо меди, имеют Mo, Au, Ag, Bi, Se, Te, As, Sb, Zn, Pb, Cd, Fe, Mn, входящие в состав минералов медно-порфиоровых, субэпитермальных и эпитермальных руд (табл. 1). Пространственное распределение этих элементов и связи между ними удалось наиболее эффективно охарактеризовать в терминах геохимических ассоциаций, выявленных средствами факторного и корреляционного анализов.

Результаты исследований и их обсуждение. Геохимические данные по скважинам были обработаны в программе STATISTICA методом факторного анализа главных компонент [Боровиков, 2013]. В результате обработки получено шесть факторов с суммарным вкладом, равным 77% от общей изменчивости аномального геохимического поля, они отражают кор-

Таблица 1

Среднее содержание основных и сопутствующих рудных элементов в разных типах минерализации Находкинского рудного поля

Минеральная ассоциация	Ag	As	Au	Bi	Cu	Fe	Mo	Pb	Sb	Se	Te	Zn
	г/т					%	г/т					
Пиритовая	3,2	109	0,32	2,9	1357	4,2	38	248	8,0	6,6	6,4	552
Халькопирит-молибденитовая	2,1	119	0,26	2,8	2675	3,3	50	148	9,1	6,3	5,7	308
Борнитовая	1,0	111	0,30	3,0	4038	3,3	23	13	5,4	6,6	5,1	62
Блеклорудная	2,2	325	0,30	3,0	3457	3,2	49	169	23,8	7,0	5,5	346
Сфалерит-галенитовая	8,2	124	0,60	2,8	881	3,5	36	974	7,4	5,8	7,1	1956

реляционные связи между четырнадцатью рудными элементами (табл. 2).

Таблица 2

Результаты факторного анализа методом главных компонент исходных геохимических данных по скважинам: факторные нагрузки после вращения варимакс

Элементы	Факторы					
	F1	F2	F3	F4	F5	F6
Ag	0,66*	0,15	0,49	0,08	0,09	0,09
As	0,08	0,84	0,02	0,17	0,15	0,14
Au	0,26	0,03	0,72	0,21	0,04	0,10
Bi	0,07	0,04	0,07	0,08	0,86	−0,10
Cd	0,88	0,03	0,12	−0,04	0,05	0,00
Cu	−0,07	0,23	0,11	0,00	0,66	0,40
Fe	0,03	0,04	0,06	0,93	0,07	−0,09
Mn	0,72	−0,01	−0,04	0,37	−0,14	−0,07
Mo	0,03	0,03	0,01	−0,09	0,01	0,93
Pb	0,91	0,06	0,11	−0,04	0,02	0,02
Sb	0,06	0,89	0,12	−0,08	0,02	−0,05
Se	0,00	0,20	0,65	0,00	0,34	−0,03
Te	0,11	0,05	0,90	−0,03	0,01	−0,02
Zn	0,94	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02

* Полужирным шрифтом выделены значимые значения факторной нагрузки.

Элементы в соответствии с их «весом» группируются в факторы, или геохимические ассоциации, которые можно сопоставить с минеральными парагенезисами основных стадий рудоотложения. Соотнесение геохимических ассоциаций со стадиями рудоотложения подтверждается значениями коэффициента корреляции между значениями факторов и содержанием главных рудных минералов по соответствующим интервалам керна скважин (табл. 3, 4).

Таблица 3

Корреляция между содержанием сульфидов и значениями факторов по интервалам опробования керна скважин

Минералы	Факторы					
	F1	F2	F3	F4	F5	F6
Пирит	0,06	0,02	0,16*	0,24	0,12	−0,01
Халькопирит	−0,05	0,06	0,06	0,01	0,27	0,21
Борнит	−0,12	−0,03	0,18	0,09	0,28	0,10
Блеклые руды	0,07	0,18	−0,06	0,08	0,12	0,05
Молибденит	0,09	−0,02	−0,01	−0,03	0,05	0,18
Сфалерит	0,51	−0,03	0,14	−0,09	0,11	0,05
Галенит	0,37	0,01	0,01	−0,04	0,07	0,01

* Полужирным шрифтом выделены значимые значения коэффициента корреляции.

Значения фактора F4 коррелируют с количеством пирита, что дает основание связать геохимическую ассоциацию Fe(MnAu) с наиболее ранней золото-пиритовой минерализацией порфирового этапа формирования рудоносной структуры. Значения фактора F6, отвечающие ассоциации Mo(Cu), статистически связаны с содержанием халькопирита и молибденита, образующих основной минеральный парагенезис Cu–Mo-порфирового оруденения. Значения фактора F5 коррелируют с содержанием борнита и халькопирита, что позволяет соотнести геохимическую ассоциацию CuBi(Se) с наиболее богатыми борнитовыми рудами позднепорфировой стадии рудоотложения. Однозначно интерпретируется выделенная по значениям F2 геохимическая ассоциация SbAs(CuSe), имеющая корреляцию с блеклорудной минерализацией, формирующейся на границе порфирового и эпитептермального этапов развития ПЭС.

Минерализация эпитептермального этапа формирования ПЭС характеризуется ассоциациями ZnPbCdMnAg(Au) и TeAuSe(Ag), выделенными по

Таблица 4

Геохимические ассоциации, выделенные по результатам факторного анализа, и связанные с ними минералы в соответствии с предполагаемыми стадиями оруденения

Геохимическая ассоциация	Минералы	Порфиновый этап		Эпитептермальный этап		Тип минерализации
F4 Fe(MnAu)	пирит					Au-порфировая пиритовая
F6 Mo(Cu)	халькопирит, молибденит					Cu-Mo-порфировая
F5 BiCu(Se)	борнит, халькопирит					Борнитовая
F2 SbAs(CuSe)	блеклые руды					Блеклорудная
F1 ZnPbCdMnAg(Au)	сфалерит, галенит					Субэпитептермальная полиметаллическая
F3 TeAuSe(Ag)	(борнит, пирит, сфалерит)					Эпитептермальная Au-теллуридная

значениям факторов F1 и F3. Первая ассоциация по составу и устойчивой корреляции значений факторов с содержанием сфалерита и галенита соответствует субэпитептермальной серебро-полиметаллической минерализации, вторая — золото-серебряному оруденению типа «интермидиэйт салфидейшн». Положительная корреляция между значениями фактора F3 с содержанием пирита, сфалерита и борнита при отсутствии в документации сведений о редких минералах золота и серебра в связи с невозможностью их полевой визуальной диагностики косвенно свидетельствует только о пространственном наложении золото-серебряной минерализации на рудоносные образования порфировой и субэпитептермальной стадий рудоотложения. Однако состав ассоциации полностью согласуется с результатами тонких минералогических исследований, на основании которых выделен тесный парагенезис низкопробного самородного золота с гесситом [Нагорная, 2013].

Значения факторов, средневзвешенные на длину скважин, использованы для построения схемы зональности Находкинского рудного поля в плане.

По распределению геохимических ассоциаций в строении Находкинского рудного поля наблюдается отчетливая концентрическая зональность (рис. 1, А).

Геохимическая структура рудного поля имеет форму подковы, внутренняя часть которой является фоновой. В аномальном поле, обрамляющем безрудное пространство, внутренняя зона сформирована ассоциациями рудных элементов, которые относятся к продуктивным стадиям Cu–Mo-порфинового этапа развития ПЭС, а внешняя зона образована геохимической ассоциацией, соответствующей Au-пиритовой минерализации.

Ассоциации, отвечающие рудоотложению переходного и эпитептермального этапов развития, в большей степени тяготеют к внешней зоне, хотя часто наложены на внутреннюю, особенно в южной части рудного поля.

Наилучшим образом зональные взаимоотношения между ассоциациями главных типов рудной минерализации, указывающие на приуроченность эпитептермальной минерализации к внешней, «пиритовой» оболочке, проявляются при построении изолиний мультипликативного показателя $AuAgTe/CuMoBiSe \cdot 1000$, в числитель которого вошли элементы эпитептермального этапа, а в знаменатель — порфинового (рис. 1, Б).

Высокие значения этого показателя, связанные с развитием благороднометалльной эпитептермальной минерализации, характерны для южной части рудного поля (месторождение Весеннее, юг участка Прямой) и затухают к северу, где доминирует порфировое оруденение (богатый медный штокверк участка III Весенний).

В западной части подковообразной структуры выделяется наиболее обширная область высоких значений мультипликативного показателя, что связано с преобладающим развитием субэпитептермальной полиметаллической и эпитептермальной золото-серебряной минерализации месторождения Весеннее. Медно-порфировое оруденение в этой части рудного поля недавно обнаружено по результатам бурения на глубине ~200 м от поверхности.

На фоне общей концентрической зональности в строении геохимического поля, в целом соответствующей классическим схемам рудно-метасоматической зональности ПЭС [Lowell, Guilbert, 1970], следует отметить некоторые особенности, вытекающие из изучения конкретного объекта. К их числу прежде всего относятся выявленные отличия в строении западной и восточной частей аномального поля. Как отмечалось выше, в составе первой преобладают ассоциации эпитептермального этапа развития ПЭС и высокие значения мультипликативного показателя зональности, во второй — ассоциации Cu–Mo-порфинового этапа и низкие значения мультипликативного показателя зональности. Причиной этого может служить не только наблюдаемая латеральная зональность аномального поля, но и разный уровень

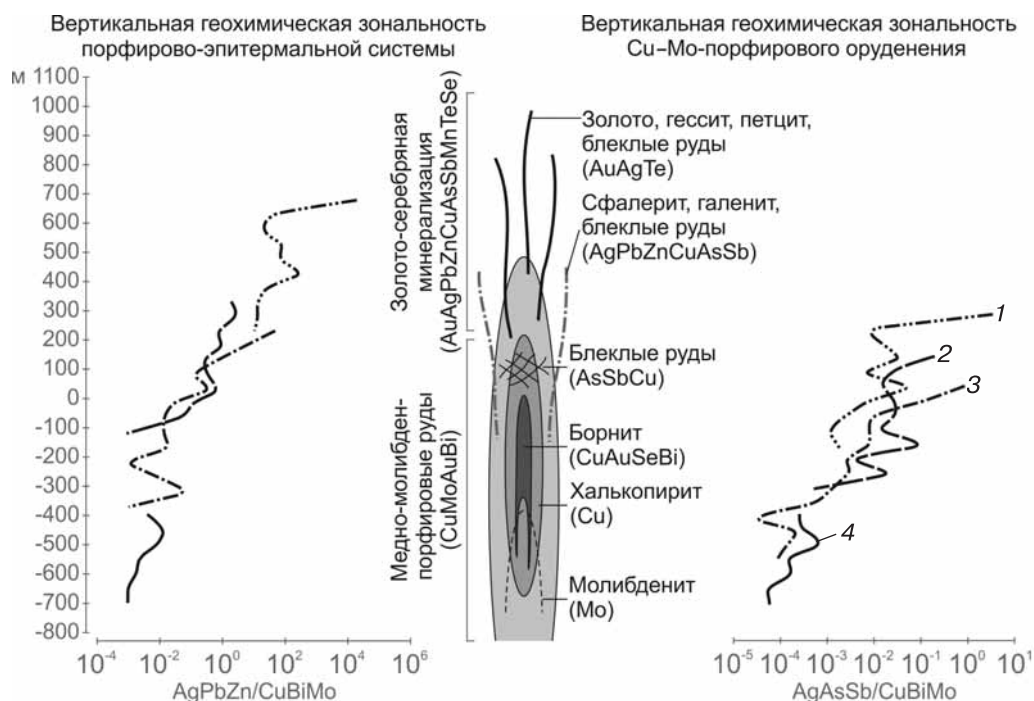


Рис. 2. Изменение значений показателей вертикальной геохимической зональности с глубиной на участках Находкинского рудного поля (приведена условная шкала глубины): 1 — Весеннее, 2 — Прямой, 3 — Находка, 4 — III Весенний

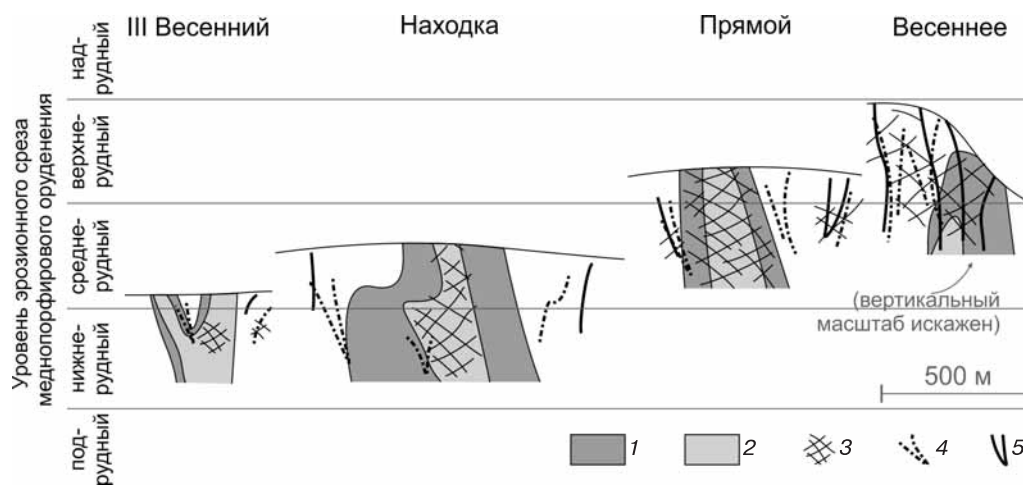


Рис. 3. Уровень эрозионного среза медно-порфировых штоков Находкинского рудного поля: 1 — Cu—Mo-порфировый штокверк, 2 — борнитовые медные руды, 3 — блеклорудная минерализация, 4 — полисульфидные субэпитеpмальные жилы и прожилки, 5 — Au—Ag-эпитеpмальная минерализация

эрозионного среза, связанный с вертикальными пострудными движениями отдельных блоков.

Исследование вертикальной геохимической зональности выполнено по опорным разрезам на всех участках Находкинского рудного поля. Для определения последовательности отложения рудных элементов и выявления критериев оценки уровня эрозионного среза оруденения для всех опорных разведочных профилей рассчитано средневзвешенное содержание 14 рудных элементов на интервалы 50 м по глубине.

На основе результатов обработки по программе исследования зональности НЮ-2 в соответствии с методикой, разработанной на кафедре геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова [Соловов и др., 1990], установлены два показателя зональности третьего порядка, монотонно убывающие с глубиной: $v_1 = \text{AgPbZn}/\text{CuBiMo}$ и $v_2 = \text{AgAsSb}/\text{CuBiMo}$.

Показатель $\text{AgPbZn}/\text{CuBiMo}$ применим для оценки уровня эрозионного среза порфирово-эпитеpмальной системы в целом. Геохимическая ассоциация, представленная в числителе дроби, соотносится с составом субэпитеpмальных и золото-серебряных эпитеpмальных руд, развитых на флангах и/или (как на месторождении Весеннее) гипсометрически выше медно-порфирового штокверка, ключевые рудные элементы которого представлены в знаменателе.

Для прогноза среза собственно медно-порфирового штокверка автор предлагает использовать показатель $\text{AgAsSb}/\text{CuBiMo}$, в числителе которого фигурируют элементы блеклорудной ассоциации, пространственно приуроченной к верхним частям Cu—Mo-порфировых штоков.

На рис. 2 представлены графики изменения значений этих показателей по типовым разрезам через участки НРП, соотнесенные с построенной автором обобщенной формализованной моделью рудной минерализации объектов БМЗ.

Значения показателя $\text{AgPbZn}/\text{CuBiMo}$ изменяются в пределах 8 порядков. Минимальные значения установлены для участка III Весенний (от $n \cdot 10^{-3}$ до

$n \cdot 10^{-2}$), где полиметаллическая и Au—Ag-минерализация наименее развиты. Диапазон средних значений ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^1$) отмечен на объектах Находка и Прямой, где геохимические ассоциации поздних стадий приурочены к фланговым зонам. Максимальные значения показателя ($n \cdot 10^1 - n \cdot 10^4$) получены для золото-серебряного месторождения Весеннее.

Значения показателя $\text{AgAsSb}/\text{CuBiMo}$ варьируют от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^1$, причем порядок участков при ранжировании остается тем же: минимальные значения ($n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$) характерны для рудного тела III Весенний, где слабее всего проявлена As—Sb-минерализация; далее следует штокверк участка Находка ($n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-1}$), где блеклые руды пространственно тяготеют к борнитовым ядрам. Специфичность участка Прямой ($n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-1}$) и особенно месторождения Весеннее ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^1$) заключается в том, что здесь минералы ряда теннантит—тетраэдрит присутствуют не только в контуре Cu—Mo-порфирового штокверка, но широко представлены и в субэпитеpмальных и эпитеpмальных жильно-прожилковых зонах.

Заключение. В метрике медно-порфирового оруденения уровень эрозионного среза объектов можно оценить следующим образом (рис. 3). Месторождение Весеннее характеризуется верхнерудным уровнем среза, эпитеpмальная минерализация сохранилась здесь наиболее полно, и на глубине прогнозируется существенный объем медно-порфировых руд. Верхне-среднерудный срез представлен на участке Прямой. Далее в этом ряду следует штокверк участка Находка, эпитеpмальное и субэпитеpмальное оруденение которого было существенно сэродировано, в настоящее время на участках фиксируются лишь реликты этих стадий. Наименее сохранилась порфирово-эпитеpмальная система в районе проявления III Весенний, эрозионный срез которого соответствует нижнерудному: здесь не только практически не сохранились признаки эпитеpмальной и переходной минерализации, но и медно-порфировые руды, судя по сужению рудных столбов на глубоких уровнях бурения, будут резко выклиниваться с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю.* и др. Золото-молибден-медно-порфирово-эпитермальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // *Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых.* Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2014. С. 108–112.
- Боровиков В.П.* Популярное введение в современный анализ данных в системе STATISTICA: Учеб. пособие для вузов. М.: Горячая линия — Телеком, 2013.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А.* и др. Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu–Mo-порфировых месторождений Северо-Востока России // *Геология рудных месторождений.* 2006. Т. 48, № 6. С. 512–539.
- Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О.* и др. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // *Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Мат-лы V Росс. конф. по изотопной геохронологии.* М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 181–184.
- Нагорная Е.В.* Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка: Автореф. канд. дисс. М., 2013.
- Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А.* и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990.
- Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В.* Баимская рудная зона — кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление.* 2013. № 6. С. 68–73.
- Lowell J.D., Guilbert J.M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.* 1970. Vol. 65. P. 373–408.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Поступила в редакцию
10.11.2014

УДК 56.564 + 565.33: 551.762.2 (476)

В.В. Махнач¹, Е.М. Тесакова²**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БЕЛОРУССИИ В БАТСКОМ–ОКСФОРДСКОМ ВЕКАХ³**

Палеогеографические реконструкции природной среды Юго-Восточной Белоруссии в бате–оксфорде, проведенные методом сопряженного анализа (фациальный, седиментологический, палеонтологический, геохимический), показали лагунные условия в конце бата, постепенно растущий морской залив в раннем келловее и нормальный морской режим, установившийся в конце раннего келловоя и сохранявшийся в среднем–позднем келловее и оксфорде. Наступление моря и вселение морских организмов происходило по трем направлениям — из Западной Европы, Украины и Центральной России. Фауна моллюсков и остракод имела смешанный облик, где тетические элементы преобладали над арктическими. В раннем оксфорде восточный палеобассейн Белоруссии имел устойчивую связь со Среднерусским морем.

Ключевые слова: юрский период, моллюски, остракоды, палеогеография, Белоруссия.

Paleogeographical reconstruction of the environment south-eastern Belarus in Bahtonian–Oxfordian are conducted by the method the conjugate analysis (facies, sedimentology, paleontology, geochemistry). The reconstruction are showed lagoonal conditions at the end of the Bahtonian, gradually growing the sea gulf in the Early Callovian and normal marine regime established in the end of Early Callovian and preserved in the middle of Late Callovian and Oxfordian period. The sea transgression and the introduction of marine organisms occurred in three directions — from Western Europe, Ukraine and Central part of Russia. Fauna of molluscs and ostracods had mixed habit, with a predominance of Tethyan over the Arctic elements. In the early Oxfordian East paleobasin of Belarus had steady connection with Middlerussian sea.

Key words: Jurassic, Mollusca, Ostracoda, palaeogeography, Belorussia.

Введение. О юрских отложениях Белоруссии практически ничего не было известно до 1954 г. Однако на основании сходства юрской фауны Западной и Восточной Европы акад. Н.Ф. Блюдоух в 1922 г. предположил наличие юрских отложений на западе Белоруссии, а также связь «западной и русской юры» через территорию Белоруссии [История..., 1978]. Глубокое бурение на территории Белоруссии, которое вскрыло юрские отложения, началось лишь с 1939 г., но было прервано войной. Позже, с 1945 по 1951 г., было пробурено большое число глубоких опорных и поисковых скважин и подведены первые итоги работ по планомерной государственной геологической съемке масштаба 1:200 000. Их результатом стало издание крупной научной сводки «Палеонтология и стратиграфия БССР» [1955], в которой описано геологическое строение и приведена палеонтологическая характеристика юрских отложений.

Первые микропалеонтологические исследования в Белоруссии связаны с изучением И.В. Митяниной юрских фораминифер [Митянина, 1955, 1957, 1963]. В период с 1954 по 1977 г. в научных учреждениях СССР из кернов белорусских скважин исследованы

разнообразные остатки макрофоссилий, в частности обильно представленные аммониты, которые передавались для изучения во ВСЕГЕИ (Ленинград) и ЛитНИГРИ (Вильнюс). Результаты этих исследований частично опубликованы [Ротките, 1987; Сазонов, 1957; Сазонова, Сазонов, 1969], частично помещены в отчетах В.И. Бодылевского (1960), Г.Я. Крымгольца (1955, 1965), Н.П. Луппова (1961), Л.М. Ротките (1975) и др.

Современные представления о юрской палеогеографии северо-западной части Днепровско–Донецкого бассейна (Восточная Белоруссия) сложились благодаря обобщению стратиграфических данных за период с 1954 по 2010 г. [Моисеева и др., 1983; Клименко и др., 2005; Мамчик, 2005; Махнач, 2010а]. Были установлены все аммонитовые подразделения келловоя и оксфорда [Митянина, 1982; Каримова, Клименко, 2010; Махнач, 2013], выделенные в Западно-Европейском стандарте, изучены двустворки [Махнач, 2010б], фораминиферы [Каримова, Клименко, 2003, 2010] и спорово-пыльцевые комплексы [Клименко, 1992; Каримова, Клименко, 2010], а также зафиксировано фаунистическое сходство с регионами океана Тетис

¹ Белорусский государственный университет, географический факультет, кафедра физической географии мира и образовательных технологий, ст. преп.; e-mail: vova2003@tut.by

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

³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-03149). От белорусской стороны работа выполнялась в рамках НИР Министерства образования Республики Беларусь «Изучение эволюции природной среды Беларуси для формирования географической культуры в системе непрерывного образования» (номер госрегистрации 20101084, 2010–2014 гг.).

и Среднерусского моря [Нестерович, 1976; Махнач, 2010a]. Установлено, что палеогеографические события на востоке Белоруссии в келловее—оксфорде были намного разнообразнее, чем считалось до сих пор.

Наша работа посвящена палеогеографическим и палеоэкологическим исследованиям келловейских и оксфордских отложений в Гомельском районе Белоруссии, выполненным с помощью сопряженного анализа. В качестве основных методов сопряженного палеогеографического анализа выбраны: а) геологические методы (наблюдения над цикличностью и ритмичностью слоев, литологический анализ и пр.); б) геохимический анализ совместно со статистической обработкой (палеогеохимические индикаторы и изучение химического состава) [Махнач, 2014]; в) палеонтологические методы (малакологический и микропалеонтологический).

Определения моллюсков, фациальный и геохимический анализ выполнены В.В. Махначом (БГУ, г. Минск), обработка остракод проведена Е.М. Тесковой (МГУ имени М.В. Ломоносова).

Материалы и методы исследований. Материалами послужили образцы юрских отложений и заключенные в них фоссилии, взятые из керна скважины 792 Гомельского объекта, пробуренной Белорусской геолого-разведочной экспедицией РУП «Белгеология» в связи с поиском алмазонасных структур (рис. 1). Отложения юрской системы вскрыты скважиной на глубине 264,0 м и прослежены до отметки 376,0 м. Подстилающие породы представлены триасовыми песчаниками валавской свиты, а перекрывающие — нижнемеловыми песками валанжинского яруса.

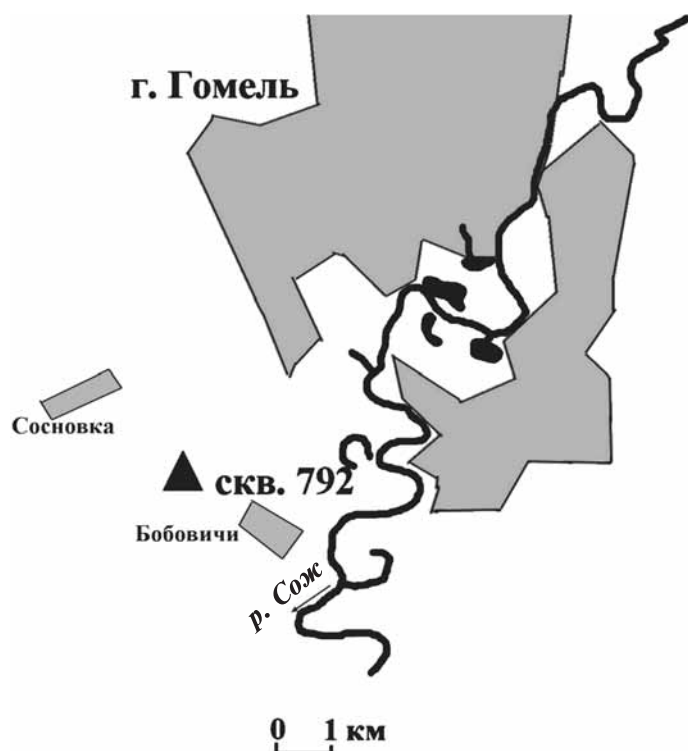


Рис. 1. Схема расположения скважины 792 Гомельского объекта исследований

Расчленение разреза скважины выполнено по аммонитам, двустворкам, фораминиферам и остракодам.

В скважине выявлены отложения среднего и верхнего отделов юрской системы (рис. 2). Снизу вверх здесь прослеживаются батские континентальные отложения, на которых с размывом залегают келловейские и оксфордские породы, представленные последовательно чередующимися трансгрессивными мелководно-морскими и регрессивными прибрежно-морскими фациями. Признаки перерыва и размыва отмечены на границе слоев 6 и 7, в подошве оксфордских отложений.

Геохимическим исследованиям подвергнуто 8 образцов, в основном глинистого и песчаного состава [Махнач, 2014]. Места их отбора показаны на рис. 2.

Палеонтологическими исследованиями охвачены моллюски (43 экземпляра), которые часто встречались в количестве нескольких экземпляров на разных уровнях разреза, а также остракоды (13 образцов) (рис. 2).

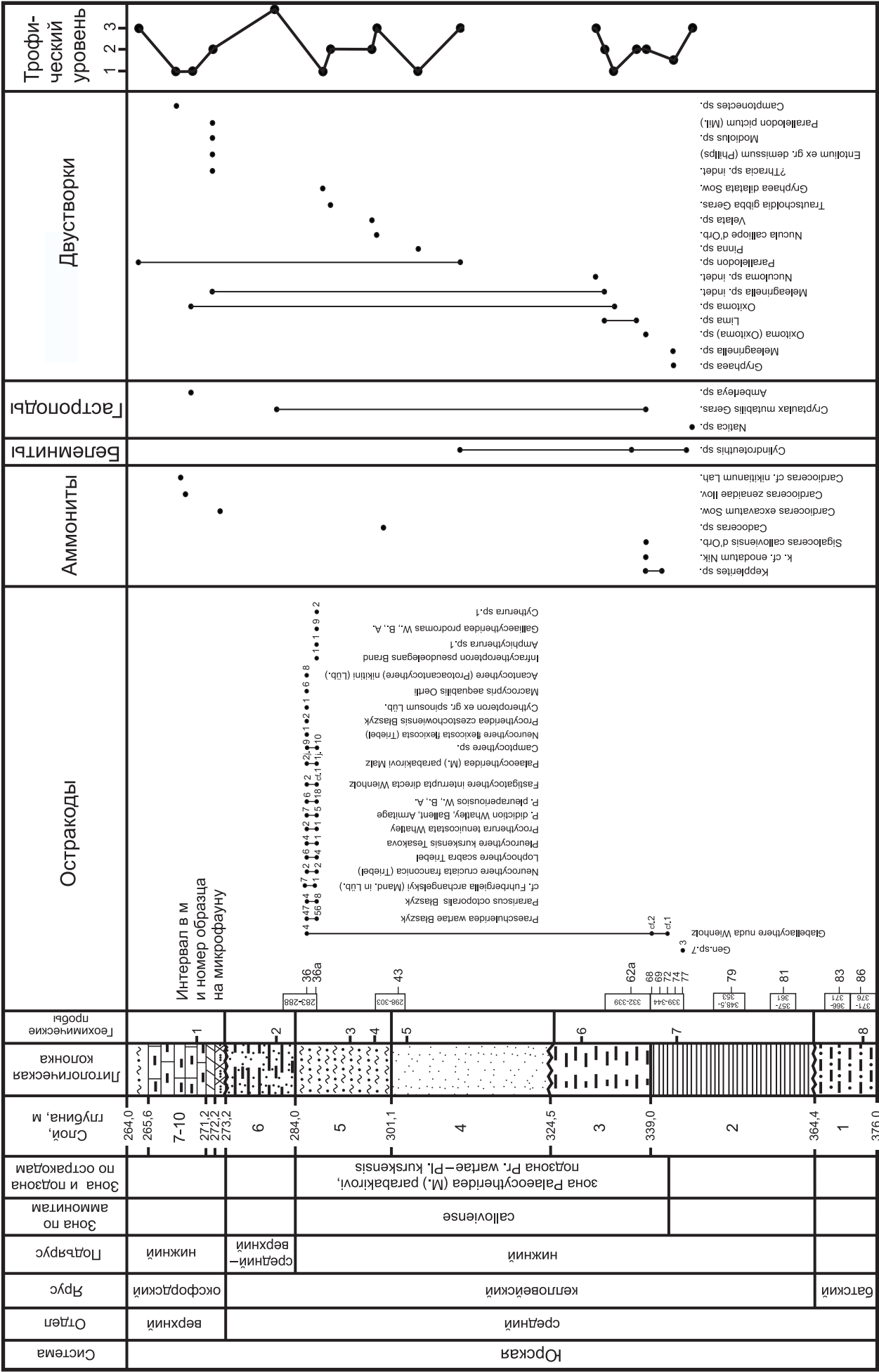
Микропалеонтологические образцы, представлявшие собой навеску глины массой 0,2–0,3 кг, предварительно замачивали в холодной воде на неделю, затем кипятили с содой в течение 20 мин., после чего отмывали методом отмучивания от глинистых частиц под струей воды на сите с диаметром ячеек 0,1 мм. Высушенные шлихи фракционировали на сите с диаметром ячеек 0,3 мм. Остракоды отобраны из каждой фракции (0,1–0,3 и >0,3 мм) тотально под биноклем МБС-9. Для каждого вида в образце подсчитаны целые раковины и разрозненные створки (отдельно левые и правые), учтены самцы и самки, а также возрастная принадлежность остатков. При статистической обработке материала за единицу приняты отдельные створки, т.е. целая раковина считалась за 2 створки. Все встреченные остракоды сфотографированы в лаборатории электронной микроскопии ПИН РАН и представлены в фототаблицах 1–3. Коллекция имеет номер 370 и хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Остракоды встречаются в 5 из 13 изученных образцов и представлены 27 формами, 23 из которых определены до вида, остальные оставлены в открытой номенклатуре (рис. 2). Отметим, что, хотя юрские остракоды из Белоруссии были известны и входили в геологические отчеты, их определения и изображения публикуются впервые. Ниже приводится описание разреза.

Скважина 792 Гомельского объекта расположена в 6 км на юго-запад от г. Гомель, на северной окраине с. Бобовичи (рис. 1). Снизу вверх в ней вскрыты (рис. 2) следующие отложения.

Батский ярус:

слой 1. Песок кварцевый с прослоями глины голубовато-серой, весьма плотной, с неровным из-



ломом. Отмечены черные обуглившиеся растительные остатки и споры с трехлучевой щелью. Достоверные макрофоссилии и микрофауна отсутствуют. Глубина 376,0–364,4 м.

Келловейский ярус, нижний подъярус:

слой 2. Глина голубовато-серая, известковистая, плотная, аргиллитоподобная, горизонтально-слоистая, в основном с тонкой плитчатой отдельностью. В кровле слоя (до глубины 344,2 м) зафиксированы прослои темно-серой алевроитистой жирной глины. В средней части слоя определены *Natica* sp., *Cylindroteuthis* sp., *Gryphea* sp., *Meleagrinella* sp. и *Keplerites* sp. Вблизи кровли встречены единичные остракоды плохой со-

хранности *Glabbellacythere* cf. *nuda* Wienholz и Gen. sp. 7 (фототабл. 2). Глубина 364,4–339,0 м;

слой 3. Глина темно-серая, на некоторых участках черная, гумифицированная, плотная, горизонтально-слоистая, с тонкой плитчатой отдельностью, с при-сыпками слюды по напластованию. По всему слою снизу вверх встречаются *Sigaloceras calloviensis* d'Orb., *Keplerites* cf. *enodatum* Nikitin, K. sp., *Cylindroteuthis* sp., *Lima* sp., *Nuculoma* sp. indet., *Meleagrinella* sp. indet., *Oxytoma* (*Oxytoma*) sp., *Cryptaulax mutabilis* Gerasimov, *Oxytoma* sp., отмечена брахиопода (?Rhynchonellidae). Также встречены онихиты, остатки рыб, пиритизированная древесина, секреторно-известковые фораминиферы (*Lenticulina*, *Epistomina* и др.). Остракоды отсутствуют. Глубина 339,0–324,5 м;

слой 4. Песок серый, участками до темно- или желтовато-серого, мелкозернистый, алевроитистый, кварцевый. В верхней части слоя установлены остатки раковин *Cylindroteuthis* sp., *Parallelodon* sp., *Pinna* sp. Остракоды отсутствуют. Глубина 324,5–301,1 м;

слой 5. Алевроит серый, местами голубоватый, кварцевый, с редкими блестками слюды, неравномерно глинистый и песчаный. Наблюдается переслаивание более глинистых и песчаных разностей. Глинистость возрастает к кровле. Снизу вверх по слою диагностированы макрофоссилии *Cadoceras* sp., *Nucula calliope* d'Orb., *Velata* sp., *Trautscholdia gibba* Geras., *Gryphaea dilatata* Sow. В образцах, взятых вблизи кровли, встречены многочисленные и разнообразные остракоды хорошей сохранности, среди которых определены *Macrocypris aequabilis* Oertli, *Procytherura didictyon* Whatl., Ball., Arm., *P. pleuraperiosus* Wh., Bal., Arm., *P. tenuicostata* Whatl., *Cytherura* sp. 1, *Cytheropteron* ex gr. *spinosum* Lüb., *Infra-cytheropteron pseudoelegans* Brand, *Parariscus octoporalis* Blaszyk, *Camptocythere* sp., *Praeschuleridea wartae* Blas., *Fuhrbergiella archangelskyi* (Mand. in Lüb.), *Neurocythere cruciata franconica* (Trieb.), *N. flexicosta flexicosta* (Trieb.), *Lophocythere scabra* Trieb., *Fastigatocythere* cf. *interrupta directa* Wienh., *Acantocythere* (*Protoacantocythere*) *nikitini* (Lüb.), *Amphicytherura* sp. 1, *Palaeocytheridea* (*M.*) *parabakirovi* Malz, *Pleurocythere kurskensis* Tes., *Glabbellacythere nuda* Wienh., *Procytheridea czestochowiensis* Blas., *Galliaecytheridea prodromas* Wh., Bal., Arm., *Cytheridea coarctata* Jones et Sherb (фототабл. 1–3). Кроме моллюсков и остракод здесь встречена пиритизированная древесина, очень много фораминифер, присутствуют криноидеи, офиуры, склериты голотурий, скафоподы, статолиты белемнитов, остатки рыб, редкие пиритизированные ядра фораминифер и остракод, а также спиккулы губок. Глубина 301,1–284,0 м.

Средний-верхний подъярус:

слой 6. Песок слабоглинистый. Макрофауна встречается по всему слою и представлена *Rhynchonella* sp. и *Cryptaulax mutabilis*, встречены крупные куски древесины. Микрофауна не изучалась. Глубина 284,0–273,2 м.

Рис. 2. Распространение остракод и моллюсков по разрезу скважины 792

Фототаблица 1. Остракоды. На фототаблицах 1–3 приняты следующие сокращения: л.с. — левая створка, п.с. — правая створка, ц.р. — целая раковина, обл. — обломок.

1 — *Macrocypris aequabilis* Oertli, 1959: экз. № Belor-1-31, л.с. самки; 2–4 — *Parariscus octoporalis* Blaszyk, 1967: 2 — экз. № Belor-1-12, л.с. самки; 3 — экз. № Belor-1-112, л.с. самки изнутри; 4 — экз. № Belor-1-109, п.с. самки; 5 — *Cytherura* sp. 1: экз. № Belor-1-63, п.с. самки; 6–9, 13 — *Procytherura didictyon* Whatl., Ball., Arm., 2001: 6 — экз. № Belor-1-21, л.с. самца; 7 — экз. № Belor-1-22, п.с. самца; 8 — экз. № Belor-1-117, л.с. самца; 9 — экз. № Belor-1-28, ц.р. самки слева; 13 — экз. № Belor-1-119, л.с. со спинной стороны; 10–12 — *Procytherura pleuraperiosus* Whatl., Ball., Arm., 2001: 10 — экз. № Belor-1-25, ц.р. самки справа; 11 — экз. № Belor-1-59, п.обл.; 12 — экз. № Belor-1-71, л.с. (обл.); 14–16 — *Procytherura tenuicostata* Whatley, 1970: 14 — экз. № Belor-2-14, л.с.; 15 — экз. № Belor-1-141, п.с.; 16 — экз. № Belor-1-59, ц.р. слева; 17, 18 — *Cytheropteron* ex gr. *spinosum* Lüb., 1955: 17 — экз. № Belor-1-118, л.с.; 18 — экз. № Belor-1-20, п.с.

Фототаблица 2. Остракоды: 1 — *Infra-cytheropteron pseudoelegans* Brand, 1990: экз. № Belor-1-73, п.с.; 2–4, 13 — *Amphicytherura* sp. 1: 2 — голотип. № Belor-1-62, л.с. самки; 3 — экз. № Belor-1-131, л.с.; 4 — экз. № Belor-1-132, п.с.; 13 — экз. № Belor-1-131, л.с. со спинной стороны; 5, 6 — *Procytheridea czestochowiensis* Blaszyk, 1967: 5 — экз. № Belor-1-8, п.с. самки; 6 — экз. № Belor-2-33, п.с. самки; 7–9, 11, 12 — *Camptocythere* sp.: 7 — экз. № Belor-1-52, п.с. самца; 8 — экз. № Belor-1-85, л.с. самца; 9 — экз. № Belor-1-10, п.с. самки; 11 — экз. № Belor-1-53, п.с. самки изнутри; 12 — экз. № Belor-1-32, ц.р. самки со спинной стороны; 10 — *Glabbellacythere nuda* Wienholz, 1967: экз. № Belor-1-7, п.с. самки; 14, 15 — *Cytheridea coarctata* Jones et Sherb., 1888: 14 — экз. № Belor-1-67, л.с.; 15 — экз. № Belor-2-18, л.с. (обл.); 16 — *Fastigatocythere interrupta directa* Wienholz, 1967: экз. № Belor-1-1, п.с. (обл.); 17 — *Lophocythere scabra* Triebel, 1951: экз. № Belor-2-8, л.с. самки; 18, 19 — *Neurocythere cruciata franconica* (Triebel, 1951): 18 — экз. № Belor-1-45, л.с. самки; 19 — экз. № Belor-2-25, п.с. самки

Фототаблица 3. Остракоды: 1 — *Neurocythere flexicosta flexicosta* (Triebel, 1951): экз. № Belor-1-2, п.с. (обл.); 2 — *Fuhrbergiella archangelskyi* (Mand. in Lüb., 1955): экз. № Belor-1-140, п.с. личинки; 3, 4 — *Pleurocythere kurskensis* Tesakova in Tes. et al., 2009: 3 — экз. № Belor-2-29, л.с. самки; 4 — экз. № Belor-2-30, п.с. самки; 5 — *Palaeocytheridea* (*M.*) *parabakirovi* Malz, 1962: экз. № Belor-1-6, л.с. личинки; 6–9 — *Acantocythere* (*Protoacantocythere*) *nikitini* (Lüb., 1955): 6 — экз. № Belor-1-16, п.с. самца; 7 — экз. № Belor-1-15, л.с. самки; 8 — экз. № Belor-1-18, п.с. самки изнутри; 9 — экз. № Belor-1-17, п.с. самки; 10–13 — *Galliaecytheridea prodromas* Whatl., Ball., Arm., 2001: 10 — экз. № Belor-1-103, п.с. самки; 11 — экз. № Belor-1-33, ц.р. самки справа; 12 — экз. № Belor-1-104, п.с. самки изнутри; 13 — экз. № Belor-1-102, п.с. самки; 14–18 — *Praeschuleridea wartae* Blaszyk, 1967: 14 — экз. № Belor-1-39, п.с. самки; 15 — экз. № Belor-1-44, ц.р. самки со спинной стороны; 16 — экз. № Belor-2-31, л.с. самки изнутри; 17 — экз. № Belor-1-40, п.с. самки изнутри; 18 — экз. № Belor-2-32, п.с. самца изнутри

Оксфордский ярус, нижний подъярус:

слой 7. Песчаник голубовато-серый, мелкозернистый, алевритистый, кварцевый, с примесью глауконита, слабослюдистый, на глинисто-известняковом цементе, с неровным изломом, неслоистый. Отмечены макрофаунистические остатки головоногих *Cardioceras excavatum* Sow. и брахиоподы. Микрофауна не изучалась. Глубина 273,2–272,2 м;

слой 8. Мергель известковистый, зеленовато-серый, участками с бурыми пятнами ожелезнения, неравномерно-песчанистый и алевритистый, с обломками песчаника зеленовато-серого, мелкозернистого, алевритового, кварцевого на глинисто-известковом окремненном цементе, с железистыми псевдооолитами мелкого размера, с раковинами фоссилий ?*Thracia* sp. ind., *Entolium* ex gr. *demissum* (Phillps), *Modiolus* sp., ?*Meleagrinnella* sp. ind., *Parallelodon pictum* (Milashevichi). Также встречены ихнофоссилии, спикулы губок и игла морского ежа. Микрофауна не изучалась. Глубина 272,2–271,2 м;

слой 9. Известняк светло-серый, мелко-тонкозернистый, с неровным изломом, слабоглинистый, участками глинистый. Встречены *Oxytoma* sp., *Amberleya* sp., *Cardioceras zenaidae* Пов., *Cardioceras* cf. *nikitjanum* Lah., *Camptonectes* sp., Микрофауна не изучалась. Глубина 271,2–265,6 м;

слой 10. Алеврит голубовато-зеленовато-серый, кварцевый, слабоизвестковистый, глинистый, песчанистый. Из макрофауны встречен только *Parallelodon* sp. Микрофауна не изучалась. Глубина 265,6–264,0 м.

Фациальный анализ. Отложения, накапливавшиеся в юрский период на территории Восточной Белоруссии, можно разделить на две фациальные группы, охватывающие все разнообразие местных фаций, по следующим параметрам среды: 1) скорость и тип привноса осадка, 2) тип и интенсивность гидравлического режима шельфа, 3) колебания уровня моря, 4) климат, 5) химические факторы. По этим критериям в изученной скважине выделены следующие фации.

I группа фаций — мелководно-морские с терригенной седиментацией. Отложения слоя 2 (339,0–364,4 м) представлены фацией чередующихся светло- и темно-серых глин, характерных для лагун, имевших нерегулярную связь с морем с часто изменявшимися условиями среды [Обстановки..., 1990]. Такие условия неблагоприятны для обитания нормально-морских организмов, на что указывает небольшое количество палеонтологического материала, встреченного в этой фации.

К этому же литофациальному типу относится фация глин темно-серых, участками черных, гумифицированных (слой 3). Такие отложения формировались в условиях прибрежного морского бассейна с ограниченным доступом кислорода, при котором условия осадконакопления были очень близки к таковым в застойных заболоченных водоемах. При этом наблюдается большое количество растительного

детрита, который не успевал перерабатываться и захоранивался в толще дна неокисленным [там же].

Исходя из актуалистических данных по комплексу макрофауны можно предположить чередование более плотного, скорее всего глинисто-песчаного, и мягкого субстратов. Пример комплекса плотного субстрата — представители родов *Lima*, *Meleagrinnella*, *Entolium*, *Oxytoma* и *Pinna*. К обитателям мягкого грунта относят *Cryptaulax* и *Nuculoma*. В интервале разреза 324,5–339,0 м по последовательной смене находок моллюсков (снизу вверх) *Lima* sp., *Nuculoma* sp. indet., *Meleagrinnella* sp. indet., *Oxytoma* (*Oxytoma*) sp., *Cryptaulax mutabilis*, *Oxytoma* sp. предполагаем чередование плотного и мягкого субстрата.

Фация мелкозернистого кварцевого песка с остатками бентоса, где определены *Pinna* sp., *Cylindroteuthis* sp. и *Parallelodon* sp., отмечена в слое 4 (301,1–324,5 м). Песчинки имеют железистую рубашку. Песок, судя по всему, отлагался из взвеси в течение штормов, а затем переоткладывался волнами. Литогеохимические особенности свидетельствуют о шельфовых прибрежных условиях [Обстановки..., 1990]. Макрофоссилии не противоречат мелководности обстановки. О снижении солености, вероятно, вследствие опреснения с суши, а также о наличии в придонном слое высокого содержания сероводорода свидетельствуют данные геохимического анализа [Махнач, 2014].

Слои 5 и 6 (273,2–301,1 м) представлены фацией переслаивания алеврита неравномерно-глинистого и песчаного и песка слабоглинистого, что характерно для прибрежной зоны [Обстановки..., 1990], сформировавшейся, по-видимому, в условиях периодического изменения уровня моря.

II группа фаций — мелководно-морские с карбонатной седиментацией. Все разновидности этой группы фаций встречены в интервале 264–273,2 м.

Фация песчаника мелкозернистого, алевритового, кварцевого, отвечающего слою 7, формировалась в условиях верхней сублиторали на фоне общего обмеления [там же]. В отложениях фации встречены *Cardioceras excavatum* и брахиоподы.

Фация мергеля известковистого с обломками песчаника и известняка мелко-тонкозернистого. Эта фация (слои 8, 9) формировалась в теплых условиях в пределах сублиторали [там же] при солености, судя по комплексу малакофауны, приближающейся к нормально-морской.

Фация алеврита кварцевого, слабоизвестковистого, глинистого, песчаного (слой 10) отражает прибрежные обстановки с периодическим изменением уровня моря [Обстановки..., 1990].

Цикличность и ритмичность строения разреза. Анализ фациальных изменений по разрезу позволяет выявить повторяющиеся в нем комплексы пород или даже комплексы фаций. Проследивание ритмичности в разрезе дает возможность не только выделять фации и группы фаций, но и косвенно судить о тектонических движениях прошлого.

По цикличности строения изученного разреза можно установить тенденцию к опусканию северо-западной части Воронежской антеклизы от бата до позднего келловея и поднятие в раннем оксфорде (рис. 2). Цикличность отражает возвратно-поступательный характер тектонических движений и фиксирует несколько трансгрессивно-регрессивных (ТР) циклов. Полностью ТР-цикл должен характеризоваться двумя седиментационными циклами прямой и обратной направленности, или про- и рециклитом [Маслов, 2005]. Проциклит соответствует трансгрессивной части, а рециклит — регрессивной; в графическом выражении это два треугольника, касающиеся вершинами («песочные часы»). Всего в разрезе выявлено 4 ТР-цикла. Три нижних представлены только трансгрессивными частями, не всегда сохранившими полную фаціальную последовательность.

Первый седиментационный цикл (проциклит) приходится на батский век (слой 1). В цикле отсутствует полная литологическая последовательность, сохраняется только средняя часть цикла. На границе бата и нижнего келловея (между слоями 1 и 2) отмечается перерыв. Следующий цикл отвечает раннему келловею, он также неполный, представлен средней и верхней частями. Третий цикл охватывает последующие подразделения келловея, вплоть до его границы с оксфордом. В этом седиментационном цикле сохранена полная последовательность фаций. В нижнеоксфордских отложениях установлены два седиментационных цикла (про- и рециклит), сопряженные вершинами и отвечающие полному ТР-циклу. В низах нижнего оксфорда выявлен неполный проциклит с нижней песчаной и верхней мергелистой частями, рециклит в вышележащих отложениях представлен нижней и средней частями.

Такая циклическая модель может указывать на вероятный рост солевых куполов в юрском периоде в Белоруссии [Махнач и др., 2001].

Палеонтологический анализ. Моллюски. В керновом материале моллюски представлены головоногими, брюхоногими и двустворчатыми. По разрезу они встречаются неравномерно. На некоторых уровнях их концентрация повышается. Сохранность фоссилий разнится от фации к фации, но чаще всего она плохая.

Представители аммонитовых родов *Keplerites* Neumaier и *Sigaloceras* Hyatt в пограничном интервале слоев 2 и 3, а также *Cadoceras* Fischer в нижней части слоя 5 фиксируют в разрезе нижнекелловейскую зону *calloviense* (рис. 2). Появление выше по разрезу (слои 7 и 9) рода *Cardioceras* Neumaier et Uhlig определяет отложения как нижнеоксфордские. Двустворчатые и гастроподы представлены долгоживущими формами и не противоречат сделанным стратиграфическим выводам.

Бентосные моллюски формируют трофические зоны, тесно взаимосвязанные с содержанием органического вещества, гидродинамикой и рельефом

дна, а также типом осадка, и отвечающие разной глубине. Изученные двустворчатые принадлежат к трем трофическим группам — неподвижным сестонофагам (*Camptonectes* Agassiz, *Oxytoma* Meek, *Gryphaea* Lam., *Pinna* L., *Modiolus* Lam.), подвижным и малоподвижным сестонофагам (*Entolium* Meek, *Lima* Bruguiere, *Meleagrinella* Whitfield, *Trautscholdia* Cox et Arkell), собирающим (*Parallelodon* Meek et Worthen) и зарывающимся детритофагам (*Cryptaulax* Tate). Для каждого трофического уровня нами принят соответствующий коэффициент: 1 — наиболее мелководная (прибрежная) зона неподвижных сестонофагов (пески крупно- и среднезернистые с максимальным и повышенным содержанием органического вещества в придонной взвеси и максимальной гидродинамикой), 2 — мелководная зона подвижных и малоподвижных сестонофагов (средне- и мелкозернистые пески с повышенным содержанием органики в придонной взвеси, повышенная гидродинамика), 3 — более заглубленная зона собирающих детритофагов (мелкозернистые пески и пелиты, содержание органики в придонном слое максимально, гидродинамика минимальная, затухающая), 4 — относительно глубоководная зона зарывающихся детритофагов (в основном пелиты, максимальное содержание органики в придонном слое, гидродинамика ослаблена и минимальна). Шаг коэффициента, равный 0,5, характеризует промежуточное состояние между трофическими зонами.

По разрезу трофические уровни и соответствующая им глубина меняются снизу вверх следующим образом (рис. 2): в верхней части слоя 2 фиксируется переход от зоны детритофагов к зоне малоподвижных сестонофагов, далее по разрезу наблюдается стабилизация условий — усиление гидродинамической деятельности и повышенное содержание органического вещества в придонном слое, это зона контакта сестонофагов и детритофагов. Выявлен общий тренд к смещению в зону сестонофагов, что свидетельствует об обмелении морского бассейна. В слое 3 по мере продвижения к кровле запечатлен нисходящий тренд в сторону углубления бассейна, что проявилось в смене сестонофагов детритофагами. Для слоя 4, несмотря на фацию, отвечающую мелководью, не исключены кратковременные флуктуации уровня моря — переход от зоны детритофагов к сестонофагам, возможно, природные условия и уровни экологической толерантности видов позволяли им сосуществовать.

Слой 5 характеризуется нисходящим трендом от детритофагов к сестонофагам, в середине слоя наблюдается стабилизация условий среды. Кровля слоя 5 и подошва слоя 6 в биологическом плане озаменованы переходом от мелководных условий к глубоководным, а также сменой набора трофических уровней от сестонофагов к детритофагам. Слой 8 охарактеризован фауной подвижных и малоподвижных сестонофагов. А в слое 9 условия среды были стабильны, акваторию заселяли малоподвижные и неподвижные сесто-

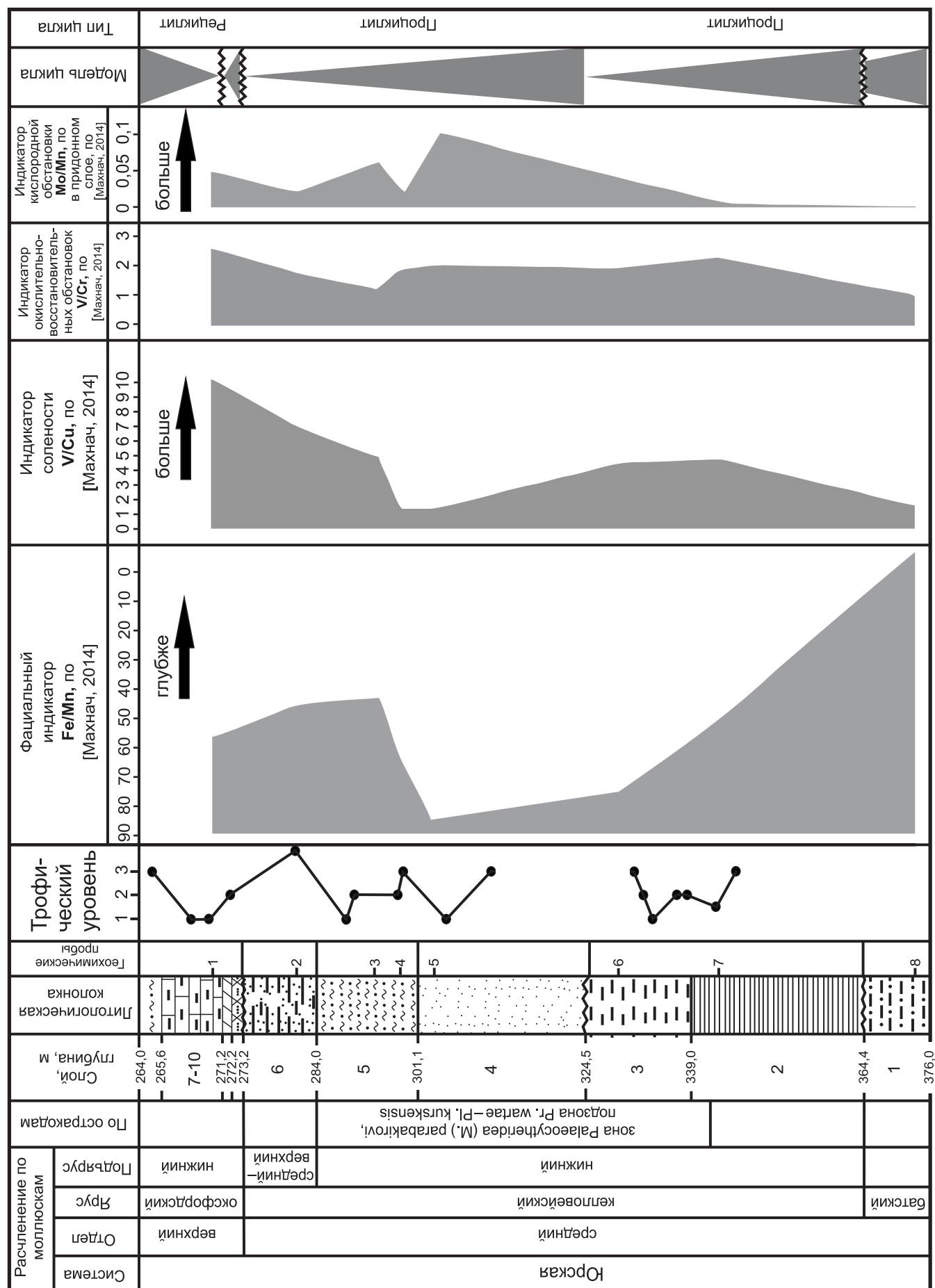


Рис. 3. Геохимические индикаторы физико-географических условий и модель седиментационных циклов в скважине 792

нофаги. Слой 10 ознаменовался переходом в зону детритофагов и углублением моря. Отметим, что геохимические тренды по фациальному показателю на отдельных интервалах разреза сходны, на других отличаются, что обусловлено малой частотой отбора проб (рис. 3). Слой 8 по геохимическим показателям нерепрезентативен в силу образовавшегося на этом уровне геохимического барьера, что существенно искажает палеоэкологическую информацию.

Моллюски по разрезу скважины представлены типичными бореальными формами (*Cylindroteuthis*, *Cadoceras*, *Cardioceras*, *Parallelodon* и др.). Однако отметим, что фауна носила миграционный характер. Довольно частая встречаемость фауны по разрезу позволяет судить о миграционных коридорах. Слой 7 охарактеризован как типично бореальными представителями, так и тетическими, встречающимися в Западной Европе и южнее, в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) (*Keplerites*, *Meleagrinella*). Подчеркнем находки рода *Gryphaea* (диапазон солевой толерантности которого составляет 18–20‰), указывающего на опреснение с суши. Слой 6 характеризуется также бореальными элементами, однако тетических представителей из Западной Европы и ДДВ также довольно много. Слой 5 содержит смешанную фауну — как из Среднерусского моря, так и из Западной Европы и ДДВ; аналогичные фаунистические особенности прослеживаются и выше по разрезу. В слоях 9 и 10 наблюдается преобладание бореальных форм.

Интересны находки рода *Entolium*, распространенного как в северных, так и в южных морях; его появление отмечено на территории Белоруссии на уровне нижнего келловей и при переходе от верхнего келловей к нижнему оксфорду, вероятно, этот род мигрирует со стороны Среднерусского моря.

Наличие в комплексах моллюсков родов *Lima*, *Oxytoma* и *Ostrea* указывает на нормально-морские условия с соленостью ~34,5–36‰ и хорошей аэрацией. При анализе геохимических данных видно, что к оксфорду произошло увеличение солености, предположительно на 5‰ [Махнач, 2014].

Подчеркнем, что в разрезе скважины найдены представители, не отмеченные на территории Белоруссии в более ранних исследованиях [Махнач, 2010], — *Velata* Quenstedt, *Nucula* Lam., *Nuculana* Link и *Thracia* Leach in Blainville.

Комплекс моллюсков на протяжении келловей–оксфорда формировался как в зональных, так и в экотонных условиях, что мы наблюдаем по трофическому тренду и систематическому составу, обусловленному миграционными коридорами Западной Европа — Белоруссия, ДДВ — Белоруссия и Среднерусское море — Белоруссия, как это описано выше. Довольно частая смена трофического тренда указывает на частую смену условий, что характерно для зоны экотона. Барьерная и фильтрационная функции экотонного пространства определяют смену миграционных потоков фауны.

Остракоды распространены по разрезу весьма неравномерно (рис. 2). Нижняя часть разреза — слой 1 (бат; образцы 86 и 83) и нижняя половина слоя 2 (нижний келловей; образцы 81 и 79) — остракодами не охарактеризована. В шлихах в изобилии встречены разномзернистый кварц разной степени окатанности, пиритизированная древесина, а также редкие фораминиферы. По-видимому, это была весьма мелководная прибрежная зона моря, где раковины остракод при захоронении в разномзернистых песчаных осадках не сохранялись (растворялись). Верхняя часть слоя 2 отвечает более удаленным от берега участкам дна, поскольку в образцах 77, 72 и 68 кварц присутствует лишь в мелкой фракции. Весьма обилен пирит, встречен мусковит, присутствуют онихиты, обломки раковин гастропод, двустворок, аммонитов, редкие агглютинированные и секретионно-известковые фораминиферы (*Lenticulina*, *Epistomina* и др.) и единичные обломки раковин остракод *Glabellacythere* cf. *nuda*, Gen. sp. 7. Близкое соседство берега определяется для этой части разреза достаточно четко.

Наряду с образцами, где кварц мелкозернистый, много пирита и сравнительно богатые фаунистические ассоциации, чередуются образцы (74, 69), по составу весьма похожие на таковые из нижней части слоя, в основном состоящие из разномзернистого, плохо окатанного кварца, пиритизированной древесины, и практически без фауны. Не встречены остракоды и в слое 3 (нижний келловей, образец 62-а). Здесь наблюдается очень много слюды (мусковит), присутствуют кварц, пирит; весьма обильна пиритизированная древесина; отмечены остатки рыб, белемниты, обломки раковин аммонитов, двустворок, гастропод, редкие фораминиферы (*Polymorphinidae*). Отсутствует микрофауна в образце 43 (нижний келловей, слой 4). Но в нижнекелловейских глинах из слоя 5 (образцы 36 и 36-а) разнообразной микрофауны, в том числе остракод, очень много. В отмытках — практически в равных долях — представлены мелкий кварцевый песок (с небольшой добавкой глауконита и пирита) и органические остатки — пиритизированная древесина, раковинный детрит (двустворки, гастроподы, аммониты), роостры и статолиты белемнитов, скафоподы, весьма обильные фораминиферы, криноидеи, офиуры, склериты голотурий, спикулы губок, остатки рыб и остракоды. Последние представлены 23 формами, 18 из которых определены до вида, 6 оставлены в открытой номенклатуре. Выше по разрезу микрофауна не изучалась.

С биостратиграфической точки зрения комплекс остракод в слое 5 имеет смешанный состав, в котором существенно преобладают таксоны, характерные для нижнего келловей Русской плиты (РП) (аммонитовые зоны *gowerianus* и *calloviense*, остракодовая зона *Palaeocytheridea* (M.) *parabakirovi*, подзона *Pr. wartae* — *Pl. kurskensis* [Тесакова, 20146]): *Camptocythere* sp., *Glabellacythere nuda*, *Neurocythere cruciata franconica*, *N. flexicosta*, *Palaeocytheridea* (M.) *parabakirovi*, *Praeschu-*

leridea wartae, *Pleurocythere kurskensis*, *Macrocypris aequabilis*, *Procytherura tenuicostata*, *P. didiction*, *P. pleuraperiosus*, *Parariscus octoporalis*, *Lophocythere scabra*, *Fuhrbergiella archangelskyi*, *Fastigatocythere interrupta directa*. Первые четыре вида наиболее характерны для этой подзоны.

Кроме того, келловейский вид *Galliaecytheridea prodromas*, определенный в разрезе скважины 792, весьма близок к *G. franzy* Tes. — также типичному именно для этой подзоны. Вид *Acantocythere (P.) nikitini* встречается в нижнем келловее РП и тяготеет к более ранней аммонитовой зоне *elatmae*, подзоне *subpatruus*. Еще более древними являются *Cytheridea coarctata*, *Procytheridea czestochowiensis*, *Infracytheropteron pseudoelegans* и *Amphicytherura* sp. 1, известные из средне- и верхнебатских отложений Англии, Польши, Германии, и Нормандии. Таким образом, по комплексу остракод отложения скважины 792 Гомельского объекта в интервале 283–344 м следует отнести к нижнему келловее, остракодовой зоне *Palaeocytheridea (M.) parabakirovi*, подзоне *Pr. wartae* — *Pl. kurskensis*.

Комплекс остракод формировался в условиях смещения тетической и арктической водных масс, причем теплые воды существенно преобладали. О влиянии Арктики свидетельствует род *Camptocythere*; типично тетическими считаются роды *Parariscus*, *Pleurocythere*, *Acantocythere*, *Praeschuleridea*, *Palaeocytheridea* и *Galliaecytheridea* [Тесакова, 2014а, б]. Поскольку среди изученных остракод большинство таксонов оказалось с раковиной среднего и крупного размера (0,5–0,9 мм), уверенно можно судить о небольшой глубине их обитания, не превышающей 40–50 м. С учетом сравнительно большого разнообразия комплекса верхняя граница обитания находилась, по-видимому, ниже 15–20 м [Тесакова, 2014б]. Остракоды из интервала разреза 283–288 м демонстрируют, что здесь была нормальная морская соленость. Морфофункциональный анализ скульптуры их раковин указывает на то, что они обитали на илисто-песчаном грунте в условиях умеренного гидродинамического воздействия и нормального насыщения придонных вод кислородом.

Заключение. Палеоэкологические и палеогеографические реконструкции природной среды в батском–оксфордском веках на юго-востоке Белоруссии, сделанные авторами разными методами, хорошо согласуются не только между собой, но и с представлениями предшествующих исследователей [Сазонова, Сазонов, 1969], существенно дополняя и детализируя их. Отметим, что сопряженный анализ геохимических параметров, фациальных и седиментационных особенностей изученного разреза в совокупности с палеонтологическими данными, полученными независимо по макро- и микрофауне, сильно повышает достоверность таких реконструкций. Но, используя

различные методики при реконструкции палеоусловий, надо стремиться к комплексному отбору проб для разных анализов с каждого уровня разреза.

Списки остракод с территории Белоруссии и их изображения публикуются впервые.

В результате исследований установлено, что в конце батского века на территории юго-востока Белоруссии лагунные условия начали постепенно сменяться морскими, увеличивалась соленость и хорошо аэрировался придонный слой. Для конца бата–начала келловее прослеживается мощный разрыв в результате морской трансгрессии, пришедшей с севера Украины, чем и объясняется наличие вышеописанного комплекса фаций. В раннем келловее преобладали меридиональные течения, повлиявшие на палеогеографическую обстановку в районе Приднепровской моноклинали и Припятской центрoклинали, которая оказалась схожа с условиями растущего морского залива. В конце раннего келловее на территории юго-востока Белоруссии установился нормальный морской режим с глубиной от 15–20 м (но не более 40–50 м), со спокойными гидродинамическими условиями и нормальным насыщением кислородом придонных вод. Водная масса испытывала одновременно влияние Арктики и океана Тетис, тем не менее она была теплой (в микрофауне представлены как арктические, так и тетические компоненты с явным преобладанием последних).

Комплексы изученных моллюсков состояли из мигрантов со стороны Среднерусского моря, чаще всего представленных детритофагами (более глубоководная фауна), и из вселенцев из Западной Европы и ДДВ, как правило, сестонофагов (более мелководных). Соотношение трофических групп моллюсков по разрезу позволило предположить периодические изменения уровня моря на протяжении раннего келловее — раннего оксфорда, что подтверждается фациальным анализом и данными геохимических исследований.

Увеличение или уменьшение числа таксонов моллюсков-мигрантов указывает на расширяющиеся или ослабевающие связи между разными палеоакваториями на Восточно-Европейской платформе. Для раннего келловее фиксируются три генеральных направления миграций: Западная Европа — Белоруссия, Среднерусское море — Белоруссия, ДДВ — Белоруссия, что обусловлено как морскими течениями, так и эвстатическим подъемом уровня моря. Для раннего оксфорда прослеживается устойчивая связь Среднерусского моря и палеобассейна на востоке Белоруссии.

Авторы весьма признательны В.А. Захарову (ГИН РАН) и М.А. Рогову (ГИН РАН) за консультации и помощь в определении моллюсков, оказанные в период работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- История геологических наук в Белорусской ССР. Минск: Наука и техника, 1978. 272 с.
- Каримова Л.А., Клименко З.М. Палеонтологическая характеристика юрских отложений юго-востока Беларуси // Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси. Минск: Нац. акад. наук Беларуси: Ин-т геол. наук, 2003. С. 94–108.
- Каримова Л.А., Клименко З.М. Юрская система // Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси / Ред. С.А. Кручек и др. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. С. 142–152.
- Клименко З.М. Стратиграфия среднеюрских отложений Беларуси по палинологическим данным // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск: Изд-во ИГиГ, 1992. С. 94–109.
- Клименко З.М., Каримова Л.А., Яковлева Н.С. Стратиграфическая схема юрских отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 108–113.
- Мамчик С.О. Тектоника юрских отложений Беларуси: Автореф. канд. дисс. Минск, 2005. 20 с.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Махнач В.В. Новые материалы по стратиграфии и палеогеографии юрских отложений Припятского прогиба по данным фауны моллюсков // Проблемы региональной геологии Беларуси: IV Университетские геол. чтения, посвященные 15-летию кафедры динамической геологии БГУ. Минск, 2–3 апреля 2010 г. / Под ред. Э. А. Высоцкого. Минск: БГУ, 2010а. С. 27–29.
- Махнач В.В. Степень изученности юрских моллюсков келловей-оксфорда Беларуси // Сб. мат-лов Междунар. форума студенческой и учащейся молодежи «Первый шаг в науку — 2010». Минск: Четыре четверти, 2010б. С. 376–378.
- Махнач В.В. Аммоноидеи келловей-оксфордского времени Беларуси // Природные ресурсы. Межвед. бюлл. 2013. № 1. С. 57–65.
- Махнач В.В. Палеогеографические условия келловей-оксфорда восточной части Беларуси по геохимическим данным // Земля Беларуси. 2014. № 1. С. 36–41.
- Махнач А.С., Горецкий Р.Г., Матвеев А.В., Аношко Я.И. Основы геологии Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН РБ, 2001. 815 с.
- Митянина И.В. О фораминиферах юрских отложений юго-востока Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. 1. Минск: АН БССР, 1955. С. 108–173.
- Митянина И.В. О фораминиферах юрских отложений юго-запада Белоруссии // Стратиграфия и палеонтология БССР. Сб. 2. Минск: АН БССР, 1957. С. 210–239.
- Митянина И.В. Фораминиферы верхнего оксфорда Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. 4. Минск: Изд-во АН БССР, 1963. С. 122–189.
- Митянина И.В. Аммонитовые зоны юры Белоруссии // Сов. геология. 1982. № 2. С. 69–78.
- Моисеева Т.И., Митянина И.В., Просвирякова З.П. и др. Унифицированная стратиграфическая схема Белоруссии. Минск: АН БССР ИГиГ, 1983. 30 с.
- Нестерович В.Н. Ассоциации фораминифер и стратиграфия верхнеюрских отложений востока Белоруссии // Вопросы региональной геологии Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1976. С. 40–51.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. В 2 т. Т. 1. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Палеонтология и стратиграфия БССР / Под ред. А.В. Фурсенко. Сб. 1. Минск: Изд-во АН БССР, 1955. 178 с.
- Ротките Л.М. Аммониты и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1987. 119 с.
- Сазонов Н.Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы / Под ред. Н.П. Луппова. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 208 с.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1969. 280 с.
- Тесакова Е.М. Юрские остракоды Русской плиты как палеотемпературные и палеобатиметрические индикаторы // ПАЛЕОСТРАТ-2014. Годичное собрание (науч. конф.) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического об-ва при РАН. Москва, 27–29 января 2014 г. / Тез. докл. М.: Палеонтологический ин-т имени А.А. Борисяка РАН, 2014а. С. 72–73.
- Тесакова Е.М. Юрские остракоды Русской плиты: стратиграфическое значение, палеоэкология и палеогеография: Автореф. докт. дисс. М., 2014б. 48 с.

Поступила в редакцию
08.10.2014

УДК 556

И.А. Родькина¹, Е.Н. Самарин²

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ СОЗДАНИЯ СОРБЦИОННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ ПО ОТНОШЕНИЮ К СВИНЦУ НА ОСНОВЕ АМИНОПЛАСТ-ГРУНТОВЫХ КОМПОЗИТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Разработана методика создания сорбционного защитного барьера по отношению к свинцу на основе песчаных грунтов, модифицированных некатализированным аминопластовым олигомером. Экспериментально установлено оптимальное соотношение компонентов в грунтовой композиции. Показано, что сорбционная емкость модифицированного песчаного грунта существенно превышает сорбционную емкость монтмориллонита. Установлено, что композит указанного состава при свободной укладке без уплотнения способен сорбировать до 500 мг свинца на 1 см³.

Ключевые слова: грунтовой композит, свинец, сорбция, защитный барьер, монтмориллонит.

Method of creating geochemical sorption barrier for lead based on variable dispersion sand mixed with uncatalyzed aminoplast oligomer has been developed. It has been shown that the sorption capacity of the specified composite significantly exceed the sorption capacity of montmorillonite. Optimal ratio of components in the aminoplast-soil composite has been experimentally determined. It has been established that the specified composite layed without compression can absorb up to 500 mg of lead per 1 cm³.

Key words: urea resin, lead, sorption, geochemical barrier, montmorillonite.

Введение. Высокий темп развития промышленности и урбанизации приводят к глобальной трансформации окружающей среды, выражающейся в том числе в увеличении объема твердых отходов, жидких стоков, пылеватых и газовых выбросов. Как следствие на сегодняшний день чрезвычайно остро стоит проблема складирования большого количества токсичных и отравляющих веществ в виде различных полигонов захоронения отходов [Бартоломей и др., 2004; Информация..., 2006; Проблемы экологии..., 1992].

В России для устройства полигонов захоронения отходов обычно используют местные грунты с низким коэффициентом фильтрации. При отсутствии таких грунтов действующими нормативными документами (СП 2.1.7.1038-01; СНиП 2.01.28-85) предусматривается устройство специальных покрытий с проницаемостью $\sim 10^{-5}$ – 10^{-8} см/с. Тем не менее очевидно, что для повышения качества защитных барьеров необходимо применять комплексный подход, учитывающий не только предотвращение фильтрации, но и фиксирование токсикантов в дополнительном слое из грунтового композита с высокой сорбционной емкостью — двухслойном защитном экране (рис. 1).

Попытки трансформации грунтов для повышения их сорбционной способности предпринимаются постоянно. В связи с этим заслуживают внимания исследования по оптимизации состава бентонит-кварцевых смесей [Обливанцев, 2007], особенно композитные поглощающие экраны на основе щаве-

лево-алюмосиликатного геля [Бучатский и др., 1976; Защита подземных..., 1992; Сергеев, 2001]. В ряде работ рассмотрены характеристики сорбционных свойств по отношению к тяжелым металлам различных модифицированных и немодифицированных грунтов [Беспамятнов, Кротов, 1985; Бражник, 2007; Сергеев и др., 1999], природных [Гудушаури, Угрехелидзе, 2009] и искусственных модифицированных цеолитов [Мовчан и др., 2004], глинисто-известково-бентонитовой смеси [Shi Jing-hua et al., 2003], модифицированного монтмориллонита [Кормош, 2009], хитина [Гартман, Раевских, 2006], сапропелей, гуминовых кислот, бурых углей [Нгуен Винь Тиен, 2006]. Но многие вопросы остаются открытыми, в частности вторичная десорбция токсикантов из сорбирующего композитного материала или грунта.

В отдельное направление обособляются исследования по иммобилизации тяжелых металлов в местах захоронения — так называемое экобетонирование [Кнатко и др., 2001]. Однако вопрос устойчивости экобетонных в агрессивных средах и вторичной мобилизации токсикантов также требует дополнительного исследования.

Сравнительно недавно в США предложена стеновая конструкция для очистки грунтовых вод от хроматов, нитратов и хлорорганики на основе 0-валентных металлов [Evaluation..., 1998], которая также имеет ограниченную сорбционную емкость.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, науч. с.; e-mail: irina-rodkina2007@ya.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; e-mail: samarin@mail.ru

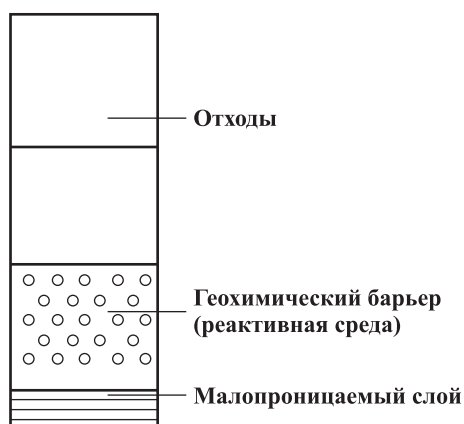
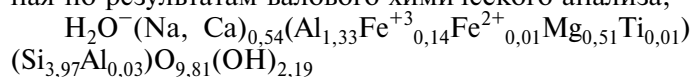


Рис. 1. Схема двухслойного защитного экрана

Известно, что отходы большинства производств имеют кислую или слабокислую среду, а именно в такой среде происходит низкотемпературная полимеризация аминопластов [Родькина, Самарин, 2009], соответственно перспективными в отношении предотвращения вторичной мобилизации токсикантов могут стать грунтовые композиты с добавлением некатализированной карбамидной смолы. Цель нашей работы состояла в разработке оптимальной рецептуры для создания двухслойного защитного экрана, нижний слой которого малофильтрующий (глинистый грунт), верхний сорбирующий (грунтовый композит с добавлением некатализированной карбамидной смолы) (рис. 1).

В качестве токсиканта выбран свинец, так как с точки зрения влияния на нормальную жизнедеятельность этот металл токсичен для живых организмов при любой концентрации.

Характеристика исследованных грунтов и материалов. Для создания малофильтрующего слоя в экспериментах использовали «киловую» глину (K_2S), отобранную из разреза долины р. Бодрак (Бахчисарайский район, Крым), которая содержит (%): монтмориллонит 95,8, андезин 0,7, кальцит 3,0 и кварц 0,4. Из природной глины методом отмучивания выделена фракция ≤ 5 мкм с содержанием монтмориллонита $\geq 98\%$ (образцы приготовлены Е.Н. Фомичевой). Структурная формула монтмориллонита, рассчитанная по результатам валового химического анализа,



позволяет отнести приготовленный образец к высокозарядным Al-монтмориллонитам по классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской. Монтмориллонит характеризуется избыточным отрицательным зарядом 0,54 эВ на $1/2$ элементарной ячейки, емкостью катионного обмена 1,26 мг-экв/г, рН точки нулевого солевого заряда 6,86 (данные Е.Н. Фомичевой), удельной поверхностью 724 м²/г, плотностью поверхностного заряда $3,3 \cdot 10^{13}$ заряд/см² (данные В.А. Папертева).

Для создания фильтрующего сорбционного слоя исследовали свойства грунтовых композитов, состоящих из песков с разной дисперсностью (1–2, 0,5–1 и

0,25–0,5 мм) и некатализированной карбамидной смолы.

В качестве основы для приготовления грунтовых композитов использован песок (a/Q_{III}) из разреза переуглубленной долины р. Котловка (юго-западная часть Москвы), глубина отбора 2–10 м (средневзвешенная проба). Песок характеризуется как неоднородный ($d_{60}/d_{10}=4$), чистый, плохосортированный (по классификации Е.М. Сергеева). Средний диаметр частиц (d_{50}) равен 1,00 мм. В минералогическом отношении песок мономинеральный, содержание кварца достигает 99,5% легкой фракции, а полевого шпата не более 0,5%. В составе тяжелой фракции (не превышает 0,2%) преобладает кианит (42,2%). Зерна в основной массе бесцветные, прозрачные, средней окатанности, с неровной поверхностью и с большим количеством мелких каверн, к которым приурочены отдельные примазки аутигенных образований. Плотность минеральных частиц 2,65 г/см³, гигроскопическая влажность не превышает 0,3%. Песок незасолен — сухой остаток водной вытяжки составляет 0,03%.

После удаления аутигенных пленок (трехкратной обработкой 5%-м раствором HCl) из песка ситовым методом выделены грубозернистая (1–2 мм), крупнозернистая (0,5–1 мм) и среднезернистая (0,25–0,5 мм) фракции.

Карбамидная смола марки М-3, использованная в экспериментах, имеет плотность 1,184 г/см³ при 20 °С, рН 7,9, условная вязкость 4,5 (при 20,0±0,5 °С по ВЗ-1 с диаметром сопла 5,4 мм), содержание свободного формальдегида 0,4%.

Методика эксперимента. Для оценки эффективности работы двухслойного защитного экрана, в первую очередь, изучены сорбционная емкость и особенности взаимодействия со свинцом каждого компонента, входящего в систему (песок, монтмориллонит, карбамидная смола) [Родькина, 2004; Родькина, Самарин, 2009; Родькина и др., 2009]; во-вторых, исследована эффективность работы предлагаемого грунтового композита (сорбционного барьера).

Приготовление грунтовых композитов выполнено так, чтобы пространство между песчаными зернами было максимально заполнено карбамидной смолой без принудительного уплотнения образцов, поэтому использованы следующие объемные пропорции песка и аминопласта: 1:1 — в соответствии с коэффициентом заполнения пор примитивной кубической ячейки 0,52; 1,5:1 — в соответствии с моделью случайной плотной упаковки сферических частиц, коэффициент заполнения 0,61; 2:1 — в соответствии с коэффициентом заполнения объемно центрированной кубической ячейки (0,68); 3:1 — в соответствии с коэффициентом заполнения гранецентрированной кубической ячейки для среднезернистого песка (0,74).

Полученные грунтовые композиты без предварительного уплотнения помещали в фильтрационную установку (рис. 2), высота образца составляла 16 см

при диаметре 8 см. Физические характеристики композитов приведены в табл. 1.

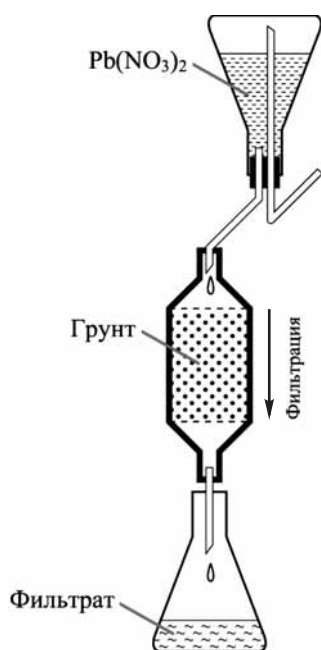


Рис. 2. Фильтрационная установка

Таблица 1

Физические характеристики грунтовых композитов, использованных в экспериментах

Состав композита: смола/песок	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Влажность, %
1/1	1,92	33	10
1/1,5	2,06	28	8
1/2	2,16	23	6
1/3	2,28	28	5

Через образцы фильтровался раствор нитрата свинца с концентрацией 0,0992 н. с pH 2,0, что соответствует 333 ПДК для почвы (30,0 мг/кг [Беспамятнов, Кротов, 1985]), поскольку именно такой концентрации (10 г/л) достигает свинец в локальных участках полигонов захоронения отходов [Михайлов, 2003].

Эксперименты проводились при трех значениях скорости фильтрации: 10^{-6} , 10^{-5} и 10^{-4} см/с, задаваемых посредством фильтров «синяя лента», обработанных 1 н. раствором NH_4Cl (для предотвращения выделения формальдегида), размещенных в нижней части обоймы, и градиенте напора $I=10$.

После окончания эксперимента грунтовые композиты были подвержены постадийной экстракции по методикам Тессье [Tessier et al., 1979], Евросоюза «Стандарты, меры и испытания» (BCR) [Bruder-Hubscher et al., 2002] и ГОСТ Р 50686-94.

Для оценки сорбционной емкости двухслойного защитного экрана проведен ряд экспериментов с использованием монтмориллонита в качестве малопроницаемого слоя толщиной 3 см. Скорость фильтрации в этих экспериментах составила приблизительно $8 \cdot 10^{-4}$ см/с.

Для однократного анализа фильтрата отбиралась аликвота, равная объему смолы в данном образце (далее поровый объем), в которой определяли pH, содержание свинца и формальдегида. Концентрацию Pb^{2+} в растворе определяли атомно-адсорбционным методом (согласно ПНД Ф 14.1:2.21-95, НПО «КОР-ТЭК», г. Москва) и методом инверсионной вольтамперометрии (согласно ПНД Ф 14.1:2.149-99, НПО «Вольта», г. Санкт-Петербург), а в образцах — рентгенофлуоресцентным методом (согласно М049-П/04, НПО «Спектрон», г. Санкт-Петербург). Содержание формальдегида в фильтрате определялось уротропиновым методом [Воробьева, 1998]. Количество свинца, оставшегося на фильтрах, определяли по методике Н.К. Крупского и Л.М. Александровой (ГОСТ Р 50686-94). Количество сорбированного свинца, рассчитанное по разности концентраций в исходном и равновесном растворах и определенное по анализу твердой фазы, различалось не более чем на 3%.

Сорбция свинца грунтовыми композитами и компонентами многослойного защитного экрана. Ранее нами было экспериментально показано, что кварцевый песок, очищенный от природных аутигенных пленок, не сорбирует свинец в значимом количестве [Родькина и др., 2009].

Сорбция свинца монтмориллонитом. С увеличением pH контактирующего раствора от 3,0 до 5,0 наблюдается значительное увеличение количества сорбированного свинца: 19 мг/г при pH 3,0; 190 мг/г при pH 4,0 и 250 мг/г при pH 5,0 [Родькина, 2004]. При pH 3,0 и 4,0 сорбция свинца удовлетворительно описывается изотермой Ленгмюра, что свидетельствует, с одной стороны, о равномерном заполнении адсорбционных позиций на поверхности монтмориллонита, а с другой — об уменьшении коэффициента распределения (отношение количества сорбированного вещества к его содержанию во внешнем электролите) по мере заполнения поверхности [Sposito, 1984]. При pH 5,0 изотерма имеет слабовыраженную S-образную форму, которая характерна для полислойной адсорбции, в процессе которой на поверхности адсорбента образуются полядерные ассоциаты адсорбтива [там же]. Доля неспецифической (обменной) сорбции свинца практически не зависит от концентрации металла во внешнем электролите (от $5,0 \cdot 10^{-5}$ до $2,4 \cdot 10^{-1}$ мг-экв/мл), уменьшаясь с 29 до 20% от общего количества сорбируемого свинца при увеличении pH фильтрующего раствора с 3,0 до 5,0, однако увеличивается в количественном отношении (с 5,5 мг/г при pH 3,0 до 44,5 мг/г при pH 5,0).

При десорбции свинца по схеме А. Тессье вне зависимости от pH, при котором проводилась сорбция, суммарное количество экстрагированного свинца составляет не менее 90% [Родькина, 2004].

Сорбция свинца карбамидной смолой. При взаимодействии с раствором $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ процесс поликонденсации карбамидной смолы сопровождается удалением свинца из контактирующего раствора. При прямом

потенциометрическом титровании (титрование раствора $Pb(NO_3)_2$ смолой) поликонденсация олигомера наблюдается в диапазоне pH от 2 до 5, причем уже при pH 2,2 карбамидная смола поглощает из раствора весь свинец в количестве 52,66 мг/г смолы. При обратном титровании поликонденсация смолы наблюдается в диапазоне pH от 8 до 5, а количество сорбированного свинца составляет 61,3 мг/г. При этом достигается полная иммобилизация металла и свинец не экстрагируется даже при самой жесткой обработке — реактивом Тамма с pH 3,3 и смесью кислот HF и $HClO_4$ [Tessier et al., 1979], перекисью водорода с ацетатом аммония и азотной кислотой [Bruder-Hubscher et al., 2002], ацетатно-аммонийным буфером с pH 4,8 (ГОСТ Р 50686-94), — что обусловлено образованием устойчивой связи между ионами свинца и амидными радикалами либо напрямую, либо через группу CH_2 (рис. 3). Это предположение подтверждается тем, что на ИК-спектрах полимера, отвержденного в присутствии катионов свинца, отсутствует рефлекс 906 см^{-1} , отвечающий колебаниям группы CONH и характерный для чистого полимера [Родькина, Самарин, 2009].

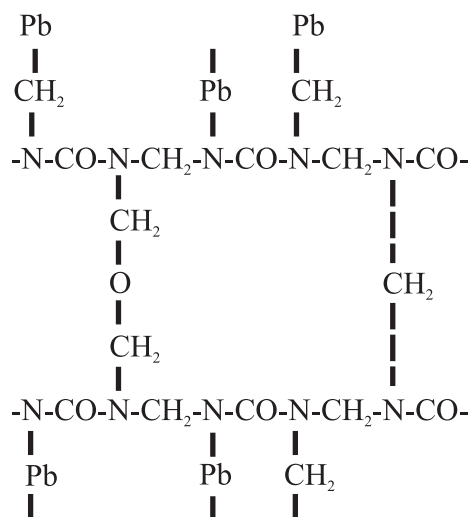


Рис. 3. Схема пространственно-структурированного полимера при полимеризации со свинцом

Сорбция свинца песчано-аминопластовыми композициями. Сорбционная емкость всех исследованных грунтовых композитов находится в диапазоне от 50 до 495 мг/см³ образца и зависит от скорости фильтрации, размера зерен песка, соотношения смолы:песок и от качества укладки модифицированных грунтов.

Для грунтовых композитов, приготовленных на основе грубозернистого песка (рис. 4), наблюдается закономерное увеличение количества сорбированного свинца при повышении содержания смолы в композите и увеличении времени взаимодействия композита с фильтратом, контролируемого коэффициентом фильтрации, — от 50 (при соотношении компонентов 1:2 и $K_f \approx 1 \cdot 10^{-4}$ см/с) до 166 мг/см³ образца (при соотношении компонентов 1:1 и $K_f \approx 1 \cdot 10^{-6}$ см/с).

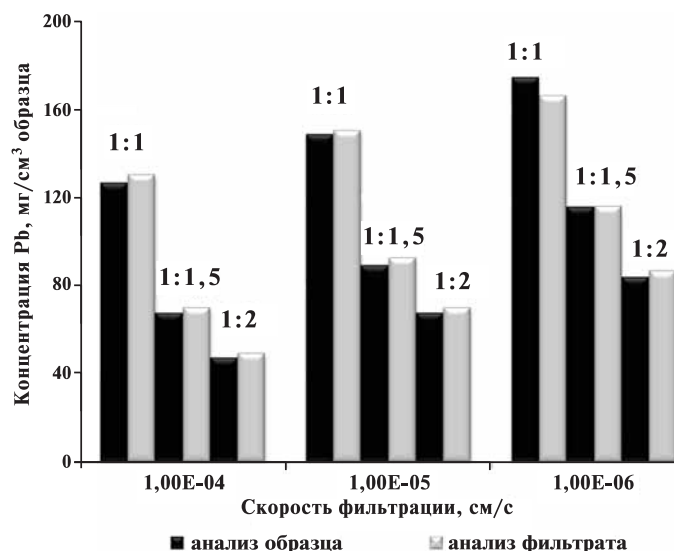


Рис. 4. Количество свинца, сорбированного грунтовыми композициями на основе грубозернистого песка, при разной скорости фильтрации; цифры над диаграммами — соотношение смолы:песок

Для грунтовых композитов, приготовленных на основе среднезернистого песка (рис. 5), у всех исследованных составов также наблюдается возрастание количества сорбированного свинца при увеличении времени взаимодействия композита с фильтратом от 351 (при $K_f \approx 1 \cdot 10^{-4}$ см/с) до 496 мг/см³ образца (при $K_f \approx 1 \cdot 10^{-6}$ см/с), что в 2,5–3,5 раза превышает сорбцию свинца композициями другого состава, однако максимум сорбционной емкости приходится на композиты с соотношением смолы:песок 1:1,5.

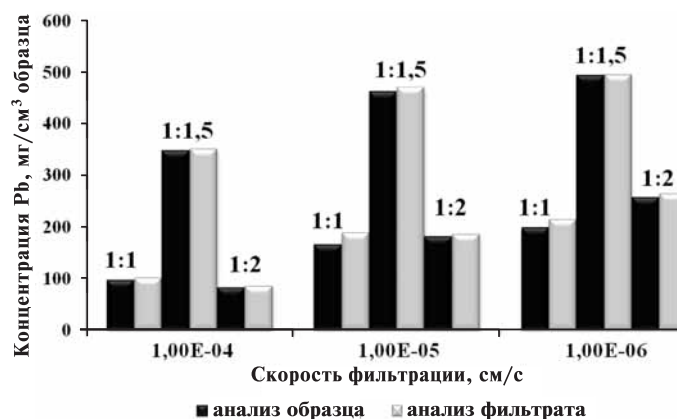


Рис. 5. Количество свинца, сорбированного грунтовыми композициями на основе среднезернистого песка, при разной скорости фильтрации; цифры над диаграммами — соотношение смолы:песок

Аналогичная картина наблюдается и для композитов, приготовленных на основе крупного песка (рис. 6), — максимум сорбции свинца приходится на соотношения смолы:песок 1:1,5 и 1:2 — от 253 до 314 мг/см³ образца, — со слабой тенденцией к увеличению (~ на 10%) у более проницаемых образцов (с $K_f \approx 1 \cdot 10^{-4}$ см/с). Последнее обстоятельство объясняется формированием крупных (до 1 см) изолированных агрегатов смолы, покрытых пленкой полимера,

поэтому дальнейшее твердение смолы в центральной части агрегата происходит за счет диффузии водородных ионов через поверхностную пленку без участия ионов свинца.

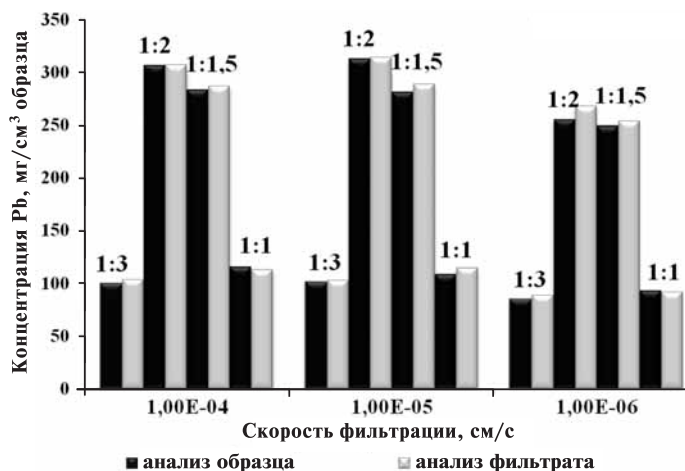


Рис. 6. Количество свинца, сорбированного грунтовыми композитами на основе крупнозернистого песка, при разной скорости фильтрации; цифры над диаграммами — соотношение смола:песок

Таким образом, наилучший материал для создания сорбционного барьера по отношению к свинцу — грунтовый композит на основе среднезернистого песка с соотношением смола:песок 1:1,5. Именно такое соотношение компонентов способствует равномерной полимеризации смолы по всему объему песчаного композита, в результате чего образуются достаточно крупные стекловатые агрегаты песка (диаметром до 2 см), сцементированного полимеризованным аминопластом, что и подтверждается бинокулярными исследованиями, причем чем ниже скорость фильтрации, тем больше агрегаты, что обусловлено увеличением времени взаимодействия. Изменение содержания смолы в любую сторону ведет к снижению сорбционной емкости композитов.

Постадийная экстракция свинца, которой были подвергнуты образцы композитов после фильтрации растворов азотнокислого свинца, как и в экспериментах на чистой смоле, показала полную иммобилизацию металла. Следует отметить также, что обработка фильтров 1 н. раствором хлорида аммония — эффективный способ удаления формальдегида из фильтрата.

В целом результаты анализа всех грунтовых композитов свидетельствуют о том, что при уменьшении размера песчаных частиц в композитах количество смолы может быть уменьшено, при этом сорбционная емкость модифицированных грунтов имеет тенденцию к увеличению. Это можно объяснить тем, что коэффициент смачивания у среднезернистых песков больше, чем у крупно- и грубозернистых, соответственно и фильтрация раствора свинца происходит более равномерно по объему грунта.

Сорбция свинца двухслойным барьером. За счет дополнительной сорбции металла на монтмориллоните

(высота слоя минерала в фильтрационной установке ~3 см, диаметр 8 см, высота композита 13 см при диаметре 8 см) количество сорбированного образцами свинца увеличилось на 30–40 мг/см³ по сравнению с индивидуальными образцами композитов (не более 10%), что обусловлено буферностью монтмориллонита при взаимодействии с кислым раствором и его сорбционной емкостью (табл. 2). Соответственно и вторичное загрязнение окружающей среды при длительной фильтрации (за счет десорбции свинца из монтмориллонита) невелико.

Таблица 2

Сорбционная емкость многослойного образца

Условия проведения эксперимента	Соотношение смола:песок	
	1:2	1:1
	размер частиц песка, мм	
	0,25–0,5	1–2
	концентрация Pb, мг/см ³	
Песчано-аминопластовый композит, $K_{\phi} = 10^{-5}$ см/с		
Анализ фильтрата	186,24	150,07
Анализ твердой фазы	181,60	148,42
Двухслойный образец: композит + монтмориллонит, $K_{\phi} = 8 \cdot 10^{-4}$ см/с		
Анализ фильтрата	240,65	192,80
Анализ твердой фазы	228,08	188,13
Концентрация Pb в монтмо- риллоните, мг/см ³	41,94	35,57

Таким образом, для природоохранных мероприятий можно рекомендовать к использованию карбамидную смолу следующим образом: 1) для создания реакционных (иммобилизирующих, сорбирующих) грунтовых композитов в системах многослойной защиты; 2) для создания малофильтрующих экранов с высокой сорбционной емкостью на основе глинистых грунтов, смешанных с карбамидной смолой; 3) для аварийной локализации загрязненных проницаемых грунтов путем инъекции слабокатализированной карбамидной смолы, например, раствором хлорида аммония в концентрации, способной при неполном отверждении смолы увеличить ее вязкость до сохранения условия невымекания.

Выводы. 1. На основе результатов экспериментов предложена принципиально новая двухслойная структура защитного экрана, состоящего из малопроницаемого слоя небольшой мощности (регулирующего скорость фильтрации) и относительно проницаемого поглощающего слоя (сорбционного барьера). В качестве последнего рекомендуется использовать грунтовый композит карбамидно-песчаного состава.

2. Определен оптимальный состав (соотношение смола:песок 1:1,5 при скорости фильтрации 10^{-6} см/с и использовании среднезернистого песка) грунтового композита, который способен существенно повы-

ситель эффективность защитного экрана в комплексе традиционно используемых методов.

3. Карбамидная смола — эффективный модификант при создании искусственных сорбционных

барьеров на основе фильтрующих грунтовых композитов вследствие высокой сорбционной емкости и полного иммобилизирующего эффекта по отношению к свинцу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бартоломей А.А., Брандл Х., Пономарев А.Б. Основы проектирования и строительства хранилищ отходов: Учеб. пособие. М.: Изд-во АСВ, 2004. 144 с.

Бражчик И.А. Влияние модифицирующих добавок на увеличение сорбционной емкости глинистых грунтов: Автореф. канд. дисс. М., 2007.

Беспамятнов Г.П., Кротов Ю.А. Предельно допустимые концентрации химических веществ в окружающей среде: Справочник. Л.: Химия, 1985. 358 с.

Бучатский Г.В., Зернов Г.В., Евдокимова Л.А. и др. Создание противодиффузионных химических завес с опытным применением нового химического тампонажного раствора // Гидротехническое строительство. 1976. № 4. С. 4–7.

Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.

Гартман О.Р., Раевских В.М. Изучение сорбции тяжелых металлов хитозаном из воды // Естествознание и гуманизм / Под ред. Н.Н. Ильинских. Т. 3, вып. 3. Барнаул, 2006. С. 25–32.

Гудушаури Ц.Н., Угрехелидзе И.Р. Изучение кинетики сорбции свинца на филлипсите месторождения Грузии // Хим. журн. Грузии. 2009. Т. 9, № 1. С. 53–55.

Защита подземных вод от загрязнения в районах проектируемых и действующих хвостохранилищ / Под ред. В.И. Сергеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 168 с.

Информация об экологической обстановке в Прикамском регионе. М.: Мин-во экологии и природных ресурсов РФ, 2006. 52 с.

Кнатко В.М., Кнатко М.В., Шербакова Е.В. ИММ-технология против отходов (Искусственное воспроизводство природных процессов минералообразования — перспективное направление обезвреживания и утилизации промышленных отходов) // Энергия: экономика, техника, экология. 2001. № 12. С. 29–35.

Кормош Е.В. Модифицирование монтмориллонитсодержащих глин для комплексной сорбционной очистки сточных вод: Автореф. канд. дисс. Белгород, 2009.

Михайлов С.В. Конспективный обзор производства и потребления свинца в мире // ЭКИП. 2003. № 5. С. 10–16.

Мовчан Н.И., Наймушина А.В., Петрова Е.В., Умарова Н.Н. Сорбция ионов металлов из водных растворов с помощью модифицированных цеолитов // Тез. докл. VII конф. «Аналитика Сибири и Дальнего Востока-2004». Новосибирск: Изд. Ин-та катализа СО РАН, 2004. С. 157.

Нгуен Винь Тиен. Сорбируемость свинца на сапропеле, буром угле и выделенных из них гуминовых кислотах //

Тез. III Междунар. студ. конф. «Образование, наука, производство». Белгород: Изд. БГТУ имени В.Г. Шухова, 2006. С. 32–38.

Обливанцев Д.Ю. Оптимизация состава бентонит-кварцевых смесей, используемых в качестве защитных барьеров приповерхностных хранилищ низко- и среднерadioактивных отходов: Автореф. канд. дисс. М., 2007.

Проблемы экологии Москвы / Под ред. Е.И. Пупырева. М.: Гидрометеиздат, 1992. 198 с.

Родькина И.А. Исследование сорбции свинца на монтмориллоните при различных pH // Мат-лы 5-й межвуз. науч. конф. «Школа экологической геологии и рационального недропользования». СПб., 2004. С. 120–122.

Родькина И.А., Самарин Е.Н. К вопросу возможности использования карбамидных смол для создания искусственных грунтов с высокой сорбционной емкостью // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 38–45.

Родькина И.А., Самарин Е.Н., Ларионова Н.А. Влияние состава аутигенных пленок на сорбцию свинца в песках // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Гео-криология. 2009. № 3. С. 248–257.

Сергеев В.И. Разработка физико-химических основ создания противодиффузионных поглощающих геохимических барьеров большой площади при утилизации и захоронении твердых и жидких радиоактивных отходов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 154 с.

Сергеев В.И., Лапицкий С.А., Петрова Е.В., Шимко Т.Г. Защита водных ресурсов от техногенного воздействия // Тр. 1-го науч. симп. «Водные ресурсы: мониторинг и охрана». М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. С. 85–92.

Bruder-Hubscher V., Lagarde F., Leroy M.J.F. et al. Application of sequential extraction procedure to study the release of elements from municipal solid waste bottom ash // Analytica Chim. Acta. 2002. Vol. 451. P. 285–295.

Evaluation of demonstrated and emerging technologies for the treatment of contaminated land and groundwater — Phase III. Vienna: Univ. of Vienna, 1998. 108 p.

Sposito G. The surface chemistry of soils. Oxford University, 1984. 268 p.

Shi Jing-hua, Zhao Yong-sheng, Hong Mei. Jilin daxue xuebao. Diqu kexue ban // China Changchun College of Environment and Res. Jilin Univ., 2003. Vol. 33, N 3. P. 355–359.

Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Anal. Chem. 1979. Vol. 51. P. 844–851.

Поступила в редакцию
10.11.2014

УДК 551.763.(286.45)

А.В. Каюкова¹, А.А. Суслова²

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Нижнемеловые отложения — наименее изученный интервал разреза, вскрытого скважинами в акватории Баренцева моря. На основе принципов сейсмостратиграфии и секвентной стратиграфии исследовано геологическое строение нижнемеловых отложений. Выделенные комплексы и секвенции необходимо рассматривать как основные осадочные комплексы, сформированные в различные этапы геологического развития региона и как следствие обладающие разными перспективами для поисков месторождений нефти и газа.

Ключевые слова: Южно-Баренцевская впадина, меловые сейсмостратиграфические комплексы, клиноформа, секвенция, несогласие, поверхность затопления, обстановка осадонакопления.

The Lower Cretaceous strata are the least studied succession which was penetrated by wells in the Barents Sea. Investigation of the geological structure of the Lower Cretaceous is based on the principles of seismic and sequence stratigraphy. The recognized complexes and sequences are considered as the main sedimentary complexes, formed during different stages of geological evolution of region, and have different hydrocarbon perspectives.

Key words: South-Barents trough, Cretaceous seismostratigraphic complexes, clinoform, sequence, unconformity, flooding surface, depositional environment.

Введение. Актуальность исследований строения мелового терригенного комплекса Баренцево-Карского региона обусловлена наличием уникальных газоконденсатных месторождений в апт-сеноманских отложениях акватории Карского моря, многочисленных нефтепроявлений в валанжин-барремских отложениях норвежского сектора Баренцева моря [Seldal, 2005] и единичных газопроявлений в аптских отложениях в восточной части Баренцева моря [Борисов и др., 1995].

Изучение геологического строения терригенных нижнемеловых отложений Баренцевоморского шельфа основано на принципах сейсмостратиграфического и циклостратиграфического анализа. Фактическим материалом для исследований являлись каротажные данные по 11 скважинам, пробуренным на шельфе Баренцева моря в 1980–1990-е гг., и сеть 2D-сейсмических профилей, выполненных МАГЭ в 2007–2009 гг. В тектоническом отношении район исследований приурочен к Восточно-Баренцевскому мегапрогибу и, главным образом к Южно-Баренцевской впадине [Ступакова и др., 2013].

Меловая система представлена терригенными отложениями, которые выходят на поверхность современного дна Баренцева и Печорского морей. Базальты мелового возраста обнажены на арх. Земля Франца-Иосифа. Мощность меловых отложений достигает 2300 м в центральной части Южно-Баренцевской впадины, сокращаясь на седловинах до 1300 м.

Методика исследований. Основные факторы, определяющие процессы терригенного осадконакопления в водном бассейне, — колебания уровня моря, тектонический режим бассейна осадконакопления и объем сносимого осадочного материала [Catuneanu, 2002]. Эвстатические колебания уровня моря и тектоническая активность определяют глобальную цикличность осадконакопления и прирост аккомодационного пространства, а сносом обломочного материала с суши — характер заполнения аккомодационного пространства [Posamentier, Allen, 1999]. Палеорельеф бассейна определяет обстановки осадконакопления и распределение фаций, а также контролирует пути транспортировки осадочного материала.

Анализируя кривую изменения уровня моря (рис. 1), в раннемеловой эпохе можно выделить основные этапы осадконакопления. В периоды резкого понижения уровня моря и максимальной регрессии формируются несогласия и коррелятивные им согласные поверхности; поверхности максимального затопления приурочены к периодам трансгрессий. Границы секвенций выражены в виде трансгрессивных поверхностей, или поверхностей затопления, несогласно перекрывающих частично размытые нижележащие отложения, которые сформировались в предшествующий цикл. В период самой обширной трансгрессии происходит формирование поверхностей максимального затопления, которые представлены, как правило, конденсированными гли-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирантка; *e-mail:* alenkij_89@inbox.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* suslovaanna@yandex.ru

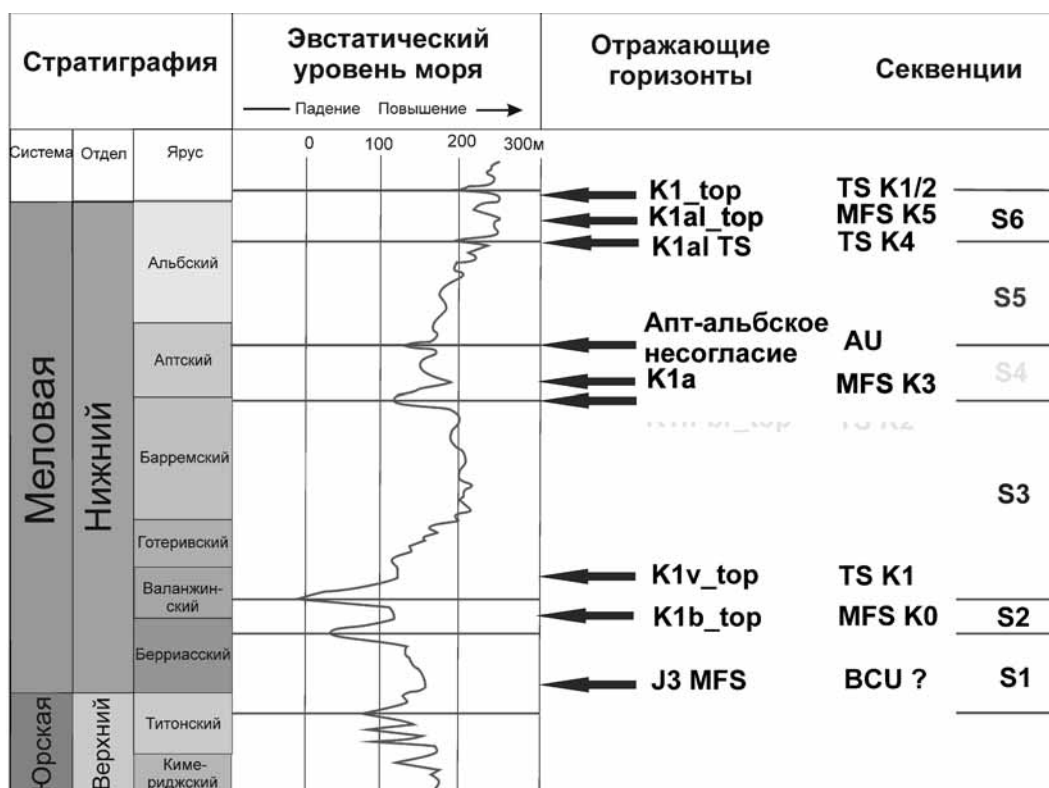


Рис. 1. Основные этапы формирования нижнемеловых отложений в Баренцевом море, по [Naq et al., 1988], с изменениями

нистыми отложениями, имеющими самое обширное распространение в рамках цикла.

Используя каротажные данные, главным образом, диаграммы гамма-каротажа, основные трансгрессивные поверхности и поверхности максимального затопления можно определить в разрезе скважин и привязать их к сейсмическому разрезу (рис. 2). Поверхностям максимального затопления представлены конденсированными глинистыми отложениями, поэтому к ним приурочены максимальные показания, полученные в результате гамма-каротажа. Поверхности затопления, или границы секвенций, на каротажных кривых выглядят, как границы резкой смены мелководных литотипов более глубоководными.

Поверхности максимального затопления можно проследить на сейсмических профилях в виде протяженных отражений, хорошо прослеживаемых по площади. Трансгрессивные поверхности маркируют на сейсмическом профиле поверхности несогласия, образующиеся на границе секвенций или циклов.

Результаты исследования и их обсуждение. Нижняя граница меловых отложений на сейсмо-геологическом профиле определяется нижнемеловым несогласием, которое выражено в центральной части впадины в виде подошвенного прилегания нижнемеловых клиноформ к кровле верхнеюрских конденсированных глинистых отложений. Верхняя граница выражена в виде современного морского дна Баренцева моря, сформированного ледниковыми эрозионными процессами в четвертичное время.

В меловых отложениях можно выделить два крупных сеймостратиграфических комплекса (ССК) — клиноформенный неокомский и субпараллельный нижне-верхнемеловой. В рамках ССК выделяются секвенции — согласные последовательности генетически взаимосвязанных слоев, ограниченных в кровле и подошве несогласными или коррелятивными им согласными поверхностями [Vail et al., 1977].

В разрезе нижнемеловых отложений выделяется 6 секвенций — верхнеюрско-берриасская (S1), валанжинская (S2), готерив-барремская (S3), аптская (S4), нижнеальбская (S5) и верхнеальбская (S6).

Секвенция S1 ограничена в нижней части поверхностью несогласия в подошве меловых отложений — BCU (Base Cretaceous Unconformity) — и представляет собой протяженное пологое клиноформенное тело. Поверхность BCU — кровля верхнеюрских черных глин, которые сформировались в период максимальной трансгрессии моря и завершили юрский трансгрессивный этап осадконакопления [Суслова, 2014]. Несогласие выражено в виде подошвенного прилегания в дистальной части клиноформы, в то время как в проксимальной части граница носит согласный характер. В верхней части секвенция ограничена поверхностью затопления предположительно поздне-берриасского возраста. По направлению к архипелагу Новая Земля наблюдается срезание верхней границы секвенции и сокращение ее мощности. Секвенция S1 имеет распространение преимущественно в восточной и северо-восточной части Южно-Баренцевской

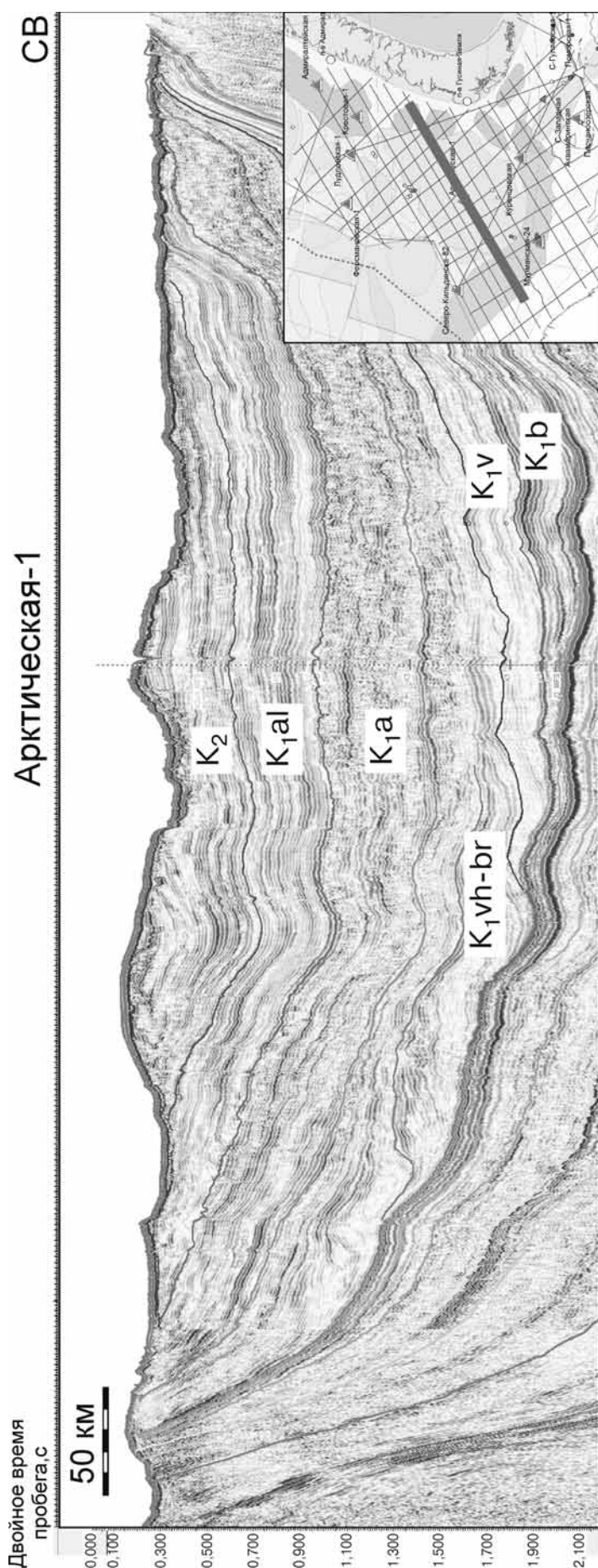


Рис. 2. Поверхности затопления, выделенные в разрезе скважины в центральной части Южно-Баренцевской впадины

впадины. Максимальная мощность секвенции достигает 400 м, что соответствует временной мощности ~270 мс. Высота клиноформы составляет порядка 250–260 м, что позволяет приблизительно оценить глубину моря, при которой клиноформа образовалась. Волновая картина характеризуется протяженными отражениями, амплитуда которых возрастает по направлению к центральной части впадины, что может указывать на смену отложений преимущественно глинистого состава в проксимальной части песчано-глинистыми отложениями в дистальной части клиноформы.

Секвенция S2 ограничена в кровельной части поздневаланжинской поверхностью затопления, которая так же срезается в бортовой части впадины на склоне Новой Земли. Нижняя граница выражена подошвенным прилеганием в центральной части впадины, на борту же граница имеет согласный характер. Распространение второй секвенции ограничено той же областью, что и распространение верхнеюрско-бериасской секвенции. Мощность секвенции не превышает 300 м (220 мс), достигая максимальных значений в центральной части впадины. Внутренние отражения, как правило, протяженные и низкоамплитудные, что может указывать на преимущественно глинистый состав отложений.

Пологие углы и размеры клиноформ S1 и S2 указывают на то, что они сформировались в условиях открытого шельфа при глубине моря ~250 м [Helland-Hansen, Hampson, 2009]. Отсутствие выраженной в рельефе бровки шельфовой клиноформы свидетельствует в пользу того, что в бериассе–валанжине влияние морских процессов преобладало над процессами сноса осадочного материала с палеосуши [Shlager, Adams, 2001]. Пути сноса осадочного материала контролировались верхнеюрским палеорельефом. Клиноформы проградировали, преимущественно, с северо-востока и востока.

Готерив-барремская секвенция S3 представляет собой клиноформенный комплекс, ограниченный в кровельной части поверхностью несогласия, которое сформировалось на рубеже неокомского и аптского времени. Нижняя граница выражена в виде подошвенного прилегания к поверхности VCU и валанжинской поверхности затопления. Мощность секвенции увеличивается в центральной части Южно-Баренцевской впадины, достигая 600 м (400 мс), и закономерно уменьшается на ее бортах. Внутреннее строение секвенции обусловлено сигмовидными клиноформами высотой 100–120 м (70–80 мс), крутизна которых увеличивается в юго-западном направлении

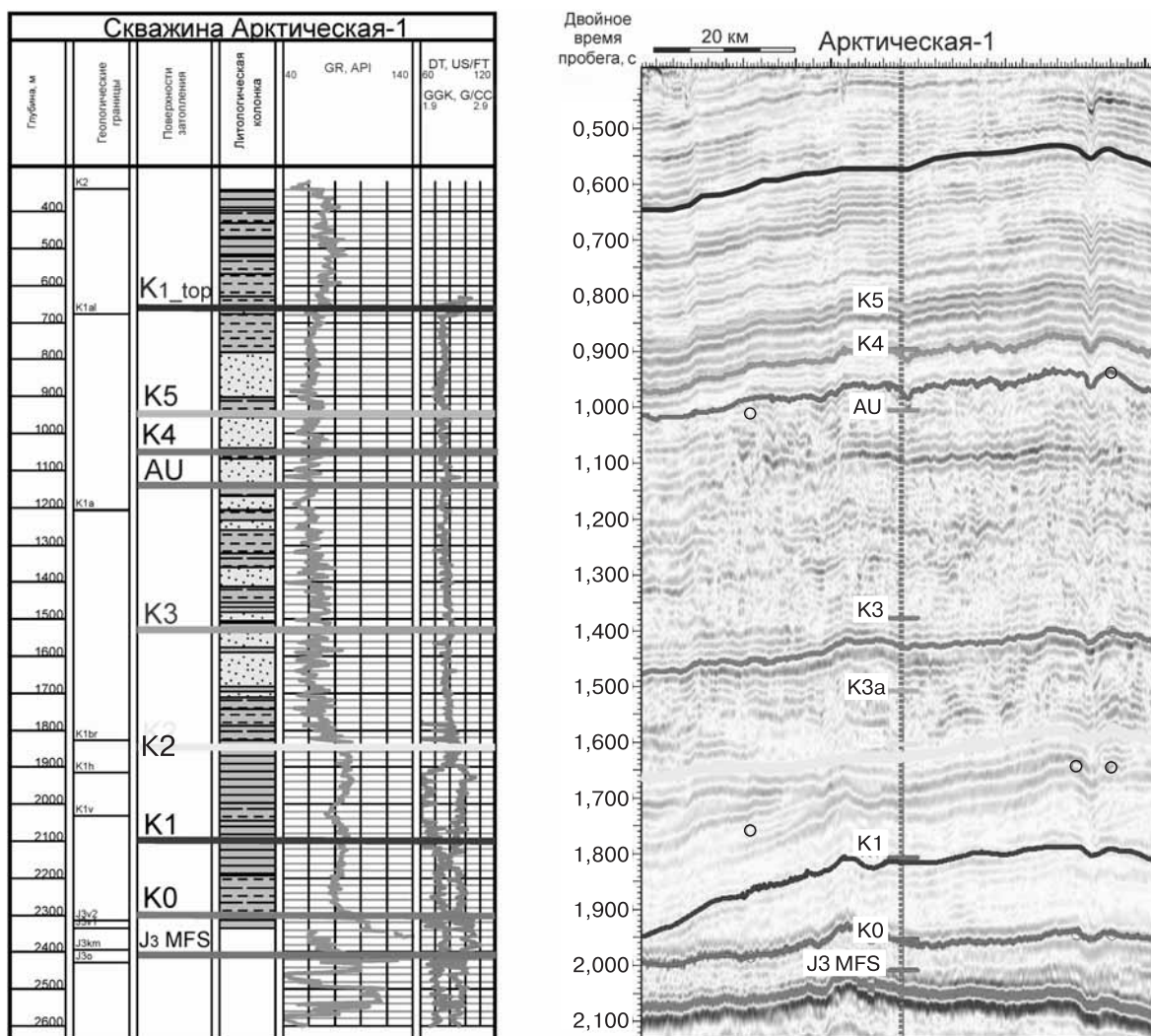


Рис. 3. Сейсмостратиграфические комплексы меловых отложений Южно-Баренцевской впадины

(рис. 3). Наиболее высокоамплитудные отражения приурочены к бровкам клиноформ, что может быть связано с переслаиванием прибрежно-морских песчаных отложений и мелководно-морских глинистых отложений.

На профилях юго-восточного простирания важно отметить наличие клиноформ, которые формировались благодаря сносу материала со свода Федынского, и куполовидных отражений, прилегающие к поверхности ВСУ (рис. 4). Последнее указывает на то, что клиноформы готерив-барремского возраста проградировали в юго-западном направлении в виде лопастей, которые могли смещаться в плане относительно друг друга в зависимости от режима сноса осадочного материала.

Ограниченное распространение в рамках третьей секвенции имеют так же небольшие сигмовидные клиноформы, проградировавшие в направлении с Кольской моноклинали. Высота этих клиноформ не превышает 70 м (50 мс) распространение их ограничено локальными впадинами на моноклинали (рис. 5).

В готеривское и барремское время клиноформы, несмотря на эвстатическое повышение уровня

моря, формировались в условиях регрессии и заполнения аккомодационного пространства в Южно-Баренцевской впадине. Морфология клиноформ, проградировавших в юго-западном направлении, указывает на то, что в это время на севере и северо-востоке региона появился активный источник сноса — Северо-Карский массив или Хребет Ломоносова. Относительное понижение уровня моря в районе исследований вызвано тектонической активизацией в конце неокомского — начале аптского времени и инверсионных процессов [Ступакова и др., 2013], отголоском которых являлись извержения базальтов на арх. Земли Франца-Иосифа.

Секвенция S4 в нижней части ограничена поверхностью затопления, сформировавшейся в начале аптского времени, в кровле — поверхностью апт-альбского несогласия. Несогласное залегание подчеркнуто врезами, отмеченными в юго-западной части впадины. В пределах секвенции выделяется нижнеаптская поверхность максимального затопления. Аптская секвенция распространена в пределах всей Южно-Баренцевской впадины вплоть до Луинской седловины. Мощность секвенции изменяется

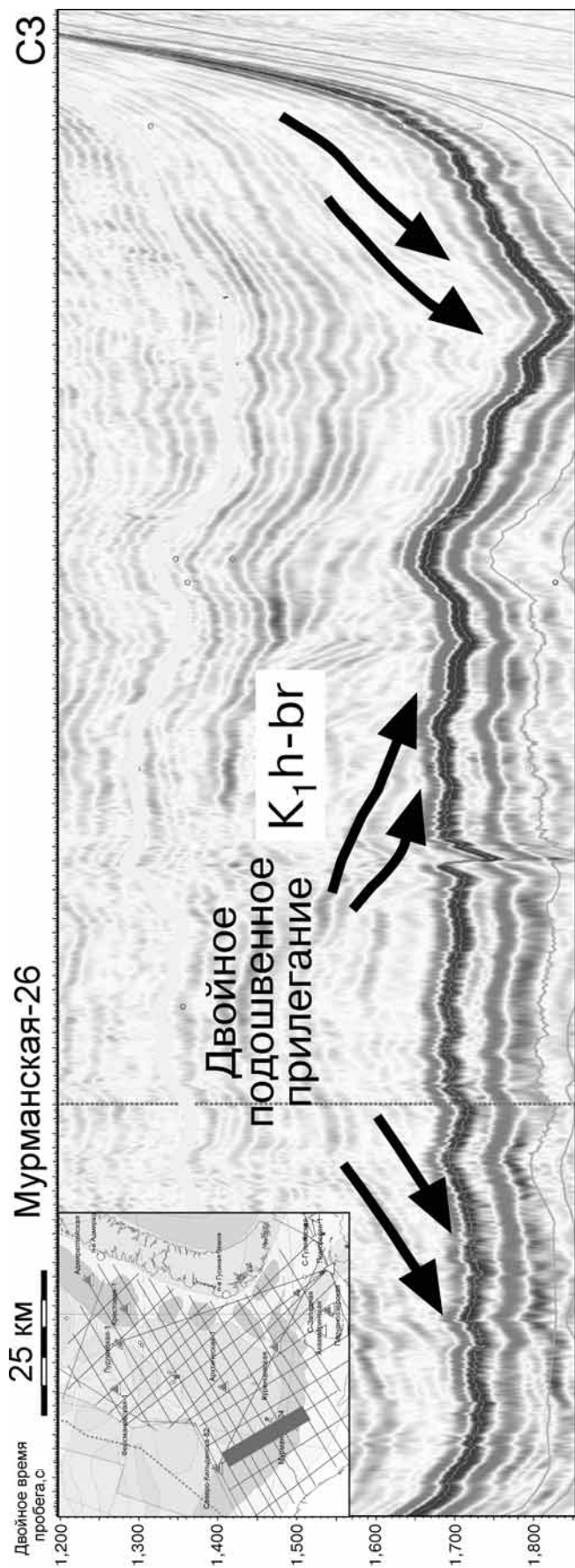


Рис. 4. Клиноформы готерив-барремского возраста, проградировавшие с северо-востока и с запада

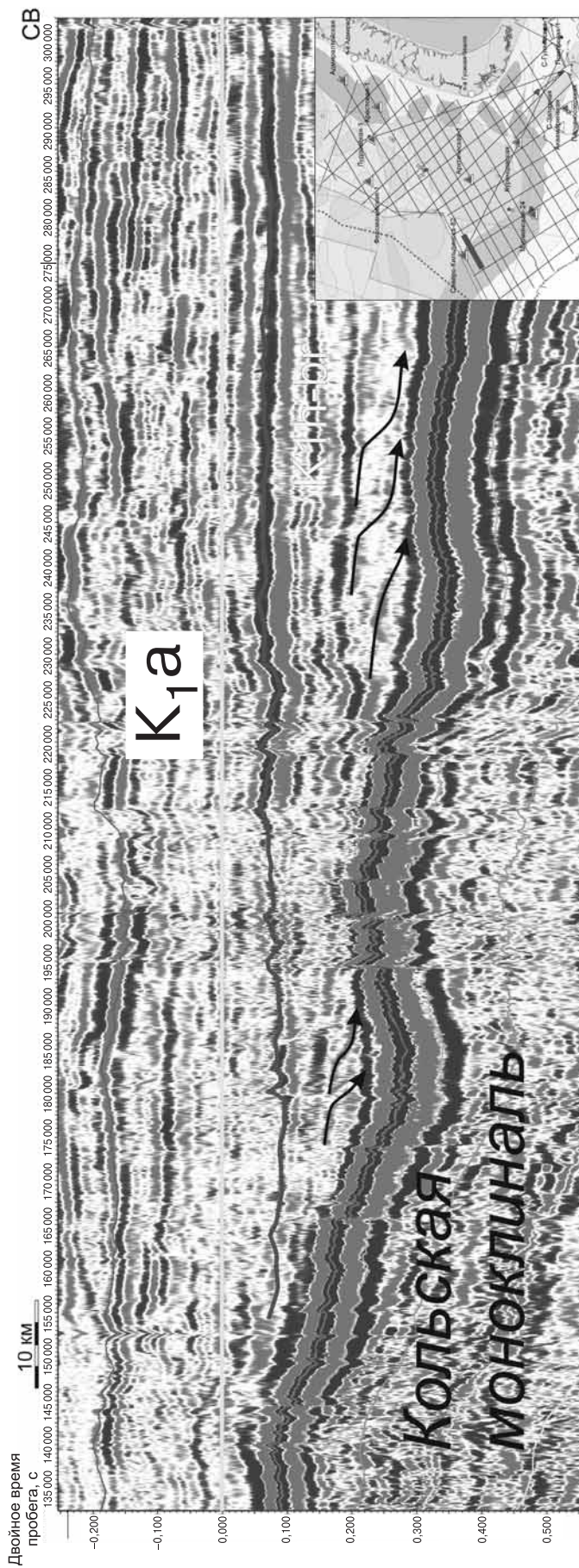


Рис. 5. Клиноформы готерив-барремского возраста, проградировавшие с Кольской моноклинали на север

в пределах 400–700 м (250–450 мс), закономерно увеличиваясь в центральной части впадины. Волновая картина в восточной части впадины носит преимущественно хаотический, местами линзовидный характер, местами наблюдаются отражения, соответствующие мелким дельтовым клиноформам. Однако в западном и юго-западном направлении отмечается смена характера волновой картины: отражения становятся более протяженными. Подобные изменения могут указывать на фациальную смену прибрежно-морских и прибрежно-континентальных отложений в восточной части региона на мелководно-морские в западной части.

Секвенция S5 сформировалась в начале альбского века и в верхней части ограничена альбской поверхностью затопления. Верхняя граница секвенции срезается в бортовой части архипелага Новая Земля и прилегает к поверхности апт-альбского несогласия в направлении к Кольской моноклинали. Секвенция имеет ту же область распространения, что и аптская секвенция, но несколько меньшую в связи со срезанием и выклиниванием. Мощность аптской секвенции не превышает 160 м (100 мс).

Верхнеальбская секвенция S6 в верхней части ограничена поверхностью затопления, сформированной на границе раннего и позднего мела, которая срезается на Кольской моноклинали и на борту арх. Новая Земля. Мощность секвенции S6 достигает

300–350 м (200–250 мс), несколько сокращаясь в юго-западном направлении.

Внутренние отражения секвенций S5 и S6, как правило, протяженные и высокоамплитудные, что свидетельствует о мелководно-морских условиях осадконакопления. Однако на Кольской моноклинали наблюдаются клиноформы высотой до 70 м (50–60 мс), представлявшие собой, вероятно, субаквальную дельту [Helland-Hansen, Hampson, 2009].

Заключение. Таким образом, в нижнемеловом разрезе Баренцевоморского шельфа выделено несколько секвенций, сформированных в различных условиях и в различной мере перспективных для поисков скоплений нефти и газа. Неокомские и аптские отложения сформированы в эпоху регрессии моря, которая сменилась трансгрессией в альбское и позднемеловое время. Бериасские и валанжинские клиноформенные тела сформированы в условиях открытого шельфа, в то время как готерив-барремские клиноформы образованы на внутреннем шельфе за счет активизации сноса обломочного материала с севера и северо-востока. Аптские отложения сформированы в эпоху максимальной регрессии в прибрежно-континентальных условиях на северо-востоке региона, которые сменяются прибрежно-морскими и мелководно-морскими обстановками в юго-западном направлении. Альбско-верхнемеловые отложения образованы в морских и мелководно-морских условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. С. 1–44.

Борисов А.В., Таныгин И.А., Винниковский В.С. и др. Штокмановско-Лунинский структурный порог Баренцевоморского шельфа — новый крупный нефтегазоносный район России // Проблемы нефтегазовой геологии. 1995. № 7. С. 10–15.

Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сауткин Р.С. и др. Нефтегазоносные бассейны российской Арктики // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 30–47.

Сушлова А.А. Сейсмостратиграфический анализ и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Баренцевоморского шельфа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9, № 2. С. 1–19.

Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls // J. African Earth Sci. 2002. Vol. 35. P. 1–43.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy, cycles of sea-level change // Sea-level Changes: an Integrated Approach: SEPM Spec. Publ. 1988. Vol. 42. P. 71–108.

Helland-Hansen W., Hampson G.J. Trajectory analysis: Concepts and applications // Basin Res. 2009. Vol. 25, N 5. P. 454–483.

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications // SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. 1999. N 7. 210 p.

Schlager W., Adams E.W. Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes // Geol. Soc. Am. 2001. Vol. 29, N 10. P. 883–886.

Seldal J. Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea? // Petrol. Geol. Conf. ser. 2005. Vol. 6. P. 231–240.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1 // Overview: AAPG Mem. 1977. Vol. 26. P. 51–52.

Поступила в редакцию
10.11.2014

УДК 556+550.845

К.Е. Питьева¹, Е.И. Барановская², Ван Пин³, Цзинцзе Юй⁴

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГРУНТОВОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА ХЭЙХЭ⁵

Исследованы гидрогеохимические условия артезианского бассейна Хэйхэ (северо-запад КНР). Проанализирован химический состав подземных и поверхностных вод; установлено распределение компонентов в подземных водах при возрастании их суммарной минерализации, которое отражает гидрогеохимические изменения в направлении фильтрационных потоков. Выявлены закономерности распределения в плане и в разрезе подземных вод артезианского бассейна с разным химическим составом. Проведена оценка условий (источников, факторов и процессов) формирования пресных и минерализованных подземных вод артезианского бассейна Хэйхэ.

Ключевые слова: подземные воды, минерализация, геохимические характеристики, физико-химические процессы, взаимосвязь поверхностных и подземных вод.

The article describes the research of the hydrogeochemical conditions of the Heihe Artesian Basin groundwater aquifer (northwest China). The characteristics of the ground and surface water chemical compositions including their relations have been analyzed the nature reflecting the filtration flow direction of the components distribution in the ground and surface water has been determined as the result of the mineralization increase. The regularities of the area cross-sectional distributions of the groundwater aquifer with different chemical composition have been identified. The conditions (sources, factors and processes) of Heihe Artesian Basin vapid and saline groundwater have been estimated including other basins with similar terms and conditions.

Key words: groundwater, mineralization, geochemical characteristics, physico-chemical processes, correlation of surface and groundwater.

Введение. Артезианский бассейн Хэйхэ расположен в северо-западной части Китая, приурочен к долине р. Хэйхэ, характеризуется отметками рельефа (м абс.) 1300–2200. С юга и юго-запада бассейн обрамлен горами Циляншань, вершины которых достигают 5500 м и более, а с запада, северо-запада и севера 1400–2500 м. На юго-востоке, востоке и частично на юге артезианский бассейн Хэйхэ примыкает к пустыне Бадын Джаран. Через весь бассейн площадью 8400 км² с юга на север протекает р. Хэйхэ, берущая начало в горах Циляншань. Климат рассматриваемой территории аридный, среднесуточная температура воздуха 8,1 °C [Chen Zongyu et al., 2006].

Артезианский бассейн Хэйхэ представлен в структурном отношении впадиной, относящейся к депрессии Гоби и испытавшей в четвертичное время интенсивное опускание, которое определило образование значительной по мощности толщи песчано-глинистых отложений, которая, снижаясь с юга на север от 600–800 до 100–200 м, и послужила основой мощного комплекса водоносных отложений артезианского бассейна Хэйхэ [Вэй Лэй, 2010а, б].

В статье представлены результаты гидрогеохимических исследований сложной и слабо изученной в гидрогеологическом отношении территории артезианского бассейна Хэйхэ.

Основные задачи исследования: 1) характеристика химического состава подземных и поверхностных вод и их взаимосвязей; 2) установление распределения компонентов в подземных и поверхностных водах при увеличении суммарной минерализации, что отражает направленность фильтрационных потоков; 3) выявление распределения по площади и в разрезе грунтового водоносного комплекса вод разного химического состава; 4) оценка условий (источников, факторов и процессов) формирования пресных и минерализованных подземных вод.

Общие гидрогеологические условия артезианского бассейна Хэйхэ. Знакомство с немногочисленными литературными источниками [Chen Zongyu et al., 2006; Вэй Лэй, 2010а, б; Qin Dajun et al., 2012; Wang Ping et al., 2013] позволило составить представление о гидрогеологических условиях артезианского бассейна Хэйхэ. Основное питание подземных вод артезиан-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: kepitjeva@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: baranovskaya_kat@mail.ru

³ Китайская академия наук, Институт географии и природных ресурсов, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: wangping@igsnr.ac.cn

⁴ Китайская академия наук, Институт географии и природных ресурсов, профессор; e-mail: wangping@igsnr.ac.cn

⁵ Работа выполнена при финансовой поддержке Национальной программы фундаментальных исследований Китая (Программа 973) (№ 2009CB421305), Национального фонда естественных наук Китая (№ 91025023 и 41271049), Программы NSFC-RFBR 2013–2014 (грант № 13-05-91161-ГФЕН_а).

ского бассейна Хэйхэ осуществляется за счет поверхностных водотоков и подземных вод, формирующихся в горах в результате таяния снежников, ледников, которые представляют собой также область накопления значительных запасов вод в р. Хэйхэ. Основная область питания атмосферными осадками — горная система Цилиньшань с абсолютными отметками рельефа ≥ 5000 м (рис. 1), с юга и юго-запада окаймляющая территорию артезианского бассейна. Микроклимат области питания высокогорно-влажный с широко развитым оледенением и снежниками. Количество атмосферных осадков по среднемноголетним данным метеостанции составляет >350 мм (до 700); среднегодовая температура колеблется от -3 до $+4$ °C. Максимальное количество осадков приходится на высоту 2400–3000 м.

В высокогорной зоне Цилиньшань к границам артезианского бассейна Хэйхэ, помимо р. Хэйхэ, выходят 15 малых рек с суммарной площадью водосбора 2920 км². В пределах предгорий они поглощаются отложениями конусов выноса. Все реки имеют высокогорное снежно-ледниковое и дождевое питание.

Непосредственно на территории артезианского бассейна речное питание подземных вод осуществ-

ляется в паводки из р. Хэйхэ, что обеспечивается четырехсезонным климатом с высокой ($+24$ °C) температурой воздуха летом.

Питание атмосферными осадками, выпадающими непосредственно в центральной части артезианского бассейна Хэйхэ, слабое; количество годовых атмосферных осадков уменьшается с юга на север, т.е. от периферийных частей бассейна к центральной, от 130 до 100 мм и далее на север до ≤ 50 мм [Вэй Лэй, 2010а, б].

Испаряемость, по среднемноголетним данным, в горной системе Цилиньшань около 700 мм/год, на территории впадины Хэйхэ она повышается до 1500–2000 мм/год.

Переход от горного питания и потока подземных вод предгорного шлейфа к потоку подземных вод на равнине артезианского бассейна характеризуется уменьшением глубины залегания вод от 100–200 до 10–5 м. В центральной части равнины преобладает глубина залегания вод <5 м, а на крайнем северо-востоке она часто уменьшается до 1–3 м.

Мощность потока подземных вод с юга на север уменьшается от 800 до 100–200 м и до полного выклинивания в четвертичных отложениях (рис. 1). В этом же направлении вследствие снижения

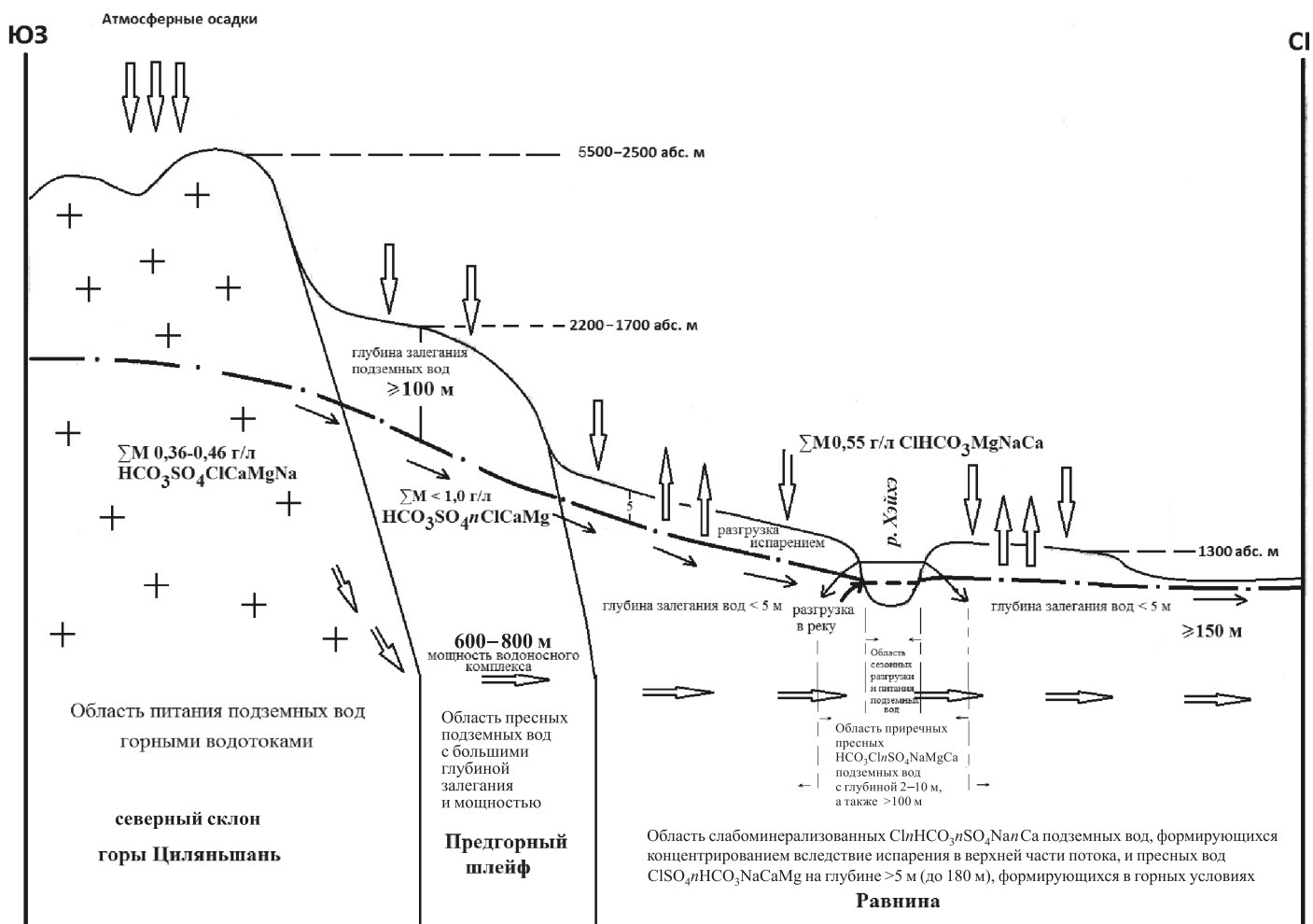


Рис. 1. Схема формирования гидрогеохимических условий грунтового водоносного комплекса артезианского бассейна Хэйхэ

фильтрационных свойств отложений и относительного выравнивания рельефа земной поверхности уменьшаются значения напорного градиента и скорости фильтрации подземных вод. Вследствие отсутствия регионально выдержанных водоупорных слоев в четвертичных отложениях напорный характер вод проявляется локально и слабо.

Скорость фильтрации подземных вод артезианского бассейна наибольшая в его южной периферийной части и существенно меньшая в равнинной центральной и северо-восточной погруженной частях бассейна. Основная разгрузка подземных вод осуществляется в р. Хэйхэ. Разгрузка в реку носит сезонный характер.

Материалы и методы исследований. Гидрогеохимические материалы для исследования взяты из работы [Wang Ping et al., 2013], в которой содержатся сведения о минерализации, макрокомпонентах и рН подземных и поверхностных вод артезианского бассейна Хэйхэ. Подземные воды отобраны с глубины до 20 м, от 20 до 100 м и ≥100 м (рис. 2) из скважин, рассредоточенных на всей территории артезианского бассейна Хэйхэ, кроме участка пустыни Бадын-Джаран. Химический состав поверхностных вод изучался для бассейна р. Хэйхэ, озер Восточный и Западный Цзяньхэ.

Основа обработки и интерпретации гидрогеохимических данных — естественно-исторический анализ, базирующийся на генетическом гидрогеохимическом классифицировании (по классификации К.Е. Питьевой), типизации подземных вод по формированию химического состава в естественно-техногенных условиях и гидрогеохимическом районировании территории бассейна по генетическим и прикладным признакам [Питьева, 1998].

Гидрогеохимическое классифицирование проведено для подземных вод, отобранных на анализ из конкретных частей вертикального разреза с глубины до 20, 20–100 и более 100 м.

Общие гидрогеохимические условия артезианского бассейна Хэйхэ. Геохимическая характеристика поверхностных вод. Состав воды в р. Хэйхэ определен для территории артезианского бассейна и его горного обрамления. Воды пресные, с минерализацией от 0,36 до 0,55 г/л. Из классификационной диаграммы (рис. 2, а) следует, что речная вода в горных истоках имеет минерализацию 0,36–0,44 г/л

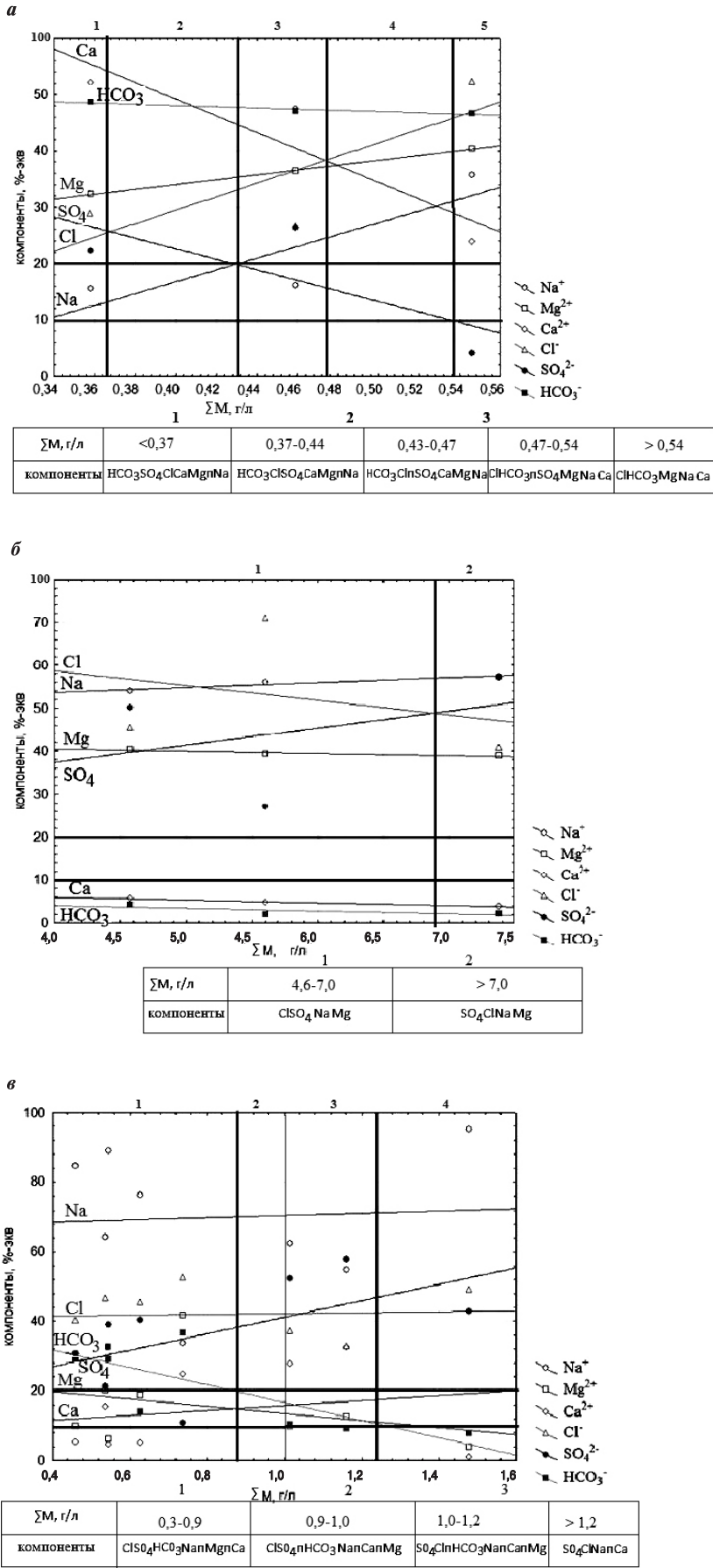
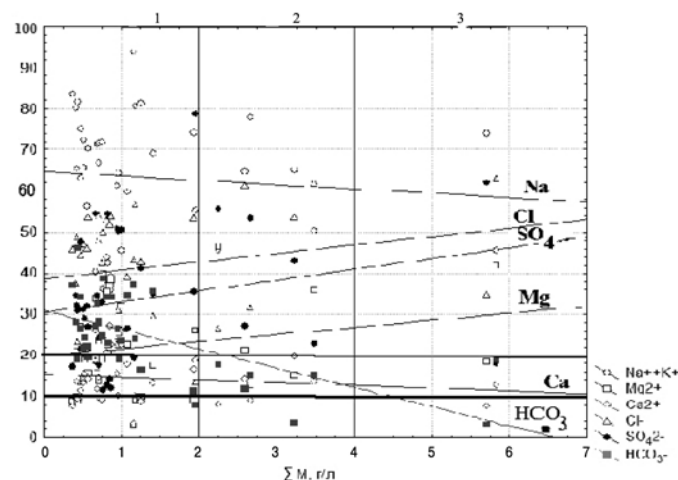


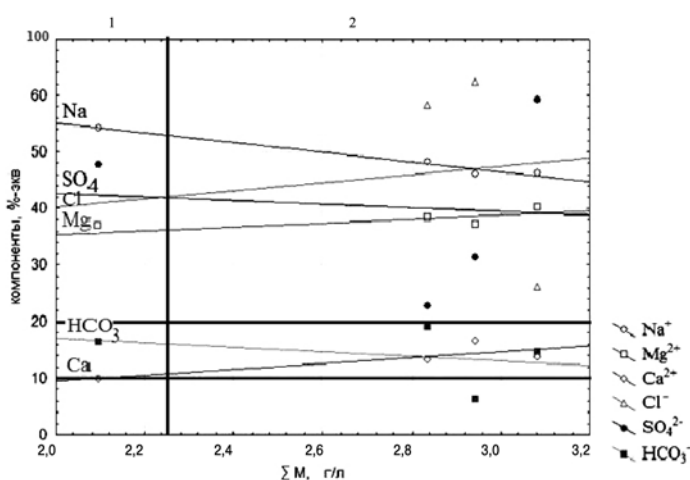
Рис. 2. Диаграмма генетического классифицирования химического состава: а — речных вод; б — озерных вод; в — родников; г — подземных вод, отобранных

2



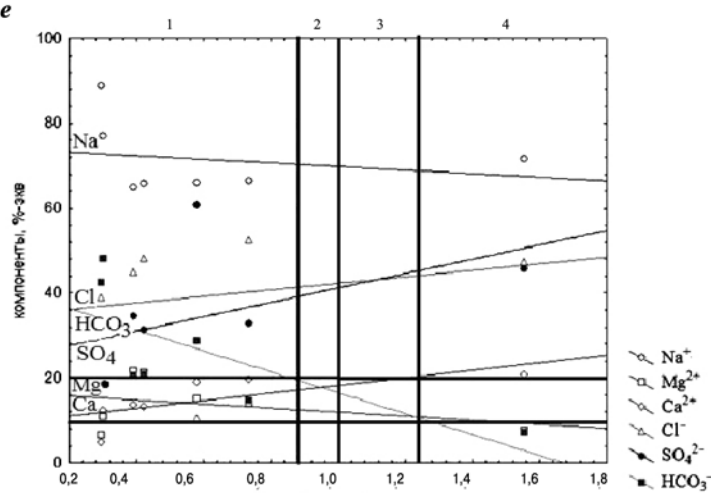
ΣM, г/л	< 2	2-4	> 4
компоненты	ClSO ₄ HCO ₃ NaMgCa	ClSO ₄ HCO ₃ NaMgCa	ClSO ₄ NaMgCa

д



ΣM, г/л	< 2,3	> 2,3
компоненты	SO ₄ ClHCO ₃ NaMgCa	ClSO ₄ HCO ₃ NaMgCa

е



ΣM, г/л	0,3-0,9	0,9-1,0	1,0-1,2	1,2-1,6
компоненты	ClHCO ₃ SO ₄ NaMgCa	ClSO ₄ NaMgCa	SO ₄ ClNaMgCa	SO ₄ ClNaMgCa

с — глубины <20 м; д — подземных вод, отобранных с глубины 20–100 м; е — то же с глубины >100 м

и компонентный состав $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{ClCaMgNa}$. Речная вода непосредственно на территории артезианского бассейна имеет минерализацию 0,55 г/л и $\text{ClHCO}_3\text{MgNaCa}$ -состав.

Повышение минерализации речной воды от истоков артезианского бассейна к равнине происходит: а) при сохранении высокого (~60 экв.%) содержания HCO_3 , что свидетельствует о значительной концентрации в ней органических веществ, образующих хорошо растворимые органо-минеральные соединения; б) при существенном увеличении количества NaCl вследствие растворения засоленных — в условиях равнины и аридности климата — береговых отложений; в) при резком снижении содержания сульфатных соединений в результате их восстановления до H_2S и других сульфидов. Последнее обеспечивается восстановительными условиями, формирующимися при снижении концентрации кислорода.

В целом гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные речные воды, формирующиеся в окислительных условиях нижних частей склонов гор и предгорий, сменяются на равнине хлоридно-гидрокарбонатными водами восстановительных условий, что подтверждается солевым составом речной воды.

Озерные воды, опробованные в северной части территории, имеют минерализацию от 4,6 до 7,5 г/л (рис. 2, б). Компонентный состав — ClSO_4NaMg , главные соли — Na_2SO_4 , MgCl_2 и NaCl .

Химический состав подземных вод разнообразен как по минерализации, так и по компонентам. Минерализация вод, опробованных на глубине от нескольких метров до 180 м, колеблется в диапазоне 0,4–6,0 г/л.

Геохимическая характеристика подземных вод.

Характеристика химического и солевого состава вод, отобранных с глубины <20 м. По данным гидрогеохимического классифицирования, воды, отобранные на глубине до 20 м, характеризуются минерализацией от ~0,5 до 5,0 г/л и более, в связи с чем делятся на две крупные группы: а) пресные воды (ΣM 0,4–1,0 г/л) и б) минерализованные (ΣM 1,0–5,8 г/л). Существенное количество катионов приходится на Cl , меньше — на SO_4 . Катионы образуют по значимости содержания в рассматриваемых водах ряд $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$. Из них >20 экв.% приходится на Na и Mg ; Ca содержится от 10 до 20 экв.%.

В общем виде средний состав пресных и минерализованных вод на глубине <20 м $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4\text{NaMgCa}$.

Пресные воды характеризуются значительной неоднородностью распределения аниогенных и катиогенных компонентов, выраженной, как показано на рис. 2, г, существенными отклонениями их содержания от средних значений распределения. Это объясняется влиянием на формирование состава пресных вод разнообразных факторов — рельефа, глубины залегания вод, интенсивности испарения, фильтрационных свойств пород и др. Распределение

компонентов в минерализованных водах более упорядоченное (рис. 2, з).

Солевой состав вод, опробованных на глубине до 20 м, представлен: а) постоянно присутствующими в пресных и минерализованных водах CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2SO_4 , NaCl ; б) эпизодически присутствующими MgCl_2 , Na_2CO_3 ; в) точечно присутствующим MgSO_4 . Отсутствуют в водах CaSO_4 , CaCl_2 .

Отличия солевого состава пресных вод от солевого состава минерализованных вод заключаются в преобладании в них карбонатных солей над сульфатными и хлоридными. В минерализованных водах карбонатные соли занимают в ряду концентрации последние места.

В целом в пресных водах соли образуют, как правило, ряд $\text{CaCO}_3 > \text{MgCO}_3 > \text{NaCl} > \text{MgCl}_2 > \text{Na}_2\text{SO}_4$; в минерализованных — $\text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{NaCl} > \text{CaCO}_3$.

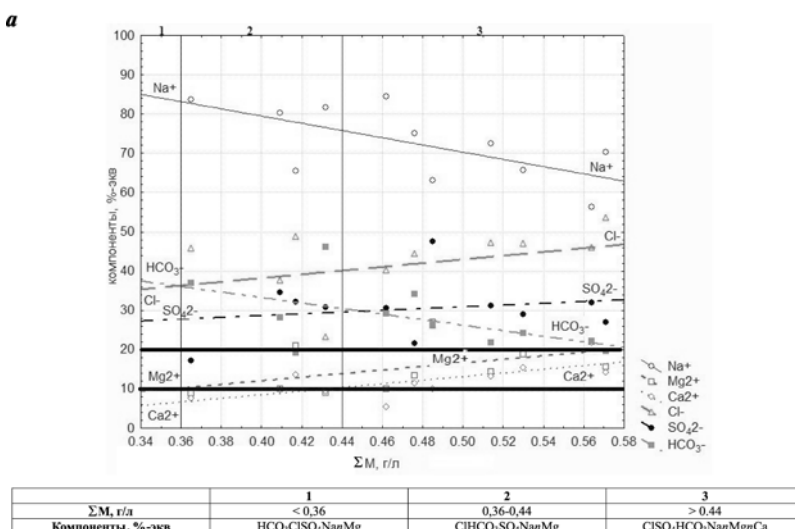
В целом воды околонеутральные до слабощелочных: рН пресных вод 7,06–7,83; минерализованных 7,3–7,92. Это результат присутствия в водах слабой угольной кислоты и практически отсутствия сильных серной и соляной кислот.

Замеры Eh отсутствуют, однако условно охарактеризовать состояние вод по Eh представляется возможным на основе концентрации HCO_3^- в водах с повышающейся минерализацией (рис. 2, з). Такое распределение HCO_3^- в водах возможно только в случае органического генезиса углерода в них. В этом случае в результате процесса комплексообразования формируются высокорастворимые органо-минеральные карбонатные соединения, характеризующиеся существенной водной миграцией. Образование органогенного HCO_3^- в рассматриваемых подземных водах обеспечивается их питанием речными водами, богатыми органикой, и небольшой глубиной залегания, что при окислении органики способствует удалению из вод кислорода и формированию восстановительных условий, которые необходимы для органо-минерального комплексообразования.

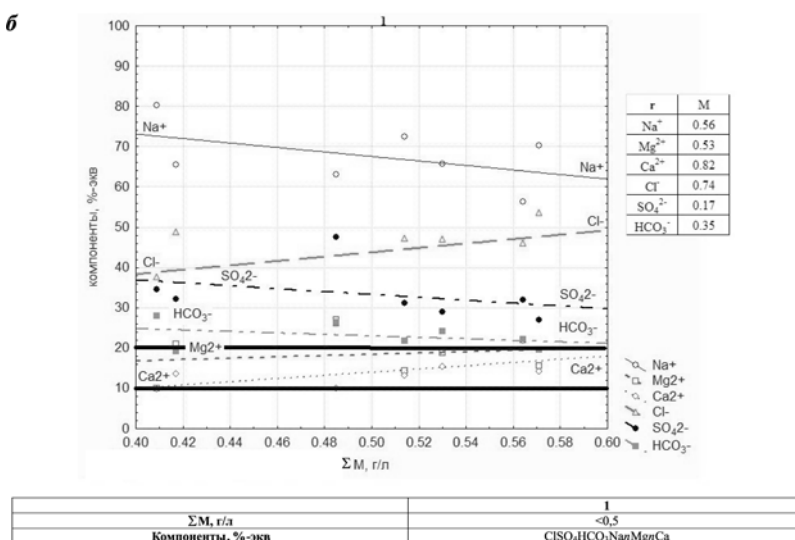
Температура пресных вод 12,5–19,6 °С; минерализованных 14,4–20,1 °С.

Характеристика химического и солевого состава вод, отобранных с глубины 20–100 м. Пункты их отбора сосредоточены в пределах северного и северо-восточного участков исследованной территории. Минерализация вод 2,0–3,0 г/л. Компонентный состав, по данным гидрогеохимического классифицирования, $\text{SO}_4\text{ClHCO}_3\text{NaMgCa}$ (рис. 2, д).

а



б



в

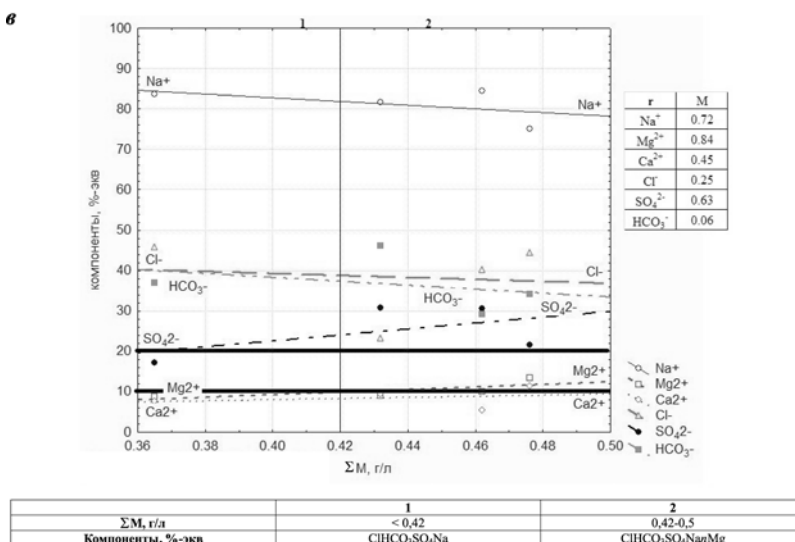
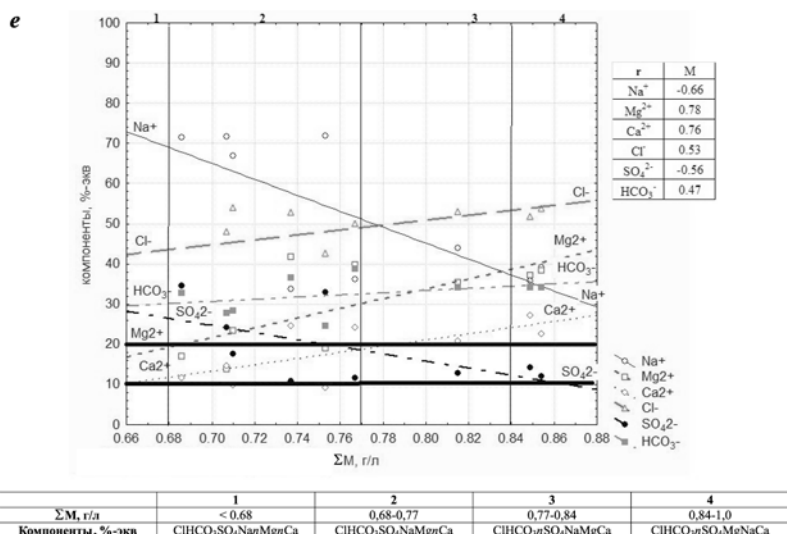
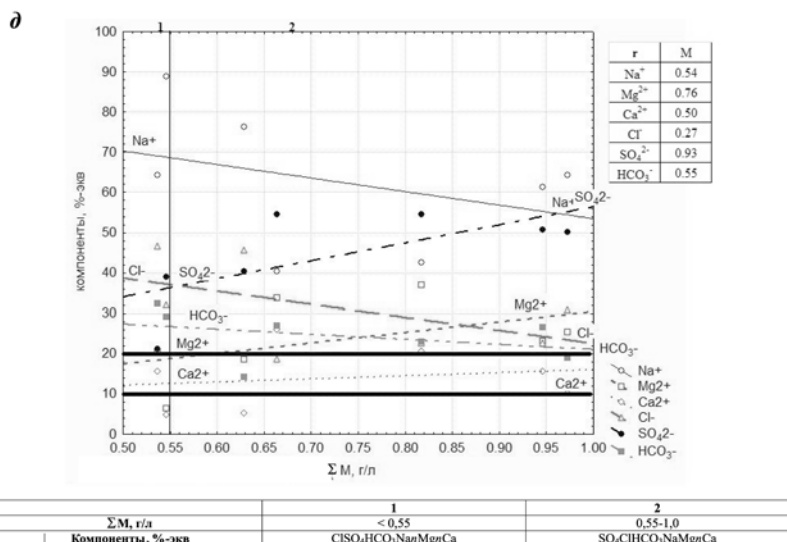
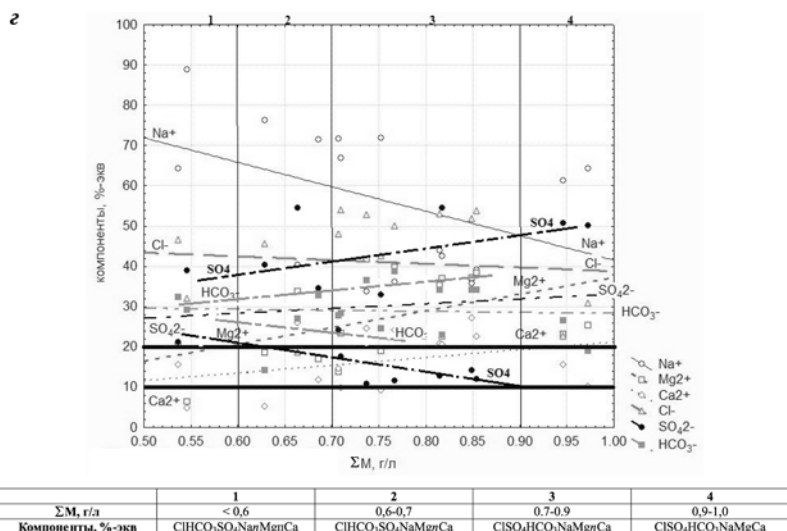


Рис. 3. Диаграмма генетического классифицирования пресных вод: а — подтип 1.1, б — подтип 1.1.2, в — подтип 1.1.1, г — подтип 1.2, д — подтип 1.2.2,



е — подтип 1.2.1, а также и минерализованных подземных вод артезианского бассейна Хэйхэ: ж — тип II, з — подтип II.2, и — подтип II.1

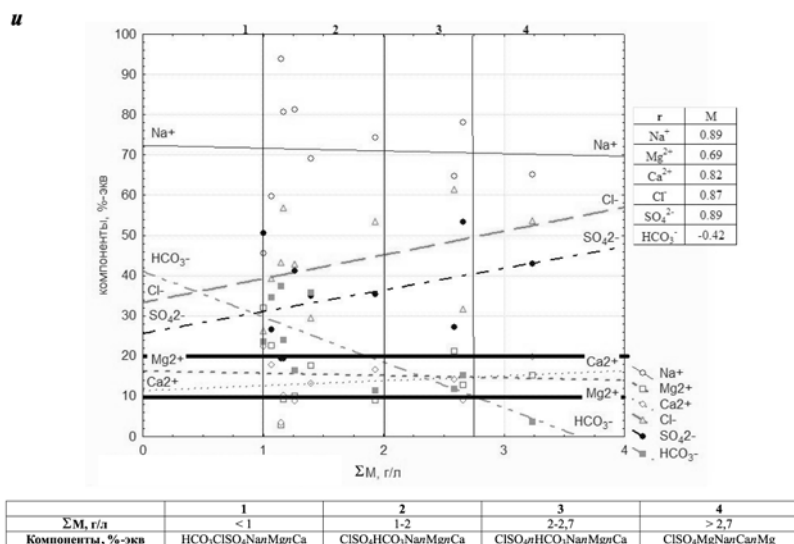
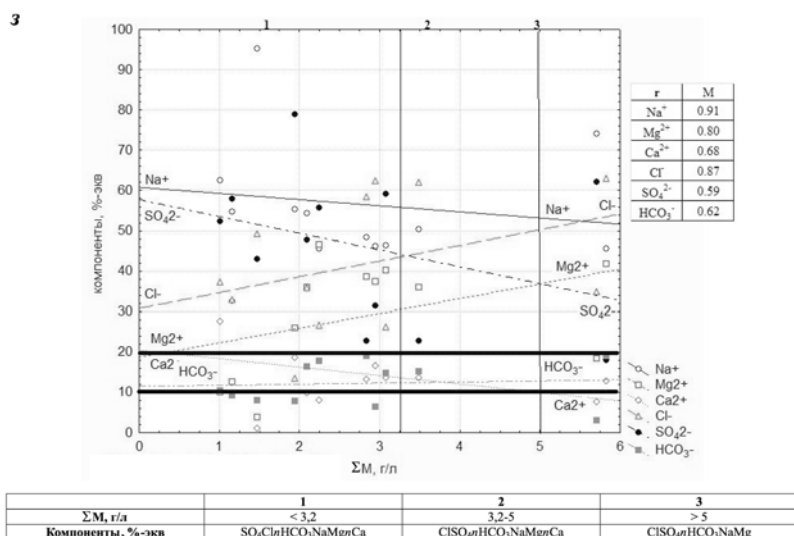
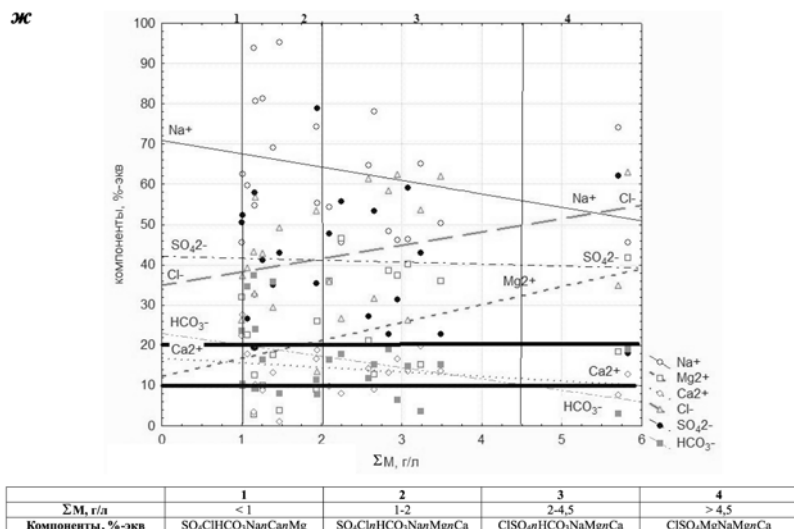
Солевой состав подземных вод, опробованных на этой глубине, преимущественно $\text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{NaCl}$, $\text{MgSO}_4 > \text{CaCO}_3 > \text{MgCO}_3$, pH вод 7,23–7,71; температура 11,5–16,7 °C.

Характеристика химического и солевого состава вод, отобранных с глубины >100 м. Минерализация этих вод изменяется от ~0,3 до ~1,7 г/л. По компонентному составу они образуют четыре группы, две из которых представлены пресными водами с близким процентным содержанием $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4$ и превышением Na над Mg, Ca (рис. 2, е) и две — слабоминерализованными водами с превышением SO_4 , Cl и Na над остальными компонентами. В составе вод первых двух групп наряду с соотношением $\text{Cl} > \text{HCO}_3$ широко распространено соотношение $\text{HCO}_3 > \text{Cl}$. При минерализации >1,0 г/л содержание HCO_3 в отдельных пробах понижается до следовых значений. Изменчивость в компонентном составе вод при возрастании минерализации (рис. 2, е) наиболее характерна для пресных вод и заключается в уменьшении в их составе количества HCO_3 и увеличении Cl, SO_4 .

Солевой состав пресных вод характеризуется близким содержанием хлоридных и гидрокарбонатных соединений, преобладающих, как правило, над сульфатными, а минерализованных вод — близким содержанием хлоридных и сульфатных соединений, существенно преобладающих над карбонатными соединениями. Величина pH подземных вод главным образом нейтральная, температура — 12,5–22,6 °C.

Для артезианского бассейна Хэйхэ распределение подземных вод с разной минерализацией установлено посредством их ранжирования. Ранжированный ряд составлен по увеличению величины минерализации, которая изменяется от 0,4 до 5,8 г/л, в результате сделан вывод о неоднородности подземных вод рассматриваемого артезианского бассейна по минерализации, что указывает на их разный генезис. Согласно ранжированному ряду подземные воды бассейна по минерализации составляют две группы: а) <1,0 г/л; б) >1 г/л. Но в обе группы вошли воды, отобранные на анализ с разной глубины (< 20, 20–100 и >100 м).

Для каждой группы на основе классификационного моделирования построены диаграммы зависимости распределения компонентов от минерализации (рис. 3), которые отразили гидрогеохимическую неоднородность через существенный разброс компонентов состава по их содержанию в



Окончание рис. 3

водах близкой минерализации, что объясняет неоднозначное распределение минерализации пресных вод в ранжированном ряду. На этом основании выделены две группы пресных вод с минерализацией <0,5 г/л и 0,5–1,0 г/л (рис. 3, а–е).

Воды с минерализацией <0,5 г/л при гидрогеохимическом классифицировании оказались сильнонеоднородными по анионному составу, что выразилось в существенном изменении соотношения между Cl, SO₄, HCO₃ (рис. 3, а).

Гидрогеохимическое классифицирование показало самостоятельность вод с минерализацией <0,5 г/л по отношению к компонентному составу. Вода в южной части бассейна преимущественно HCO₃ClSO₄Na, в восточной — ClSO₄HCO₃Na (рис. 3, б, в).

Гидрогеохимическое классифицирование вод с минерализацией 0,5–1,0 г/л показало их значительную неоднородность по содержанию SO₄. Получены средние значения распределения SO₄ в водах (от 30 до 40 экв.%), выше среднего (до 50 экв.%) и ниже среднего (до 11–12 экв.%) (рис. 3, г–е). Выделились две группы вод с близкой минерализацией, но с разным составом: а) ClHCO₃nSO₄ и б) SO₄HCO₃nCl и SO₄HCO₃nCl.

Подземные минерализованные воды в общей классификационной диаграмме характеризуются существенным разбросом практически всех компонентов (рис. 3, ж–и). За основу приведения распределения в минерализованных водах компонентов к близкому по однородности состоянию выбраны две группы вод с разными значимыми факторами влияния на их химический состав. Ими оказались воды, формирующиеся: а) под влиянием испарения; б) при разгрузке во внутрибассейновую впадину. Результат классифицирования показал, что в составе первых преобладают ClHCO₃SO₄ и ClSO₄HCO₃, а вторых — SO₄ClHCO₃, ClSO₄HCO₃ и ClSO₄ (при минерализации >4,0 г/л).

Была проведена систематизация подземных вод артезианского бассейна Хэйхэ по минерализации, основанная на приемах, входящих в методику генетического гидрогеохимического классифицирования (рис. 4) [Питьева, 1998].

Гидрогеохимическая типизация артезианского бассейна Хэйхэ. Тип 1. Пресные подземные воды, формирующиеся при поступлении в них веществ из различных источников.

Подтип 1.1. Подземные воды с минерализацией <0,5 г/л, распространенные у границ артезианского бассейна с пустыней (рис. 3, а; 4).

Подтип 1.1.1. Подземные воды в части артезианского бассейна, граничащего с пустыней. Компонентный состав $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4$, $\text{HCO}_3\text{ClSO}_4(n\text{SO}_4)$ $\text{Na}(\text{NaMgCa})$. Глубина залегания 1,1–1,6 м. Установившийся уровень 1032,5–1038,9 абс. м. Температура 12,5–17,6 °С; pH 7,7–7,8. Состав вод формируется за счет веществ, поступающих с водами высокогорного питания со стороны Цилинь из комплекса водоносных пролювиальных отложений. О значительном формировании состава вод этого подтипа в пределах пролювиального шлейфа свидетельствуют очень слабые изменения концентрации большинства компонентов их состава при возрастании минерализации (рис. 3, в; 4). Cl, Na в них сформировались в результате слабого, но уже присутствовавшего в пролювиальном комплексе засоления; HCO_3 , Na — в результате гидролитического углекислотного выщелачивания пылеватых пород, что подтверждается: а) незначительным возрастанием минерализации вод; б) высокими корреляционными связями большинства компонентов с минерализацией. Исходя из отрицательного значения коэффициента корреляции HCO_3 с минерализацией и незначительной концентрации в водах Ca, Mg можно предположить частичное осаждение из вод карбонатов кальция и магния. Происходит окисление сульфатов с образованием серной кислоты и последующим сернокислотным выщелачиванием пород (рис. 3, в; 4). Подземные воды, отобранные на глубине 144 м, имеют минерализацию 0,5 г/л; в компонентном составе существенна роль всех трех макроанионов, а из катионов — Na. Глубина установившегося уровня составляет 2,1 м (1041 абс. м). Этими данными подтверждается формирование подземных вод рассматриваемого участка в целом за счет перетока вод из пролювиальных отложений высочайшего Цилинь.

Подтип 1.1.2. Подземные воды в восточной части артезианского бассейна, граничащей с пустыней. Компонентный состав $\text{ClSO}_4n\text{HCO}_3(\text{HCO}_3)$ (рис. 3, б; 4). Глубина залегания 1,3–2,9 м; установившийся уровень 917,2–935 абс. м. Температура 12,7–19,0 °С; pH 7,1–7,7. Процессы протекают слабо, о чем свидетельствует небольшая минерализация в потоках вод (как следует из гидрогеохимической классификационной диаграммы, увеличение минерализации связано с повышением в водах количества Cl и очень незначительным Ca, Mg; концентрация HCO_3 , SO_4 , Na практически не изменяется. Наибольшие значения концентрации в составе вод приходятся на Cl и Na. Для них, особенно для Cl, характерны высокие корреляционные связи с минерализацией. Это указывает на то, что основной процесс в рассматриваемых водах — засоление. Небольшое участие в формировании состава вод HCO_3 и процессов углекислотного выщелачивания связано с отсутствием рек в пределах рассматриваемой для этого подтипа территории; слабое участие Ca и Mg — с малой растворимостью их карбонатных соединений, а также с высокими

значениями температуры, уменьшающими их растворимость. Сведения о составе глубоких подземных вод этого подтипа отсутствуют. Исходя из состава глубоких подземных вод, свойственных в целом артезианскому бассейну Хэйхэ, можно предположить, что и на территории распространения подтипа 1.1.2 воды пресные.

Подтип 1.2. Подземные воды с минерализацией 0,5–1,0 г/л, имеющие горное питание в комплексе с речным из р. Хэйхэ (рис. 3, г; 4).

Подтип 1.2.1. Подземные воды состава $\text{ClHCO}_3n\text{SO}_4\text{NaMgCa}(\text{MgNaCa})$ с минерализацией до 0,7–0,8 г/л, приуроченные к юго-западной части артезианского бассейна. Воды пресные, но с минерализацией, приближающейся к 1,0 г/л (рис. 3, е; 4). Возрастание минерализации на обширном участке распространения этих вод и увеличение при этом концентрации Cl, HCO_3 , Mg, Ca. По данным классифицирования, в подземную воду приносятся Cl (в ходе процессов засоления), HCO_3 (в результате процессов углекислотного выщелачивания, обусловленного углекислым газом, формирующимся при окислении речной органики), Ca и Mg (вследствие участия в процессах органоминерального комплексобразования). Эти процессы подтверждаются высокими корреляционными связями указанных компонентов с минерализацией. Из подземных вод удалены Na, SO_4 (рис. 3, е; 4). Это связано с сульфатредукцией, вызванной восстановительными условиями подземных вод, формирующихся при участии речных вод, которые содержат органические соединения. Глубокие подземные воды (отобранные с глубины 130 м) рассматриваемого подтипа пресные. Компонентный состав, как и состав вод, отобранных с уровневой поверхности, $\text{ClHCO}_3n\text{SO}_4\text{NaMgCa}(\text{MgNaCa})$. Преобладают процессы засоления подземных вод этого подтипа, но засоление часто — вследствие удаления из вод Na_2SO_4 — приходится на MgCl_2 , что сказывается на катионном составе вод (рис. 3, е; 4).

Подтип 1.2.2. Подземные воды с минерализацией до 0,8–0,97 г/л и компонентным составом $\text{SO}_4\text{ClHCO}_3(\text{SO}_4\text{HCO}_4\text{Cl})\text{NaMgCa}(n\text{Ca})$. Глубина залегания 1,8–2,9 м. Установившийся уровень — 921,9–991,2 абс. м. Температура 16,8–19,6 °С. Формирование состава вод осуществляется за счет горного питания с запада при незначительной скорости фильтрации, что обуславливает длительность протекания процессов поступления в воду веществ из пород. Это процессы окисления сульфидов, обуславливающие значительную концентрацию в водах сульфата. Сульфатные воды образуют поток, направленный к р. Хэйхэ. В пределах речной долины воды смешиваются с речной водой и приобретают HCO_3 , Cl, а также катионы (рис. 3, д; 4). Все компоненты, кроме Cl, характеризуются значимой корреляционной связью с минерализацией (рис. 3, д; 4). Минерализация возрастает в направлении фильтрационного потока. В результате смешения с речными водами

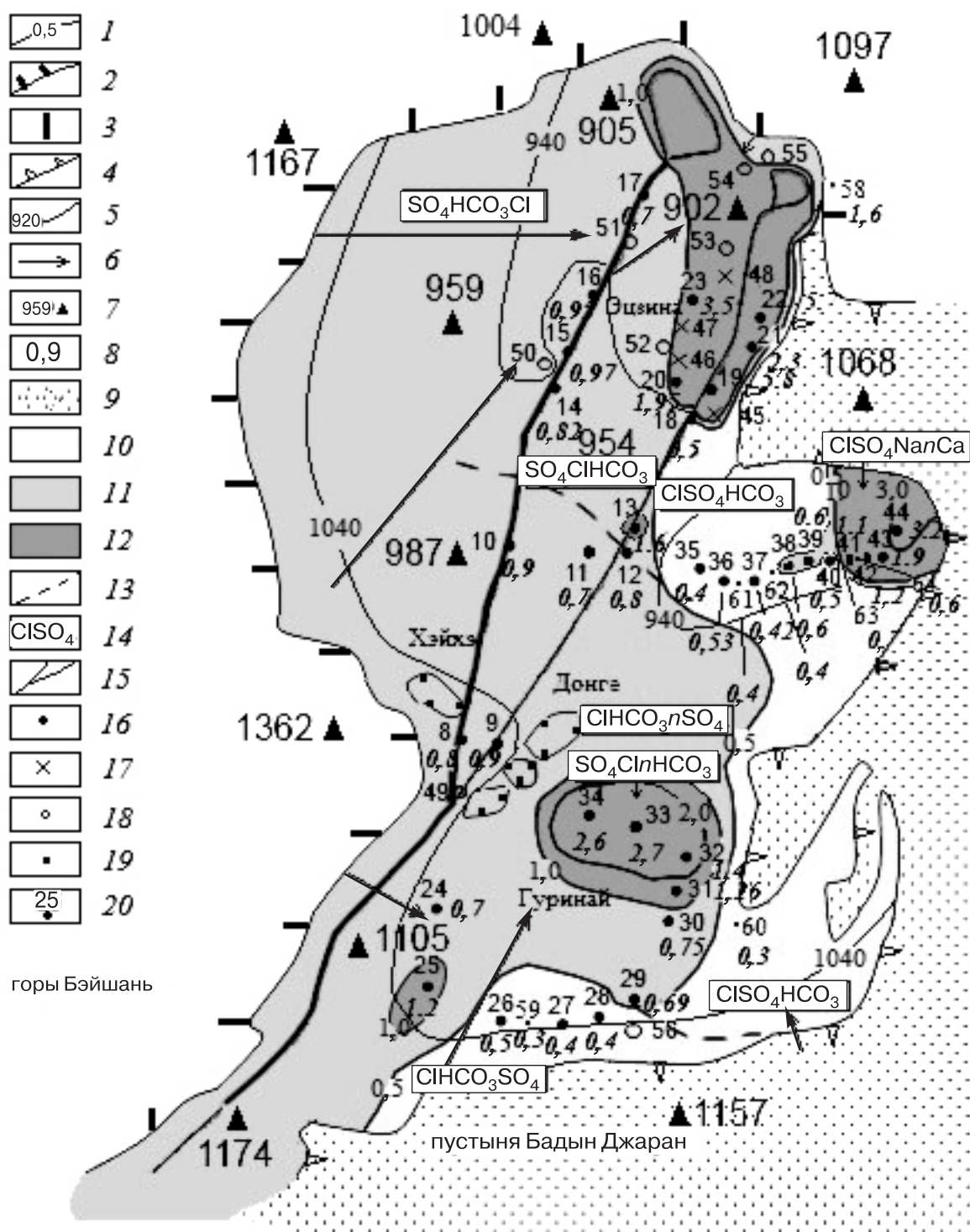


Рис. 4. Схематическая карта гидрогеохимических условий артезианского бассейна Хэйхэ: 1 — изоминеры, г/л; 2 — границы горного питания; 3 — границы смещения подземных вод с р. Хэйхэ; 4 — границы пустыни; 5 — гидроизогипсы, абс. м; 6 — направление движения подземных вод; 7 — отметки рельефа, абс. м; 8 — минерализация, г/л; 9 — область пустыни; 10–12 — область распространения подземных вод разного гидрогеохимического типа с минерализацией (г/х): 10 — $<0,5$; 11 — $0,5-1,0$; 12 — $>1,0$; 13 — границы распространения подтипов подземных вод; 14 — компонентный состав подземных вод разного гидрогеохимического типа и подтипа; 15 — река; 16–18 — наблюдательные скважины с глубиной (м): 16 — <20 , 17 — $20-100$, 18 — >20 ; 19 — родники; 20 — номер скважины

происходят процессы углекислотного выщелачивания и органо-минерального комплексобразования. Подземные воды, распространяющиеся ниже по разрезу артезианского бассейна, характеризуются меньшими величинами минерализации, так как основное питание получают из высокогорной области Цилян.

Тун II. Минерализованные подземные воды, формирующиеся посредством процессов концентрирования (рис. 3, ж; 4).

Подтип II.1. Подземные воды, сформировавшиеся при разгрузке путем испарения на локальных участках понижений в рельефе земной поверхности.

В пределах таких участков минерализация вод составляет от 1,0 до 3,0 г/л. Состав $\text{ClSO}_4(\text{SO}_4\text{Cl})\text{Na}$. В водах с относительно пониженной (до 1,0–2,0 г/л) минерализацией повышено содержание HCO_3 , Ca, Mg. Глубина залегания вод 1,5–3 м. Температура до 20 °C и больше; pH 7,5. Характер залегания вод линзообразный. От окружающих подземных вод отличаются повышенным содержанием Cl, SO_4 , Na и пониженным HCO_3 , Mg, Ca. Главный процесс формирования соленых испарительных линз — концентрирование. Подтверждение этому — увеличение минерализации к центральной части линзы (рис. 3, 4); расширение с возрастом минерализации линзы Cl, SO_4 (рис. 3, и; 4); с увеличением минерализации соляной линзы осаждение слабо-растворимых карбонатных соединений (Mg и др.) (рис. 3, и; 4); высокая (до 20 °C) температура соленых линз. Процесс концентрирования затрагивает практически все макрокомпоненты подземных вод на участках их формирования, о чем свидетельствуют высокие корреляционные связи (Cl, SO_4 , Na, Ca, Mg) с минерализацией. О процессе осаждения карбонатов свидетельствуют низкие значения коэффициента корреляции HCO_3 с минерализацией и характер распределения карбонатов в зависимости от увеличения минерализации, а именно существенное удаление из вод (рис. 3, и; 4).

Подтип II.2. Минерализованные подземные воды, формирующиеся в условиях внутрибассейновой впадины, приуроченной к крайней северо-восточной части бассейна (рис. 3, з; 4). Минимальная глубина залегания подземных вод 1,9–2,9 м с установившимся уровнем 912–936 абс. м. Минерализация подземных вод 2,0–5,8 г/л. Компонентный состав $\text{SO}_4\text{Cl}(\text{ClSO}_4)\text{NaMg}\text{Ca}$. Температура 14,4–16,6 °C; pH 7,4–7,6. При глубине залегания 3,0–6,2 м (установившийся уровень 898–928 абс. м) минерализация вод, отобранных на глубине 140–180 м, составляет 2,1–3,1 г/л; компонентный состав $\text{SO}_4\text{Cl}(\text{ClSO}_4)\text{HCO}_3\text{NaMg}\text{Ca}$. Температура 11,5–16,7 °C; pH 7,2–7,7. При глубине залегания 3,1–11,9 м (установившийся уровень 901,1–1026,9 абс. м) минерализация подземных вод, отобранных на глубинах ~100 м, 1,0–1,5 г/л; компонентный состав ClSO_4Na , $\text{SO}_4\text{ClNa}\text{Ca}$ и $\text{SO}_4\text{ClHCO}_3\text{NaCa}$. Температура 14–22,6 °C; pH 7,3–9,3. Таким образом, в пределах

впадины подземные воды, отобранные на анализ с уровня залегания, характеризуются существенной минерализацией, которая уменьшается с глубиной и на глубинах ~100 м приближается к 1,0 г/л. Можно предположить, что глубже 100 м в пределах впадины распространены пресные воды. Уменьшение минерализации подземных вод с глубиной — следствие смешения соленых вод, опускающихся под влиянием тяжести вниз, с пресными водами фильтрационных потоков артезианского бассейна, дренируемых рассматриваемой внутрибассейновой впадиной. Формирование же соленых подземных вод связано с концентрированием высокорстворимых сульфатов и хлоридов натрия (Na_2SO_4 , NaCl) в условиях интенсивного испарения. Последнее обеспечено аномально высокими для территории артезианского бассейна Хэйхэ значениями температуры и значительной длительностью испарения вследствие низких фильтрационных свойств пород, широко представленных истыми, суглинистыми разностями. Повышение температуры существенно увеличивает растворимость высокорстворимых сульфатов и хлоридов натрия. В то же время они понижают растворимость слабо-растворимых карбонатов кальция, магния, осаждение которых из вод уменьшает фильтрационные свойства пород, что способствует процессам испарения и концентрирования.

Заключение. Обосновано образование артезианского бассейна Хэйхэ как самостоятельной, четко выраженной по геолого-гидрогеологическим параметрам структуры в пределах речного бассейна Хэйхэ, оконтуренного горными массивами и пустыней Гоби.

Рассмотренные теоретические основы формирования подземных вод артезианского бассейна Хэйхэ и их химический состав позволяют прогнозировать гидрогеодинамические и гидрогеохимические процессы техногенного характера и в соответствии с их показателями планировать структуру эколого-гидрогеологического мониторинга.

В пределах межгорных артезианских бассейнов Китая с интенсивным горно-речным питанием присутствуют значительные ресурсы и запасы подземных вод хозяйственно-питьевого водопользования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вэй Лэй. Формирование питания подземных вод межгорного артезианского бассейна Хэйхэ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010а. № 2. С. 81–84.

Вэй Лэй. Изучение условий формирования подземных вод и оценка их естественных ресурсов межгорного артезианского бассейна Хэйхэ (КНР) // Мат-лы XVII Междунар. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2010» (12–15 апреля, МГУ). М.: Макс Пресс, 2010б.

Путьева К.Е. Гидрогеохимия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.

Chen Zongyu, Nie Zhenlong, Zhang Guanghui et al. Environmental isotopic study on the recharge and residence time of

groundwater in the Heihe River Basin, northwestern China // Hydrogeology J. 2006. Vol. 14, N 8. P. 1635–1651.

Qin Dajun, Zhao Zhanfeng, Han Liangfeng et al. Determination of groundwater recharge regime and flowpath in the Lower Heihe River basin in an arid area of Northwest China by using environmental tracers: Implications for vegetation degradation in the Ejina Oasis // Appl. Geochem. 2012. Vol. 27, N 6. P. 1133–1145.

Wang Ping, Yu Jingjie, Zhang Yichi, Liu Changming. Groundwater recharge and hydrogeochemical evolution in the Ejina Basin, northwest China // J. Hydrology. 2013. Vol. 476. P. 72–86.

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

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

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

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

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

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

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

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

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание. Трудноразличимые (латинские и греческие) буквы и знаки нужно пояснять карандашом на полях.

7. Размерность всех физических величин должна соот- ветствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы (не более 20), иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобре- тение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное на- звание работы, место издания, издательство, год издания (для неперидических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общеприня- тые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиа- туры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом упо- треблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на бе- лой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и пред- ставлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске). На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и на- звание статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложен- ным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требова- ниям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право про- изводить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор,
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — зам. главного редактора,
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь,
И.С. БАРСКОВ, М.В. БОРИСОВ, А.В. БРУШКОВ,
А.А. БУЛЫЧЕВ, М.Л. ВЛАДОВ, Н.В. КОРОНОВСКИЙ,
Д.Г. КОЩУГ, А.С. МАРФУНИН, А.М. НИКИШИН,
А.Л. ПЕРЧУК, С.П. ПОЗДНЯКОВ, В.И. СТАРОСТИН,
В.Т. ТРОФИМОВ, В.С. УРУСОВ, В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ,
О.В. ЯПАСКУРТ

Редактор А.Е. Люстих
Технический редактор Н.И. Матюшина
Корректор Н.И. Коновалова

Адрес редакции:

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5.
Тел. (495) 697-31-28, (495) 939-49-61, 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 30.12.2014. Формат 60×90^{1/8}.
Бумага офс. № 1. Гарнитура Таймс. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 00,0. Тираж экз.
Изд. № 10 294. Заказ .

Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5.

Типография МГУ.
119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 15.

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
