

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 4 • 2021 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л. Минерально-сырьевые комплексы стран БРИКС — взаимные поставки и регулирование мирового рынка минерального сырья	3
Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д. Взаимосвязь сильных землетрясений, вулканических извержений и тайфунов в районе Филиппинской плиты как результат взаимного влияния геосфер	14
Мануилова Е.А. Взаимосвязь дислокаций фундамента и осадочного чехла с новейшим структурным планом Западно-Сибирской плиты	23
Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Мануилова Е.А., Полещук А.В. Оценка влияния неотектонических движений на рельеф котловин Ладожского и Онежского озер	32
Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А., Малышев Н.А., Альмендингер О.А., Никишин А.М. Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря	38
Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Казуров М.Д., Копаевич Л.Ф., Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Лыгина Е.А., Бадулина Н.В., Мигранов И.Р. Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время	52
Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И. Новейшие структуры Северо-Восточного Таймыра	60
Дзюблo А.Д., Сидоров В.В., Зонн М.С., Агаджанянц И.Г. Перспективы нефтегазоносности ордовикско-нижнефранского мегакомплекса шельфа Печорского моря	70
Игнатъев Н.Н., Богомолoв А.Х. Результаты использования механического каротажа для уточнения геологического строения Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения	82
Сначёв В.И., Сначёв А.В., Пужаков Б.А., Романовская М.А. Физико-химические и геодинамические условия формирования сарсангинского комплекса пограничной зоны Южного и Среднего Урала	88
Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Интрузив послеостроводужных фаялитовых плагиогранитов горы Кастель в киммеридях Горного Крыма	98
Барановская Е.И., <u>Питьева К.Е.</u> , Орoлбаева Л.Э. Условия формирования подземных вод артезианских бассейнов межгорного типа	109

CONTENTS

Dergachev A.L. Mineral and raw material complexes of BRICS countries — mutual supply of mineral commodities and joint regulation of international minerals market . .	3
Arkhipova E.V., Bryantseva G.V., Zhigalin A.D. The relationship of strong earthquakes, volcanoes and typhoons in the Philippine plate region as a result of the mutual influence of geospheres	14
Manuilova E.A. The interconnection of platform's dislocations and sediment cover with the latest structure plan of the west Siberian plate	23
Agibalov A.O., Zaitsev V.A., Sentsov A.A., Manuilova E.A., Poleshchuk A.V. Assessment of the influence of neotectonic movements on the relief of the basins of lakes Ladoga and Onega	32
Baskakova G.V., Kulyukina N.A., Arzamastseva T.A., Malyashev N.A., Almendinger O.A., Nikishin A.M. Seismic geomorphological analysis of the oligocene-neogene sediments in the north-eastern part of the Black Sea	38
Gabdullin R.R., Puzik A.Yu., Merenkova S.I., Kazurov M.D., Kopaevich L.F., Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Lygina E.A., Badulina N.V., Migranov I.R. Paleoclimatic history of the Central and Eastern parts of Tethys in Jurassic-Quaternary time	52
Bryantseva G.V., Demina L.I., Promyslova M.Yu., Kosevich N.I. Neotectonic structures of the North-Eastern Taimyr	60
Dzyublo A.D., Sidorov V.V., Zonn M.S., Agadzhanyants I.G. Oil and gas perspectives of the Ordoviksky-Nizhnefransky mega-complex of the Pechorsk Sea shelf	70
Ignatiev N.N., Bogomolov A.X. Results of implementation of mechanical logging for additional investigation of the geological structure of the Olon-Shibirskoe coal deposit	82
Snachev V.I., Snachev A.V., Puzhakov B.A., Romanovskaya M.A. Physicochemical and geodynamic conditions for the formation of the Sarsanginsky complex of the border zone of the Southern and Middle Urals	88
Spiridonov E.M., Putintseva E.V. Postisland-arc fayalite-containing plagiogranites of mt. Kastel within mountain Crimea Kimmerides	98
Baranovskaya E.I., Pitjeva K.E. , Orolbaeva L.E. Conditions for the formation of ground water in artesian basins of intermountain type	109

УДК 553.04

А.Л. Дергачев¹

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРАН БРИКС — ВЗАИМНЫЕ ПОСТАВКИ И РЕГУЛИРОВАНИЕ МИРОВОГО РЫНКА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

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

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

Минерально-сырьевые комплексы стран БРИКС удачно дополняют друг друга, и одно из возможных направлений их сотрудничества в этой области — расширение ими взаимной торговли минерально-сырьевыми товарами и металлами с целью обеспечения непрерывности поставок и стабильности цен. Главными бенефициарами такого сотрудничества в 2006–2018 гг. были ЮАР и Бразилия, которым удалось за счет этого резко расширить свой экспорт минеральных товаров. В то же время тесное сотрудничество с этими двумя странами позволило Китаю превратиться в крупнейшего покупателя минеральных товаров и металлов на мировом рынке, обеспечить непрерывность поставок и стабильность цен и получить доступ к минеральным ресурсам других стран организации. Но ожидания будущего сотрудничества стран БРИКС в деле регулирования мирового рынка минерального сырья по ряду причин оказались сильно завышены.

Ключевые слова: минерально-сырьевой комплекс, экономика минерального сырья, страны БРИКС.

Mineral complexes of BRICS countries are supplementary to each other and one of promising directions of cooperation of the countries in this field is an expansion of mutual trade with mineral commodities and metals. In 2006–2018 the principal beneficiaries from such cooperation were SAR and Brazil which managed to dramatically increase export of commodities produced by their powerful mineral complexes in other BICS countries. On the other side close cooperation with these countries enabled China to turn into the principal customer of minerals and metals in international market, secure continuity of supply and price stability and get excess to mineral resources of other countries of the organization. At the same time expectation of future cooperation of BRICS countries in regulation of international mineral market for a number of reasons occurred to be strongly exaggerated.

Key words: mineral and raw material complex, economics of mineral resources, BRICS countries.

Введение. В 2021 г. исполняется 15 лет с момента начала налаживания политических взаимосвязей между Бразилией, Россией, Индией и Китаем в рамках новой организации — БРИК и завершается первое десятилетие существования этого неформального межгосударственного объединения в его нынешнем составе (после присоединения ЮАР — БРИКС).

Роль этой группы стран в мире определяется не только впечатляющими валовыми территориально-демографическими характеристиками (на страны приходится 29,4% площади суши и в них проживает около 42% населения Земли), но главным образом высокими макроэкономическими показателями стран-участниц. В момент создания организации ее членами стали крупные и наиболее быстро развивавшиеся экономики, в которых в 2018 г. было получено 30,5% мирового ВВП (с учетом паритета покупательной способности). В 2000–2019 гг. среди 16 крупнейших экономик мира (ВВП $\geq$ 1000 млрд долл. США) Китай и

Индия демонстрировали наивысшие темпы роста ВВП, Бразилия и Россия входили в число семи наиболее быстро развивавшихся экономик, опережая по этому показателю Францию, Германию, Японию, Великобританию и США, а ЮАР представляла крупнейшую экономику Африканского континента.

Однако возрастающим влиянием на международной арене БРИКС обязана не только суммарной площади территорий стран-участниц, их демографической позиции и растущей экономической мощи. Обширность территорий стран-членов организации и разнообразие геологических обстановок рудообразования обусловили их высокую обеспеченность разнообразными видами твердых полезных ископаемых и исключительно важную роль в снабжении мировой экономики минеральным сырьем. Обилие и разнообразие минеральных ресурсов на их территории оказались важными предпосылками ускоренного индустриального развития этих стран. Все пять членов организации

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: alderg51@yandex.ru

входят в первую десятку стран мира, в каждой из них добывается более 30 видов минерального сырья. Они возглавляют мировой рейтинг по добыче 35 из 57 важнейших видов твердых полезных ископаемых, а в 2017 г. на их долю приходилось 57,9% мирового производства минерального сырья (в стоимостном выражении). Несмотря на огромное и быстро возрастающее внутреннее потребление всех видов минеральных материалов и металлов эти пять стран в 2018 г. обеспечили 14% поставок их на мировой рынок (по стоимости). Именно это обстоятельство в период формирования БРИКС обусловило высокие ожидания в отношении сотрудничества стран организации в области минерально-сырьевого комплекса (МСК), принимающего разнообразные формы. Однако по прошествии времени оказалось, что реальные результаты сотрудничества стран организации в этой области далеки от ожидавшихся, а некоторые из представлений, существовавших на этот счет в профессиональном сообществе, должны быть пересмотрены по причинам, которые требуют специального анализа.

Источники данных о запасах большинства видов полезных ископаемых в различных странах мира были получены из материалов Геологической службы США (USGS) [Mineral, 2020], а о физических объемах их добычи — из ежегодника «World Mining Data» (с данными за 2018 г.) [World, 2020]. Сведения об экспорте и импорте различных видов минерального сырья и металлов, а также о суммарном товарном экспорте разных стран получены из базы данных Конференции ООН по торговле и развитию [UN Trade, 2020].

Взаимные поставки минеральных товаров странами БРИКС. Мировое сообщество вступило в XXI век с рядом нерешенных проблем в области минерально-сырьевого комплекса. Алармистские прогнозы о близком исчерпании минеральных ресурсов очевидным образом не оправдались. Однако противоречия, возникающие на рынках минерального сырья и представляющие собой частное проявление этих проблем, усугубляются. Фундаментальные причины этого заключаются в естественной неравномерности размещения запасов полезных ископаемых и возрастающем дефиците минерального сырья.

Страны, обладающие большими ресурсами недр, имеют важное преимущество для продолжения индустриального развития, поддержания высокого темпа экономического роста, решения стоящих перед ними социальных задач. Их роль в обеспечении минеральными материалами остальных стран мира возрастает и, как следствие, повышается их статус, изменяется их место в неформальной иерархии международных экономических и политических взаимоотношений. Такие страны получают дополнительные возможности в отстаивании своих национальных интересов.

Создание БРИКС отражало общемировую тенденцию к интеграции экономик различных групп стран, подписанию дву- и многосторонних соглашений в области экономического сотрудничества в тех областях, где для решения крупных проблем недостаточно усилий одной какой-либо страны, и требуются совместные и скоординированные действия. В полной мере это относится к проблеме возрастающего дефицита невозобновляемых природных ресурсов, в том числе минерально-сырьевых.

Страны БРИКС — наряду с США, Канадой и Австралией — обладают самыми развитыми минерально-сырьевыми комплексами и продолжают обеспечивать значительную часть потребностей других стран в рудах и концентратах Fe, Sn, Ta, Nb и Al (Бразилия), Cr, Mn, Ti и Zr (ЮАР), индустриальных минералах — графите, флюорите и магнезите (Китай), асбесте (Россия), каолиновых глинах (Бразилия), кварце и бентонитовых глинах (Индия), слюде (Китай и Индия), алмазах (Россия, ЮАР), а также металлических Ni (Россия), Ta, W и Mo, Mg, Cd, Zr (Китай), Al (Россия и Китай), металлов платиновой группы (МПГ) (ЮАР, Россия).

Однако масштабы экономик стран БРИКС и степень их диверсификации по отраслям, продолжающиеся в этих странах ускоренная индустриализация и урбанизация, осуществление беспрецедентных по масштабам инфраструктурных проектов обуславливают быстрый рост потребления в них все более разнообразных минеральных материалов. Возможности ускоренного экономического роста этих стран в отдельности только за счет собственных ресурсов в силу естественных причин (неравномерность распределения запасов полезных ископаемых в земной коре и их невозобновляемость) ограничены и постепенно сокращаются. В то же время минерально-сырьевые ресурсы стран БРИКС огромны и удачно дополняют друг друга. Поэтому одно из возможных направлений их сотрудничества — расширение ими взаимных поставок минеральной продукции: индустриальных минералов, руд и концентратов металлов, цветных металлов, драгоценных и полудрагоценных камней, немонетарного золота (СИТС 27, 28, 68, 667 и 971 соответственно, по Стандартной международной классификации ООН [Standard, 2020]).

Интенсификация взаимного обмена товарами предвляла создание БРИК (в 2006 г.) и последующее присоединение к ней ЮАР (в 2011 г.). Иными словами, в обоих случаях политическое сближение стран следовало за расширением их взаимодействия в экономике, превращением их в важных торговых партнеров. Так, рост товарного экспорта из ЮАР в остальные страны БРИКС в 2007–2009 гг. опережал динамику товарного экспорта страны в целом, и в результате доля южноафриканского экспорта товаров, направлявшаяся в страны организации, за 3 года, предшествовавшие

присоединению страны к БРИК, выросла с 6,5 до 15,4% и в последующий период удерживалась на уровне приблизительно 15–16% (рис. 1, *а*). Аналогичная динамика наблюдалась и в остальных странах организации, с той разницей, что ускоренный рост взаимной торговли в них начался в 2000–2001 г., т.е. за 4–5 лет до учреждения БРИК. В частности, доля бразильского товарного экспорта в четыре другие страны организации в течение длительного времени оставалась на уровне 4%, непосредственно перед учреждением БРИК эта доля за 3 года возросла в 2,5 раза, превысила 10% в 2006 г. и продолжала расти до 30,6% в 2019 г. (рис. 1, *б*).

В целом взаимный товарный экспорт стран БРИКС в 2000–2019 гг. увеличился в 20,1 раз, тог-

да как их суммарный экспорт товаров в остальные страны мира — только в 7,5 раз (средний темп роста составлял 17,1 и 11,1% в год соответственно). В итоге доля взаимных поставок товаров странами БРИКС в 2019 г. достигла 10,0% их суммарного товарного экспорта во все страны мира по сравнению с 3,7% в 2000 г. (рис. 2, *а*).

В развитии столь быстро расширявшихся торговых обменов между странами БРИКС особую роль сыграла продукция их минерально-сырьевых комплексов. Минеральная продукция, в большом количестве производимая всеми странами организации, еще до ее формального учреждения оказалась среди видов товаров, наиболее востребованных партнерами по БРИКС. Именно с нее начался ускоренный рост взаимных поставок

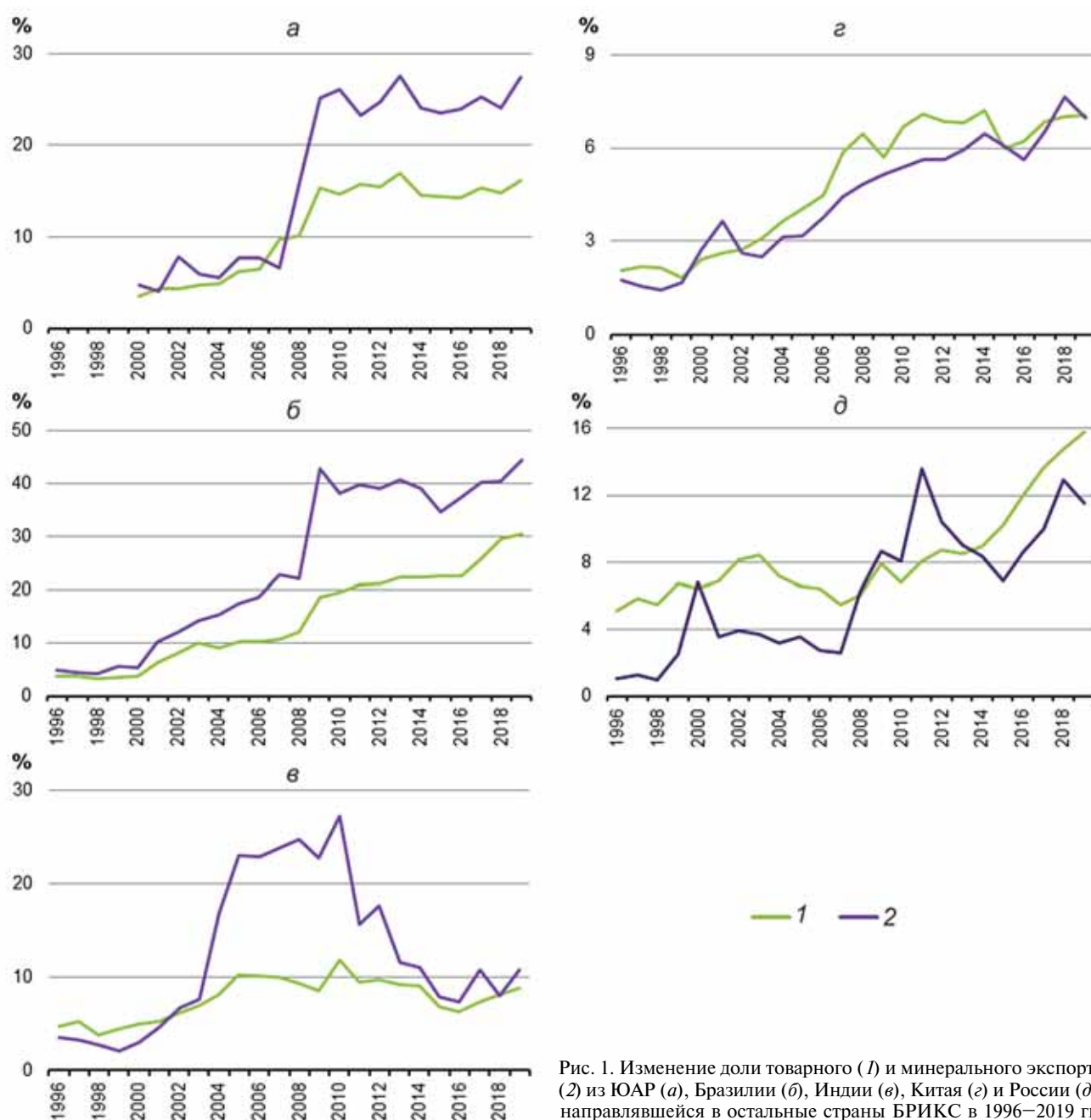


Рис. 1. Изменение доли товарного (1) и минерального экспорта (2) из ЮАР (*а*), Бразилии (*б*), Индии (*в*), Китая (*г*) и России (*д*), направлявшейся в остальные страны БРИКС в 1996–2019 гг.

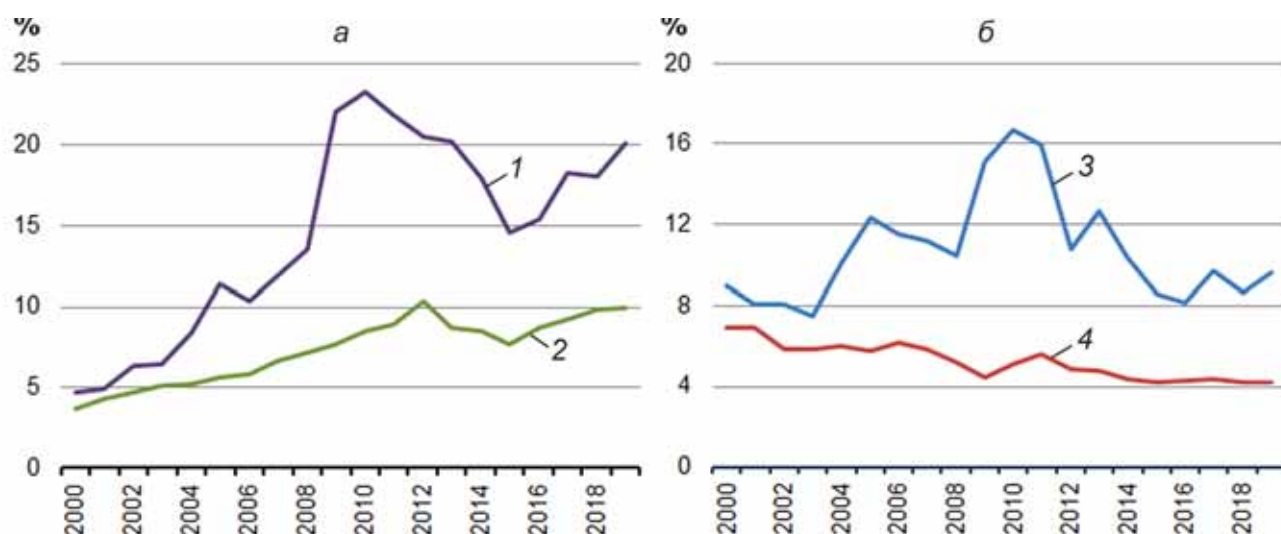


Рис. 2. Структура экспорта стран БРИКС: *а* — доля взаимных поставок в суммарном товарном (1) и минеральном экспорте (2); *б* — доля минерального сырья и металлов во взаимных поставках товаров странами БРИКС (3) и в их экспорте в остальные страны мира (4)

товаров. Доля рудного и неметаллического сырья и металлов в суммарных взаимных поставках товаров пяти стран организации накануне ее создания, в 2004–2005 гг., возросла с 7,3 до 12,3%, а затем перед присоединением ЮАР еще увеличилась с 10,3% в 2008 г. до 16,7% в 2010 г. (рис. 2, б). В Индии, например, минеральные товары максимально составляли до 40% товарного экспорта страны в другие страны БРИКС, в Бразилии — 60% (рис. 1, а–в).

В то же время в товарных обменах стран БРИКС с остальными странами мира доля минеральных товаров после 2003 г. была в несколько раз ниже. С 2000 г. она снижалась в странах БРИКС в целом (рис. 2, б), снижалась в ЮАР (после 2007 г.), в Индии, Китае, России и демонстрировала минимальный рост (в Бразилии) (рис. 3).

В начале 2000-х гг. географическая структура экспорта минерального сырья суммарно из Бразилии, России, Индии, Китая и ЮАР практически не отличалась от структуры их товарного экспорта в целом. В 2002 г. взаимные поставки составляли 5,0% экспорта минерального сырья и 4,3% товарного экспорта. Но с 2004 г. доля взаимных поставок в минеральном экспорте начинает опережающим образом возрастать (рис. 2, а). Иными словами, все большая часть экспортируемой странами БРИКС продукции минерально-сырьевого комплекса (максимально свыше 23% в 2010 г.) приобретает партнерами по организации, которые рассматривают друг друга в качестве предпочтительных поставщиков такой продукции.

Этому способствовало то обстоятельство, что минерально-сырьевые комплексы стран БРИКС во многих отношениях хорошо дополняют друг друга. Например, Россия и ЮАР — крупнейшие производители алмазов, тогда как Индия и Китай превратились в крупнейшие в мире центры их обработки.

Однако к особенностям минерального сырья, отличающим его от продукции обрабатывающих отраслей, относится невозможность в течение продолжительного времени наращивать его экспорт таким же темпом, как экспорт готовых изделий, а значит, поддерживать на высоком уровне долю минеральной продукции в товарном экспорте. Со временем она неизбежно начинает сокращаться, и причина этого в конечном счете заключается в ограниченности числа месторождений и запасов полезных ископаемых и исчерпаемости минеральных ресурсов. Вклад минерально-сырьевых товаров во взаимный товарный экспорт стран БРИКС сначала медленно, а после 2011 г. ускоренно снижался до 9,6% в 2018 г., т.е. практически до уровня 2000 г. При этом он все равно оставался в 2 раза с лишним выше, чем вклад минеральной продукции в товарный экспорт стран БРИКС в остальные страны мира (8,6% против 4,2% в 2018 г.) (рис. 2, б).

Однако страны БРИКС различаются по вкладу минерального сырья и металлов в их товарный экспорт в другие страны-члены организации и по динамике его изменения. В ЮАР, например, накануне вступления страны в организацию и в первые годы после этого вклад почти непрерывно возрастал с уровня 31,7% в 2004 г. и максимально до 60,4% суммарного товарного экспорта в страны БРИКС в 2013 г., и лишь затем снизился до 59,1% в 2018 г. Доля минеральных товаров в товарном экспорте из ЮАР в остальные страны мира с 2008 г. была в 1,5–2 раза ниже и с тех пор практически не изменилась (рис. 3, а).

В Бразилии вклад минеральной продукции в товарный экспорт в другие страны БРИКС также начал быстро возрастать с уровня 12,9% в 2004 г., достиг максимального значения 38,9% в 2011 г., а вступив в фазу снижения, сократился до 22,6% в 2019 г. (рис. 3, б). Однако даже и в конце этого

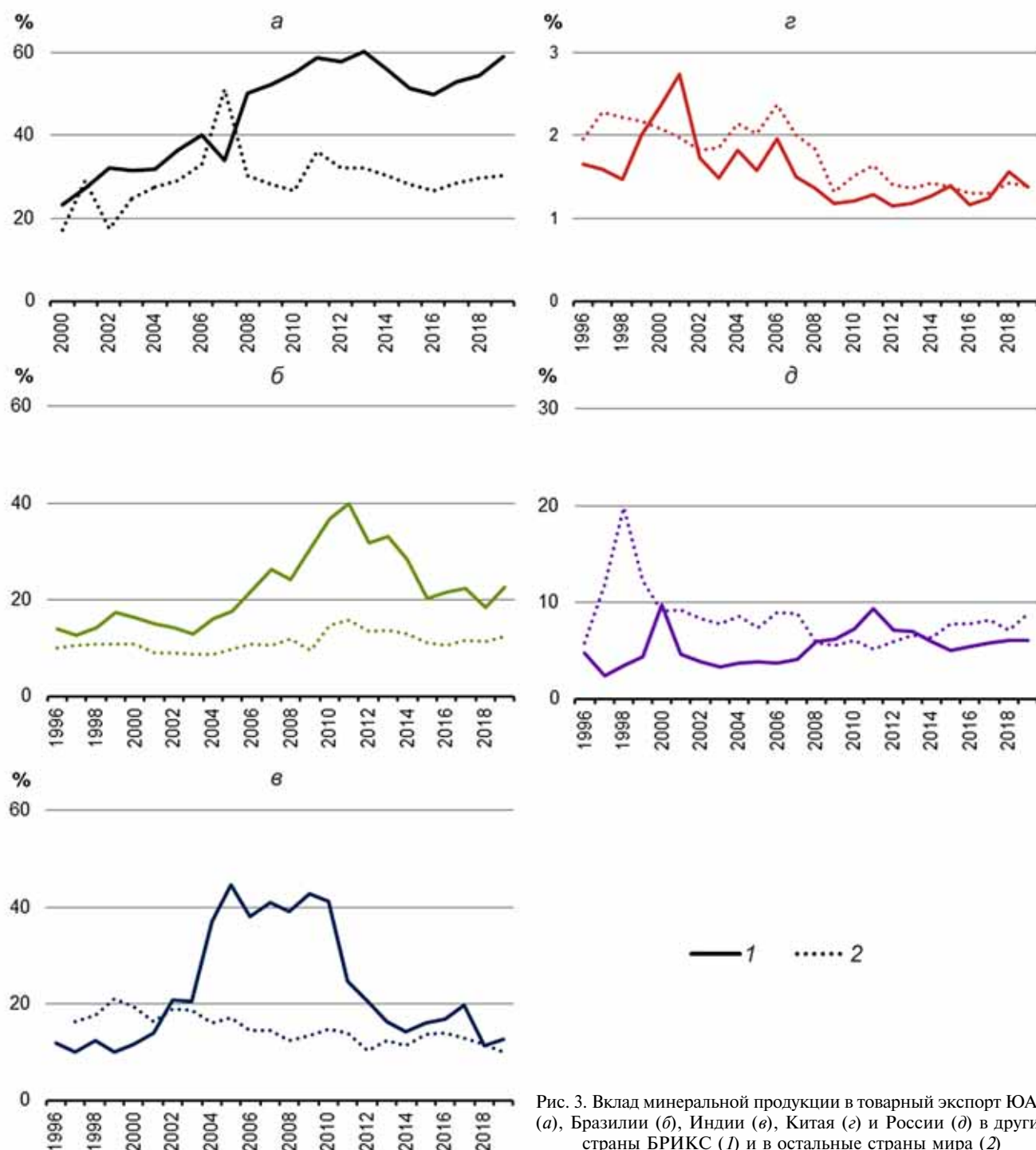


Рис. 3. Вклад минеральной продукции в товарный экспорт ЮАР (а), Бразилии (б), Индии (в), Китая (г) и России (д) в другие страны БРИКС (1) и в остальные страны мира (2)

периода он оставался в 1,6 раза выше, чем в товарном экспорте в остальные страны мира. Такая динамика, видимо, вообще свойственна экономикам с развитым минерально-сырьевым комплексом и ориентировкой его продукции на экспорт.

По сравнению с ЮАР в Бразилии падение доли минерального сырья в экспорте в страны БРИКС было значительно более быстрым и глубоким. Это отражает различия между странами с диверсифицированным по видам продукции минерально-сырьевым комплексом и странами с высокой зависимостью от экспорта какого-то одного

ее вида. Действительно, если ЮАР экспортирует в страны БРИКС хромиты (13,4% минерального экспорта в страны организации), железные руды (36,8%), марганцевые руды (32,8%), алмазы, концентраты редких элементов (Zr, Nb, Ta, V, Ti) (14,3%), то бразильский минеральный экспорт на 84,6% представлен железными рудами.

В Индии с 2006 по 2010 г. доля минерального сырья в товарном экспорте удерживалась на уровне 40% (рис. 3, в), а затем за 2 года сократилась в 2,5 раза. Причиной такого снижения лишь отчасти был рост товарного экспорта, а главным фактором

стало уменьшение абсолютного размера экспорта минерального сырья в 3 раза в 2019 г. по сравнению с 2010 г. Это отражает постепенный переход страны к преимущественно внутреннему потреблению продукции национального минерально-сырьевого комплекса и экспорту преимущественно произведенных из нее готовых товаров.

Россия и особенно Китай отличаются наименьшим среди всех членов организации вкладом минерального сырья и металлов в поставки товаров партнерам по БРИКС (3,5–9,0 и 1,0–2,5% соответственно). В обеих странах этот вклад в целом испытывал устойчивое падение (лишь в России учреждение БРИКС отмечено его небольшим ростом в 2007–2011 гг.) и уступал аналогичному показателю в торговле с остальными странами мира (рис. 3, а, б).

Взаимные поставки минерального сырья как форма взаимодействия минерально-сырьевых комплексов стран БРИКС служат интересам всех стран-участниц организации. Однако главные бенефициары такого сотрудничества, безусловно, с одной стороны ЮАР, Бразилия и в на много меньшей степени Индия, а с другой — Китай. ЮАР и Бразилия, входят в число крупнейших мировых экспортеров минерального сырья, и в каждой из них успех в борьбе с бедностью и безработицей, в решении других социальных проблем во многом зависит от роста экспортных поступлений, и чем быстрее они возрастают, тем при прочих равных условиях успешнее эта борьба.

В 2004–2019 гг. средний темп роста южноафриканского товарного экспорта в страны организации был в 2,6 раза, а минерального экспорта — в 2,7 раза выше, чем в остальные страны мира, а бразильского — в 2,4 и 2,7 раза выше соответственно. Это было далеко не в последнюю очередь обусловлено вовлеченностью ЮАР и в меньшей степени Бразилии в масштабные поставки сырьевых товаров в Китай и Индию, которые демонстрировали в этот период, в основном за счет реального сектора, наиболее высокий темп роста ВВП (9,0 и 6,8% соответственно) среди крупнейших экономик мира (ВВП > 1000 млрд долл. США).

Вообще для каждой страны предпочтительнее поставки любой ее экспортной продукции в страны с экономиками с высоким темпом роста. В странах с быстрорастущими экономиками решаются проблемы индустриализации, урбанизации, создания современной инфраструктуры, роста уровня жизни, и, значит, быстро возрастают потребности в разнообразных видах материалов, в том числе минеральных. Продажа минеральных товаров таким странам позволяет поставщикам такой продукции использовать высокий темп экономического развития своих торговых партнеров для решения собственных задач, в частности, для роста производства в добывающем секторе,

увеличения внешнеторговых поступлений за счет своих традиционных экспортных товаров, пополнения бюджета и т.д. Подготовка и формирование БРИКС облегчили для Бразилии и ЮАР доступ на самые емкие и быстро развивавшиеся индийский и особенно китайский рынки минеральных материалов и металлов, позволили им войти в число крупнейших поставщиков и создали дополнительные возможности для расширения экспорта железных и марганцевых руд, хромитов, МПГ, редкометального сырья, драгоценных камней и других видов сырьевых товаров.

Однако рост бразильского и южноафриканского экспорта минерального сырья лишь отчасти был обусловлен увеличивавшимся потреблением в других странах БРИКС. Другой важной причиной стало увеличение доли продукции из Бразилии и ЮАР в индийском и особенно в китайском импорте. Так, доля минерального сырья из ЮАР в закупках Китаем на мировом рынке хромитов с 2004 по 2019 г. возросла с 6 до 79%, марганцевых руд — с 13 до 54%, МПГ — с 27 до 51%, драгоценных и полудрагоценных камней — с 25 до 54%, концентратов Мо, V, Nb, Ta, Zr — с 9 до 15% и т.д. В тот же период доля сырья из ЮАР в индийском импорте МПГ возросла с 3 до 23%, железных руд — с 1 до 38% и т.д. Таким образом, страны БРИКС, ставившие задачу увеличения поступлений от экспорта минеральных товаров, успешно использовали преимущества экономического и политического сближения с партнерами по БРИКС и постепенно вытесняли с их рынков конкурирующих поставщиков минеральных товаров.

В результате в 2019 г. южноафриканский минеральный экспорт, например, вырос по сравнению с 2004 г. на 20,2 млрд долл., причем 40% прироста было получено за счет расширения поставок в страны БРИКС (в основном в Китай и в меньшей мере в Индию). Сходная картина наблюдалась и в Бразилии, где экспорт только железорудного сырья, в 2019 г. по сравнению с 2004 г. увеличился на 17,9 млрд долл. (в 4,8 раза), причем 69% прироста было получено за счет расширения поставок продукции в страны БРИКС (преимущественно в Китай).

За 16 лет (2004–2019 гг.) Бразилия только за счет поставок своих минерально-сырьевых товаров экономикам стран БРИКС, которые возрастали на много более высоким темпом по сравнению с поставками остальным странам мира, получила 120 млрд долл. поступлений от экспорта (340% стоимости минерального экспорта страны в 2019 г.), ЮАР — 69 млрд долл. (220%), Индия — 44 млрд долл. (130%) (рис. 4).

В этом смысле минимальный выигрыш от сотрудничества со странами организации получил Китай (14 млрд долл., что составляет 39% минерального экспорта страны в 2019 г.), который давно и последовательно сокращает экспорт

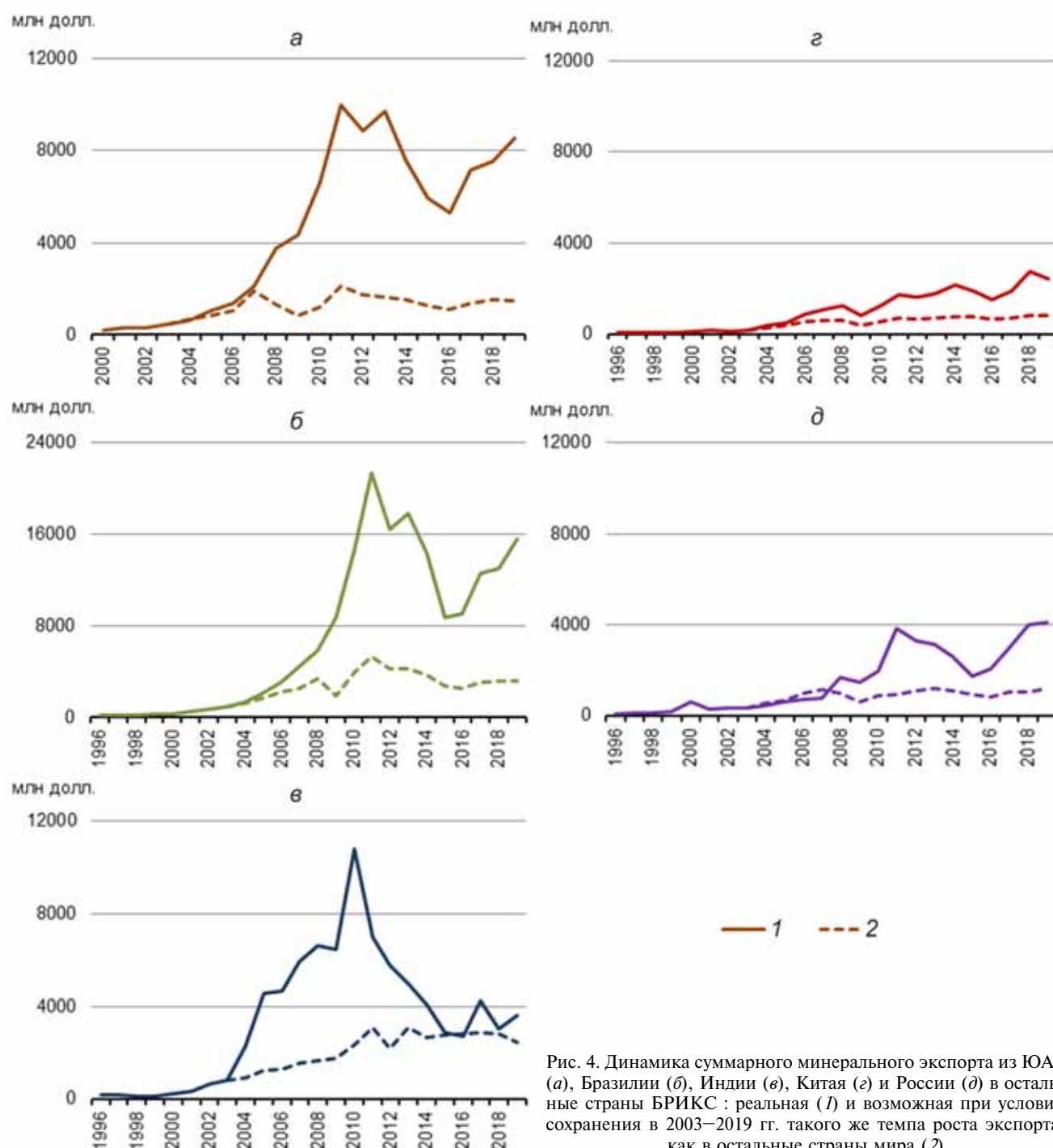


Рис. 4. Динамика суммарного минерального экспорта из ЮАР (а), Бразилии (б), Индии (в), Китая (г) и России (д) в остальные страны БРИКС : реальная (1) и возможная при условии сохранения в 2003–2019 гг. такого же темпа роста экспорта, как в остальные страны мира (2)

минерального сырья ради обеспечения растущих потребностей национальной экономики.

Российская Федерация с показателем 20 млрд долл. (57%) в силу различных, но совершенно иных причин, рассмотренных ранее в [Дергачев, 2020], не смогла воспользоваться преимуществами, которые дают политическое сближение и торговое сотрудничество с быстрорастущими экономиками, и нарастить экспорт минерального сырья и свою долю на рынках стран БРИКС, эта доля и в 2019 г. осталась на уровне 2004 г. (2,1%). Такое развитие событий обусловлено комплексом взаимосвязанных причин, от логистических (внутриконтинен-

тальное положение основных российских центров производства минерального сырья и их удаленность от наиболее емких рынков) до текущего состояния минерально-сырьевой базы страны, по многим видам полезных ископаемых не обеспечивающей быстрое увеличение добычи в ответ на рост спроса на минеральное сырье в других странах БРИКС, особенно в Индии и Китае.

Так или иначе, но доля минерального сырья в товарном экспорте России в страны мира за пределами организации (7,0%) намного ниже, чем в большинстве стран БРИКС (кроме Китая), а доля экспорта сырья в торговле со странами БРИКС

оказывается еще ниже (6,1%). В то же время в Индии и особенно Китае потребности обрабатывающих отраслей стимулируют рост спроса на минерально-сырьевые товары. Добывающая промышленность этих стран перестала справляться с задачей обеспечения сырьем национальных экономик. Как следствие, Индия и Китай превратились в крупнейших покупателей минеральных товаров на мировом рынке, и высокая волатильность цен на них создает трудности в реализации их грандиозных планов развития. Для этих стран партнерство в рамках организации с крупнейшими мировыми производителями минерального сырья, по многим позициям доминирующими на мировом рынке, означает большую стабильность поставок и предсказуемость изменения цен. С течением времени возможно и получение ими доступа к недрам, к разведке и разработке месторождений важных для них видов минерального сырья на территории стран-партнеров. Так, компании из России, Китая и Индии через совместные предприятия уже осуществляют добычу хромитов на месторождениях Бушвельдского комплекса и марганцевых руд на месторождении Калахари в ЮАР; поиски углеводородов на шельфе и производство горячебрикетированного железа (АО «Росгеология» и ПАО «Северсталь» в ЮАР); а бразильский гигант компания «Vale» инвестирует в железорудные проекты на территории Китая и т.д.

Значение взаимных поставок минерального сырья как формы взаимодействия стран в области минерально-сырьевого комплекса в перспективе вполне вероятно будет возрастать. Объективными предпосылками к этому служат не только истощаемость минеральных ресурсов, но и неравномерность распределения запасов и малочисленность месторождений многих видов полезных ископаемых. К этому следует добавить участвовавшие в последнее время попытки введения ограничений на поставки определенной продукции, введения эмбарго и применения санкций. До сих пор подобные меры применялись в отношении продукции высокотехнологичных отраслей, случаи их применения или угрозы использования в отношении поставок минерально-сырьевых материалов (например, урановых руд, вольфрамового и редкоземельного сырья) известны, но намного более редки и менее успешны. Для большинства видов минерально-сырьевых товаров существует достаточно обширные, со многими сотнями и тысячами участников, открытые и демократичные рынки, регулирование которых возможно только при условии координации действий многих важнейших участников. Ожидания в период формирования БРИКС были связаны именно с такими областями и формами сотрудничества этих стран, где их интересы более или менее совпадали. Взаимные поставки минерального сырья и металлов не предполагают полного совпадения интересов

партнеров. Даже членство в одной организации и сотрудничество на политическом уровне не снимают всех противоречий, и страны-экспортеры и покупатели их продукции все равно остаются по разные стороны рынка.

Возможности совместного регулирования мирового рынка минерального сырья. Минеральные ресурсы относятся к категории невозобновляемых; страны, в больших количествах поставляющие минеральное сырье и металлы на мировой рынок, вправе рассчитывать на достойное вознаграждение, и в этом отношении их интересы совпадают. Поэтому еще одним важным направлением сотрудничества стран БРИКС в сфере минерально-сырьевого комплекса является координация их действий с целью повышения эффективности их влияния на мировой рынок минерального сырья и максимального экономического эффекта от использования их исчерпаемых природных ресурсов.

Наличие в какой-либо стране богатых ресурсов недр подкрепляет ее политические решения, дает возможность влиять на формирование предложения минерального сырья и металлов на мировом рынке, а значит, на мировые цены на них и экономическую ситуацию в других странах. Однако это требует выполнения ряда условий:

- 1) страна должна контролировать значительную часть мирового производства того или иного вида минеральной продукции;
- 2) производство такой продукции другими странами в силу естественных причин не может быть в кратчайшие сроки значительно увеличено;
- 3) большая часть такой продукции в мире получается как главный (не попутный или побочный) продукт переработки добываемых из недр полезных ископаемых;
- 4) ограничения добычи и экспорта некоторого вида продукции не вызывает существенных потерь экспортных поступлений и не наносит неприемлемого ущерба бюджету государства, который формируется в основном за счет других источников;
- 5) производимая продукция направляется на экспорт, причем составляет достаточно большую часть такой продукции, реализуемой на мировом рынке;
- 6) в основных областях применения использование субститутов производимой минеральной продукции по тем или иным причинам невозможно или ограничено.

Очевидно, что при регулировании рынка минерального сырья ощутимые преимущества имеют объединения нескольких стран с развитыми минерально-сырьевыми комплексами, и в случае БРИКС речь фактически могла бы идти о создании сырьевого картеля. Это обстоятельство породило определенные ожидания относительно взаимодействия стран БРИКС в области минерально-сырьевого комплекса и возможности соглашения между ними о влиянии на мировые цены на

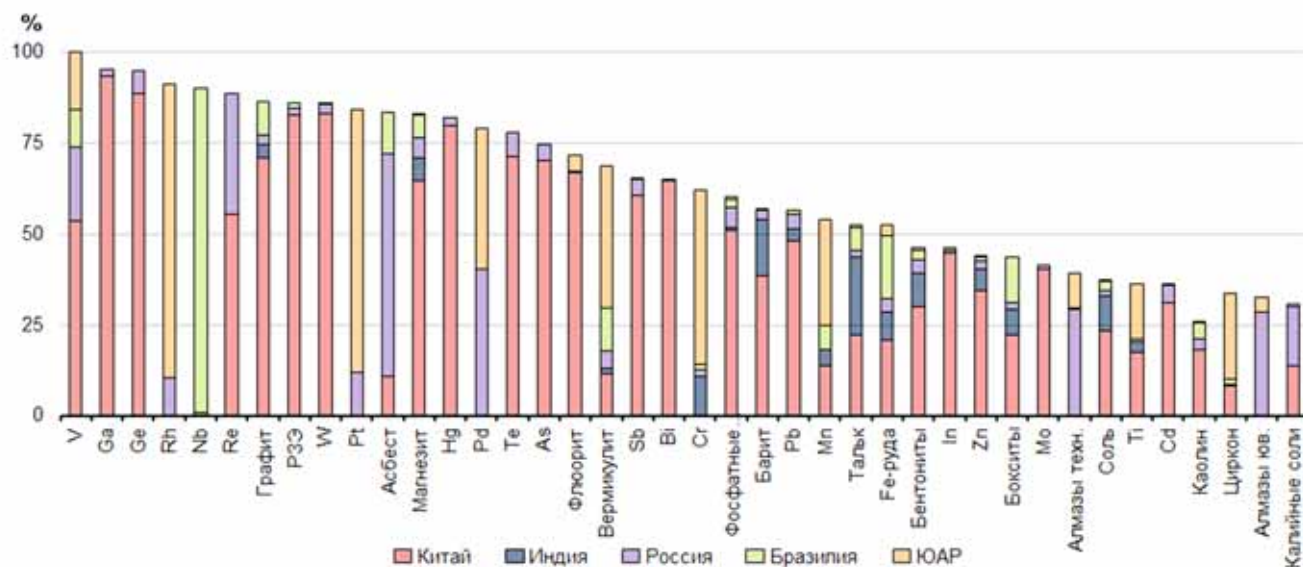


Рис. 5. Вклад стран БРИКС в мировую добычу полезных ископаемых

определенные виды минерально-сырьевых товаров и металлов. Однако следует проанализировать в какой мере и для каких именно все видов полезных ископаемых при этом выполняются шесть перечисленных выше условий.

1. Доля мировой добычи 40 видов полезных ископаемых, приходящаяся на пять стран БРИКС, превышает 25%. Минерально-сырьевые комплексы стран БРИКС в 2018 г. вносили свыше 90% в мировую добычу V, Ga, Ge, Rh, Nb и более 75% в рудничное производство Re, графита, P3Э, W, Pt, асбеста, магнетита, Hg, Pd, Te (рис. 5). Они обеспечивали свыше половины мировой добычи As, флюорита, вермикулита, Sb, Bi, Cr, фосфатных руд, барита, Pb, Mn, талька и железных руд, а также более 30% мирового рудничного производства бентонитовых глин, In, Zn, бокситов, Mo, Ti, Cd, каолиновых глин, циркона, ювелирных и технических алмазов и соли.

Для эффективного влияния объединений стран на мировой рынок необходимо выполнение еще и ряда дополнительных условий. Несколько стран организации должны обладать сопоставимыми вкладами в производство продукции. В этом случае возможные потери от мер регулирования рыночного предложения и цен сказывались бы на них в равной степени. Страны БРИКС лидируют в мире по добыче многих видов минеральной продукции, в том числе V, Ga, Ge, In, Pb, P3Э, Hg, Te, Zn, Mo, W, Sb, As, Bi, флюорита, графита, барита, магнетита, фосфатов (Китай), Cr, Mn, МПГ, вермикулита (ЮАР), Nb (Бразилия), асбеста и ювелирных алмазов (Россия), талька (Индия) (перечислены только те виды сырья, суммарное производство которого странами БРИКС превышает 40% мировой добычи). Однако в большинстве таких случаев одна страна БРИКС резко доминирует над остальными и вынуждена будет нести наиболее значительные

потери от мер регулирования. Степень неравномерности распределения долей производства некоторого вида минеральной продукции между пятью странами БРИКС определялась по значениям индекса Херфиндаля–Хиршмана (ННП), который для 56 видов минерального сырья изменялся от 2938 (железные руды) до 10000 (Be). Наиболее равномерное распределение добычи между пятью странами устанавливается для железных руд, Au, Ni, S, каолина, V, бокситов, Ta, Mn, вермикулита (ННП<4000). Однако из списка видов сырья, предлагаемых для совместного регулирования рынка, в соответствии с этим критерием должны быть исключены руды Nb, Ge, Ga, W, As, P3Э, Hg, Te, Sb, Bi, Mo, а также флюорит.

2. Быстрое увеличение производства некоторых из перечисленных видов минеральной продукции за пределами БРИКС маловероятно в силу ограниченности запасов или отсутствия новых высокорентабельных месторождений в остальных странах мира. Страны организации, с одной стороны, контролируют существенную часть мировых запасов (%) МПГ (97), Nb (95), V (88), асбеста (80), P3Э (77), W (61), Mn (59), Sb (57), Mo (54), Cr (50), Mg, магнетита и графита (по 49), железной руды и Ti (по 46), Sn (45). В этих странах находится также значительная часть запасов Ni (35), барита (33), флюорита и Ta (по 31), Au и Pb (по 29), Zr и барита (по 24), калийных солей и Zn (по 23), Li (20). С другой стороны, на территории стран организации находятся крупнейшие хромитовые и платинометалльные месторождения Бушвельдского комплекса, марганцевые месторождения рудного поля Куруман и золоторудные — бассейна Витватерсранд (ЮАР), уникальные месторождения Якутской алмазонасной провинции, Курской магнитной аномалии, Норильского рудного района и Вернекамского соленосного бассейна (Россия),

крупнейшее в мире месторождение РЗЭ Баян-Обо (Китай), месторождения Nb Араша и железных руд «Железного треугольника» (Бразилия) и множество других интенсивно разрабатываемых месторождений мирового класса и крупнейших минералогических провинций. Однако этому критерию не отвечают и должны быть исключены из списка видов сырья руды Pb, а также барит, фосфатные породы, тальк, вермикулит, бокситы, бентонитовые и каолиновые глины, алмазы (как ювелирные, так и технические), соль и циркон.

3. Некоторые виды минеральной продукции и металлов целиком или большей частью получают попутно или как побочные продукты. Масштабы их производства определяются спросом на главную продукцию, поэтому регулировать предложение и цены на такую продукцию практически невозможно. Так, собственно ванадиевые или кадмиевые месторождения, например, не известны, и эти элементы в основном получают попутно: V — из титано-магнетитовых и ильменит-магнетитовых руд, а Cd — из руд цинка.

4. Производство и экспорт рудного и неметаллического сырья и металлов вносит существенный непосредственный вклад в экономику большинства стран БРИКС, и они, пожалуй, за исключением Китая, сильно зависят от экспорта минеральных товаров, цены на которые они не контролируют. Вклад минерального сырья и металлов в товарный экспорт от страны к стране колеблется в широком диапазоне. В 2018 г. он находился на минимальном уровне (%) в России (8,4) и особенно в Китае (1,4) с его огромным товарным экспортом (11,3% мирового) и ориентацией на вывоз товаров высоких переделов, но принимал повышенные значения в Индии (10,6) и Бразилии (15,6), достигая максимума в ЮАР (34,9). При этом если в России и Китае доля минерального сырья в экспорте товаров в 2000–2018 гг. демонстрировала медленное, а в Индии — быстрое снижение, то в Бразилии и особенно в ЮАР она быстро и устойчиво возрастала. В 2016 г. стоимость продукции МСК, выраженная в долях ВВП (%), в Бразилии составляла 2,0, в Индии — 3,4, в Китае — 5,6, в России — 7,1, в ЮАР — 16,5 (реальный вклад добычи полезных ископаемых в ВВП в среднем составляет около 30% стоимости произведенного минерального сырья и металлов).

Таким образом, сокращение добычи или снижение цен на минеральные материалы неизбежно должно достаточно сильно влиять на наполнение национальных бюджетов, по крайней мере некоторых стран БРИКС (в наибольшей мере ЮАР). В то же время влияние изменений на рынках конкретных видов минерального сырья, очевидно, будет намного меньше влиять на национальные экономики. Исключение — случаи, когда экспорт одного вида минеральной продукции составляет большую часть минерального экспорта в целом,

как это имеет место с железными рудами в Бразилии. По этой причине координация усилий стран БРИКС с целью регулирования рынка железорудного сырья маловероятна.

5. Страны БРИКС в 2018 г. в заметных количествах поставляли на мировой рынок (доля стоимости мирового экспорта, %) индустриальные минералы, в том числе асбест (80), графит (71), обожженную магнезию и намертво обожженный магнезит и слюду (по 61), кварц (37), магнезит (30), а также руды, концентраты и лом марганца (86), хрома (68), титана (45), циркония (44), алюминия (37), железа (31), ниобия, тантала и ванадия (28) и металлы Mg (67), Mo (43), МПГ (36), Zr (30), W (28). По этим видам минерального сырья соглашения между странами БРИКС о совместных действиях, направленных на регулирование предложения и цен на мировом рынке, в принципе возможны. Однако этому не способствует то, что эти страны, и прежде всего Китай, одновременно и крупнейшие потребители и покупатели этих товаров на международном рынке. На членов организации приходится основная доля (%) закупок на международном рынке руд хрома (93), железа (77), марганца (75), циркония (70), бокситов и глинозема (63), а также слюды (57), асбеста (56), магнезита (55), вольфрама (45), а кроме того металлов, в частности, Co, Cd, Cu. Во всех перечисленных случаях эффективность влияния стран организации на цены и предложение минерального сырья снижается из-за различий в интересах самих этих стран, оказывающихся по разные стороны рынка.

6. Возможные меры регулирования рынка какого-то вида минерального сырья и металлов могут быть достаточно эффективны только в случае, если он не может быть быстро заменен близкими по стоимости субститутами, обладающими сходными свойствами, а спрос на него стабилен или возрастает. Наличие многочисленных заменителей в различных областях применения исключает из списка видов сырья, например, асбест, спрос на который в силу экологических причин стабильно снижается, а также вермикулит, дешевыми заменителями которого могут выступать перлит, глины, древесная кора.

Проведенный анализ практически не оставляет возможностей для сотрудничества стран-членов БРИКС в вопросах регулирования мирового рынка минерального сырья. Одно из важных исключений — металлы платиновой группы, спрос на которые в последние годы быстро возрастает. Россия и ЮАР контролируют 4/5 мировых запасов Pt, Pd, Ru, Os, Rh и Ir и доминируют в их добыче. В отличие от большинства видов минеральных ресурсов, дополнительное предложение, спрос и цены на МПГ не эластичны: рост цен на платиноиды не провоцирует освоение новых месторождений, поскольку доступные запасы металлов скудны и серьезно увеличить добычу в короткие сроки не

представляется возможным. Еще в 2013 г. были достигнуты принципиальные договоренности по вопросу создания блока стран-экспортеров металлов платиновой группы с участием двух стран. К настоящему моменту по металлам платиновой группы принята отдельная «дорожная карта» двустороннего взаимодействия. Среди основных направлений сотрудничества координация действий по развитию рынка металлов платиновой группы, в том числе влияние на соотношение рыночного спроса и предложения на них; новые сферы применения платины и МПГ; технологии добычи, обработки и аффинажа МПГ; повышение экономической эффективности в индустрии переработки этих металлов; инвестирование в МПГ; обмен научно-исследовательской информацией и экспертами; подготовка специалистов и т.д. Однако по большому счету «платиновый картель» в последующие годы не превратился в инструмент влияния стран-участниц на мировой рынок МПГ. С учетом сказанного в целом регулирование мировых цен на минерально-сырьевые товары и металлы скоординированными усилиями стран БРИКС в ближайшие годы представляется весьма маловероятным.

Заключение. Политическому сближению стран БРИКС предшествовало расширение их взаимодействия в экономике, превращение их в важных торговых партнеров. Среди видов товаров, в большом количестве производимых всеми странами БРИКС и наиболее востребованных их партнерами по организации, с самого начала важнейшую роль играла продукция их минерально-сырьевых комплексов. Страны БРИКС рассматривают друг друга в качестве предпочтительных поставщиков такой продукции. Именно с нее и начался уско-

ренный рост обмена товарами стран организации. Взаимные поставки минерального сырья служат интересам всех стран БРИКС. Однако главными бенефициарами такого сотрудничества стали, с одной стороны, ЮАР, Бразилия и в намного меньшей степени Индия, а с другой — Китай. В силу разнообразных причин минерально-сырьевому комплексу России не удалось воспользоваться преимуществами, которые дает политическое сближение и торговое сотрудничество с быстро-растущими экономиками Китая, Индии, Бразилии. В этом отношении Россия, наряду с Китаем, выглядит страной, выбравшей курс на развитие преимущественно экспорта продукции перерабатывающих отраслей, тогда как главную задачу минерально-сырьевого комплекса страны составляет удовлетворение потребностей отечественной промышленности и минимизация сырьевого импорта, а не рост поступлений от экспорта минералов и металлов. В связи с этим представления об угрозе превращения России в сырьевой придаток более развитых промышленных стран кажутся лишены оснований, по крайней мере в отношении руд металлов, горнохимического сырья и промышленных минералов, а также металлов.

Координация усилий стран БРИКС с целью повышения эффективности их влияния на мировой рынок минерального сырья и получения максимального экономического эффекта от использования их исчерпаемых природных ресурсов остается задачей на будущее. В этом отношении существовавшие в профессиональном сообществе первоначальные ожидания будущего сотрудничества минерально-сырьевых комплексов стран БРИКС оказались сильно завышены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дергачев А.Л. Роль и значение минерально-сырьевого комплекса для национальных экономик: твердые полезные ископаемые // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 3–11.

Mineral Commodities Summaries 2020. URL: <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2020/mcs2020.pdf> (дата обращения: 10.08.2020).

Standard International Trade Classification (SITC) Revision 4. URL: <http://unctadstat.unctad.org/en/Classifi->

[cations/DimSicRev3Products_Official_Hierarchy.pdf](#) (дата обращения: 13.02.2021).

UN Trade Statistics. URL: <http://comtrade.un.org/data> (дата обращения: 31.01.2021).

World Mining Data 2020. URL : <https://www.world-mining-data.info/wmd/downloads/PDF/WMD2020.pdf> (дата обращения: 10.08.2020).

Поступила в редакцию 29.03.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 550.8:551.211

Е.В. Архипова¹, Г.В. Брянцева², А.Д. Жигалин³**ВЗАИМОСВЯЗЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ТАЙФУНОВ В РАЙОНЕ ФИЛИППИНСКОЙ ПЛИТЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМНОГО ВЛИЯНИЯ ГЕОСФЕР***Государственный университет «Дубна», 141980, Московская обл., Дубна, ул. Университетская, 19**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН», 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1**State University "Dubna", 141980, Moscow region, Dybna, Universitetskaya st., 19**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Schmidt Earth Physics Institute RAS, Bolshaya Gruzinskaya st., 10, bd. 1*

Филиппинская литосферная плита находится на пересечении зон интенсивного влияния геосистем, ответственных за эволюцию различных оболочек Земли, и представляет собой один из наиболее опасных районов земного шара. В основе исследования временных вариаций природных катастроф в конце XX — начале XXI в. лежит предпосылка о взаимосвязи сильных землетрясений, извержений вулканов и тропических атмосферных вихрей на участках комплексной высокой нестабильности геосфер.

Ключевые слова: Филиппинская плита, природные катастрофы, сильные землетрясения, сейсмичность, извержения вулканов, атмосферные вихри, тайфуны.

The Philippine lithospheric plate is located at the intersection of the zones of intense influence of geosystems responsible for the evolution of the Earth's outer shells, and is one of the most dangerous regions of the globe. The study of temporal variations of natural disasters at the end of the 20th — beginning of the 21st century is based on lies the premise of the relationship of strong earthquakes, volcanic eruptions and tropical atmospheric eddies in areas of complex high instability of geospheres.

Key words: Philippine plate, natural disasters, strong earthquakes, seismicity, volcanic eruptions, atmospheric eddies, typhoons.

Введение. Район Филиппинского окраинного моря — сегмент Тихого океана, где происходит наложение сфер влияния двух крупнейших геосистем, одна из которых реализует поглощение океанической коры Тихоокеанской впадины в зонах субдукции, а другая отвечает за атмосферную циркуляцию и генерацию океанических течений в приповерхностном слое водной толщи Тихоокеанского бассейна в Северном полушарии. В зоне суперпозиции этих геосистем возникает множество стихийных бедствий, связанных как с геодинамическими, так и с атмосферными процессами.

Множество геологических процессов, в том числе опасных и катастрофических, протекает при участии всех трех смежных геосфер — литосферы, поверхностной или подземной гидросферы, атмосферы. В основе исследования лежит предположение о возможной взаимосвязи природных катастроф, таких, как сильные землетрясения, извержения вулканов и тропические тайфуны в районе комплексной высокой нестабильности геосфер. В статье приведены результаты комплексного ана-

лиза факторов, под влиянием которых происходит развитие района Филиппинской плиты, включая эндогенные и экзогенные геологические процессы, перемещение воздушных и водных масс в поверхностном слое. На основе открытых баз данных о сейсмичности, вулканизме и распространении тропических циклонов выполнено построение временных рядов числа сильных землетрясений, извержений вулканов и тайфунов в период с 1983 по 2020 г., сопоставлены и рассмотрены особенности их вариаций во времени.

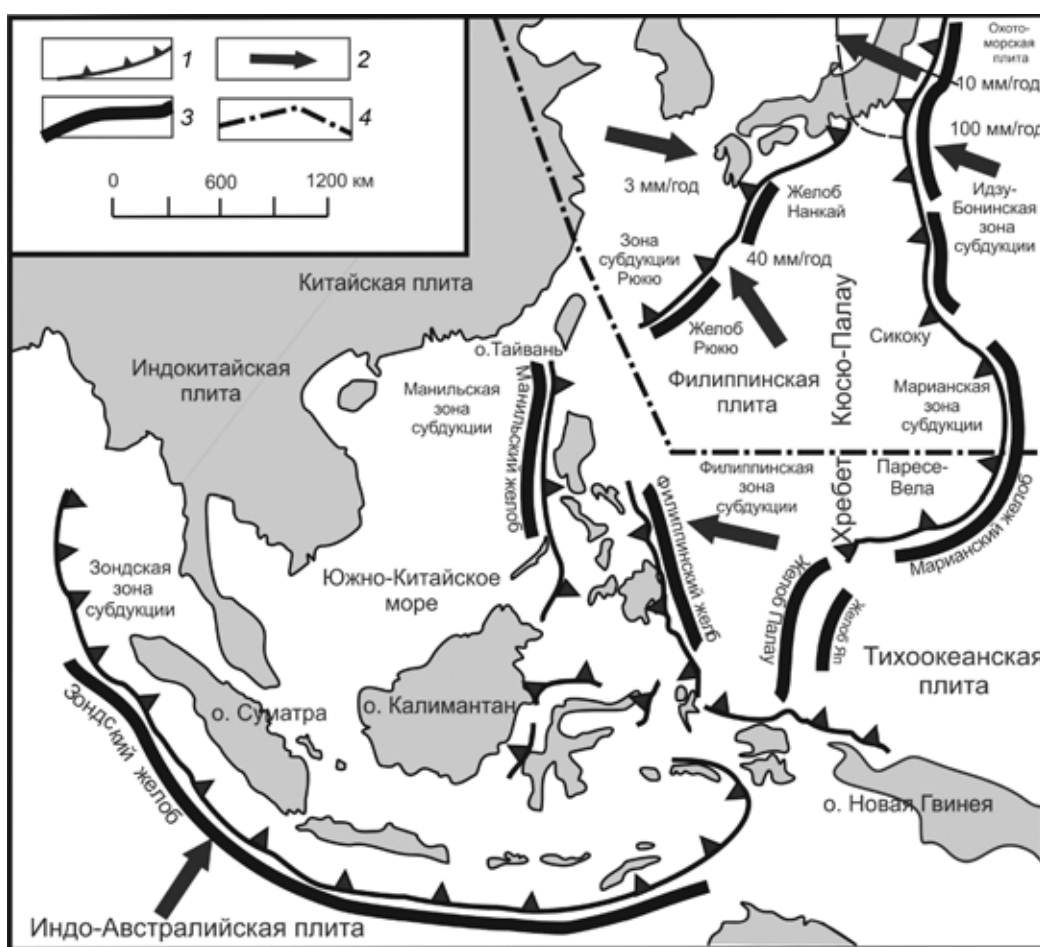
Геологическое строение и современный геодинамический режим в районе Филиппинской литосферной плиты. Филиппинская литосферная плита со всех сторон ограничена зонами субдукции и обрамлена вулканическими островными дугами и глубоководными желобами (рис. 1). Плита пододвигается под расположенную на западе Филиппинскую островную дугу, которую составляют о. Тайвань и Филиппинский архипелаг. Со стороны Южно-Китайского моря этот архипелаг окаймлен цепочкой глубоководных желобов, один из них —

¹ Государственный университет «Дубна», факультет естественных и инженерных наук, кафедра экологии и наук о Земле, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: olenageo@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: bryan.bryan@yandex.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, вед. науч. с.; канд. геол.-минер. н.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, кафедра инженерной и экологической геологии, вед. науч. с.; e-mail: zhigalin.alek@yandex.ru

Рис. 1. Схема строения и основных тектонических взаимодействий литосферных плит в районе Филиппинского моря, по [Жигалин и др., 2018]): 1 — зоны субдукции; 2 — направление движения литосферных плит; 3 — глубоководные желоба; 4 — положение глубинного геолого-геофизического разреза, показанного на рис. 2, по [Родников и др., 2014])



Манильский с глубиной до 5400 м. Для Манильского желоба характерна высокая сейсмическая и вулканическая активность, один из наиболее известных влк Пинатубо. Со стороны Филиппинского моря архипелаг обрамлен Филиппинским желобом с протяженностью 1320 км, максимальная глубина которого достигает отметки 10 540 м.

Земная кора в районе Филиппинского архипелага испытывает интенсивные современные деформации, поскольку с двух сторон зажата противоположно наклоненными зонами субдукции. Падающие под архипелаг западная и восточная зоны сопровождаются стратовулканами, действующими с плиоцена по настоящее время. Скорость конвергенции между Филиппинской островной дугой и литосферой Южно-Китайского моря в районе Манильского желоба по данным GPS на различных участках составляет от 20 до 50 мм/год. Плита Филиппинского моря пододвигается под Филиппинскую островную дугу со средней скоростью около 16 мм/год [Сейсмичность ..., 2020].

К западу обрамление Филиппинской плиты включает серию желобов и зон субдукции. Бассейн Филиппинского моря разделен на две части вулканической дугой хребта Кюсю-Палау (рис. 1). На западе от нее расположена Западно-Филиппинская котловина с глубиной до 6 км и мощностью океанической коры до 7 км. К востоку от

дуги расположены две глубоководные котловины. Мощность коры в пределах Филиппинского моря меняется от 7–10 км в глубоководных котловинах до 15–20 км в пределах Марианской островной дуги и островной дуги Окинава. Осадочный чехол имеет мощность до нескольких сотен метров и более, представлен осадочными и вулканогенно-осадочными породами, которые выполняют отдельные глубоководные впадины (рис. 2) [Литосфера..., 2020].

Идзу-Бонинская вулканическая дуга ограничивает котловину Сикоку с востока и на севере образует тройное сочленение с сегментами Японской островной дуги. На юге дуга разделяется на остаточную и действующую вулканические дуги, между которыми находится Западно-Марианская котловина с глубиной до 4 км. Это одна из самых молодых дуг, в ее осевой части, в пределах рифтовой зоны, установлена гидротермальная активность.

Марианская дуга образовалась в эоцене, а в миоцене и плейстоцене здесь отмечено два периода усиления вулканической активности. С запада ее окаймляет самый глубокий в мире Марианский желоб с максимальной отметкой 11 022 м. Зона Беньофа от желоба прослежена до глубины 680 км [Хаин, Лимонов, 2004].

Сейсмичность. Филиппинская литосферная плита и ее обрамление, по существу, представля-



Рис. 2. Геотраверс Северо-Китайская равнина–Филиппинское море: 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — верхняя мантия; 4 — разломы; 5 — границы между слоями, проведенные по сейсмическим данным (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — направление движения геологических структур; 7 — водный слой (упрощенно, по [Родников и др., 2014])

ют собой сложно деформированный буфер в зоне встречного движения Евразийской и Тихоокеанской мегаплит. Высокая скорость их сближения и наличие зон субдукции обеспечивают исключительно высокую сейсмическую и вулканическую активность этого района.

В районе Филиппинской плиты (0–30° с.ш. и 110–170° в. д.) за период с 1990 по 2020 г. произошло 617 сильных сейсмических событий с $M \geq 6$ в диапазоне глубины от 0 до 664 км (рис. 3) [Мировой..., 2020]. События приурочены главным образом к сейсмофокальным зонам, которые сопряжены с вулканическими островными дугами и глубоководными желобами.

Тепловой режим и вулканизм. Для района Филиппинского моря характерен относительно более высокий тепловой поток, обусловленный высоким положением астеносферного слоя [Литосфера..., 2020]. Под Марианским трогом, образованным 6 млн лет назад, астеносфера близка к коре, под миоценовой котловиной Паресе-Вела она находится на глубине 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной расположена на глубине 50–80 км [там же].

В наиболее древней Западно-Филиппинской котловине среднее значение теплового потока составляет 62 ± 38 мВт/м² [Hobart et al., 1983]. Максимальные значения до 2000 мВт/м² установлены в Марианском трогом [Hilde, Uyeda; 1983]. В бассейне Паресе-Вела средние значения теплового потока выявлены на западе 33 ± 21 , на востоке — 76 ± 21 мВт/м² [Родников и др., 2014].

Вулканическая активность в районе Филиппинского моря, так же, как и сейсмичность, приурочена главным образом к островным дугам, обрамляющим Филиппинскую плиту. В пределах островных дуг и котловины Филиппинского моря

обнаружены также отдельные проявления подводного вулканизма [Родников и др., 2014]. За период с 1983 по 2020 г. по данным базы данных о вулканических извержениях Смитсоновского института в этом районе зарегистрировано 161 вулканическое извержение [Global..., 2020] (рис. 4).

В рамках международного проекта «Геотраверс» в 1987 г. в ходе наблюдений с использованием глубоководного аппарата «ALVIN» в центральной части Марианского трогом обнаружено множество зон эманаций флюидов, разогретых до 285 °С [Hobart et al., 1983].

Циклоническая активность. Наряду с высокой эндогенной активностью район Филиппинского моря — один из наиболее подверженных воздействию тропических тайфунов (рис. 5). За рассматриваемый период с 1983 по 2019 г. в его пределах перемещалось 889 атмосферных вихрей со скоростью ветра до 50 м/с. Вихри зарождаются в приэкваториальной зоне на широте от 0 до 20° и перемещаются в сторону континента в западном направлении, а затем разворачиваются и мигрируют вдоль побережья на север и северо-восток (рис. 5).

Сравнительный анализ вариаций сильных землетрясений, вулканических извержений и тайфунов. Для выявления общих для региона тенденций проведен сравнительный анализ временных вариаций катастрофических событий в районе Филиппинской плиты, включая сильные землетрясения с $M \geq 6$, вулканические извержения, а также атмосферные вихри со скоростью ветра более 18 м/с.

Анализ активности сильных сейсмических событий включал расчет временных рядов годовых сумм землетрясений со скользящим осреднением за 5 лет и сдвигом в 1 год. По данным анализа временных рядов годовых сумм в периоде с 1983

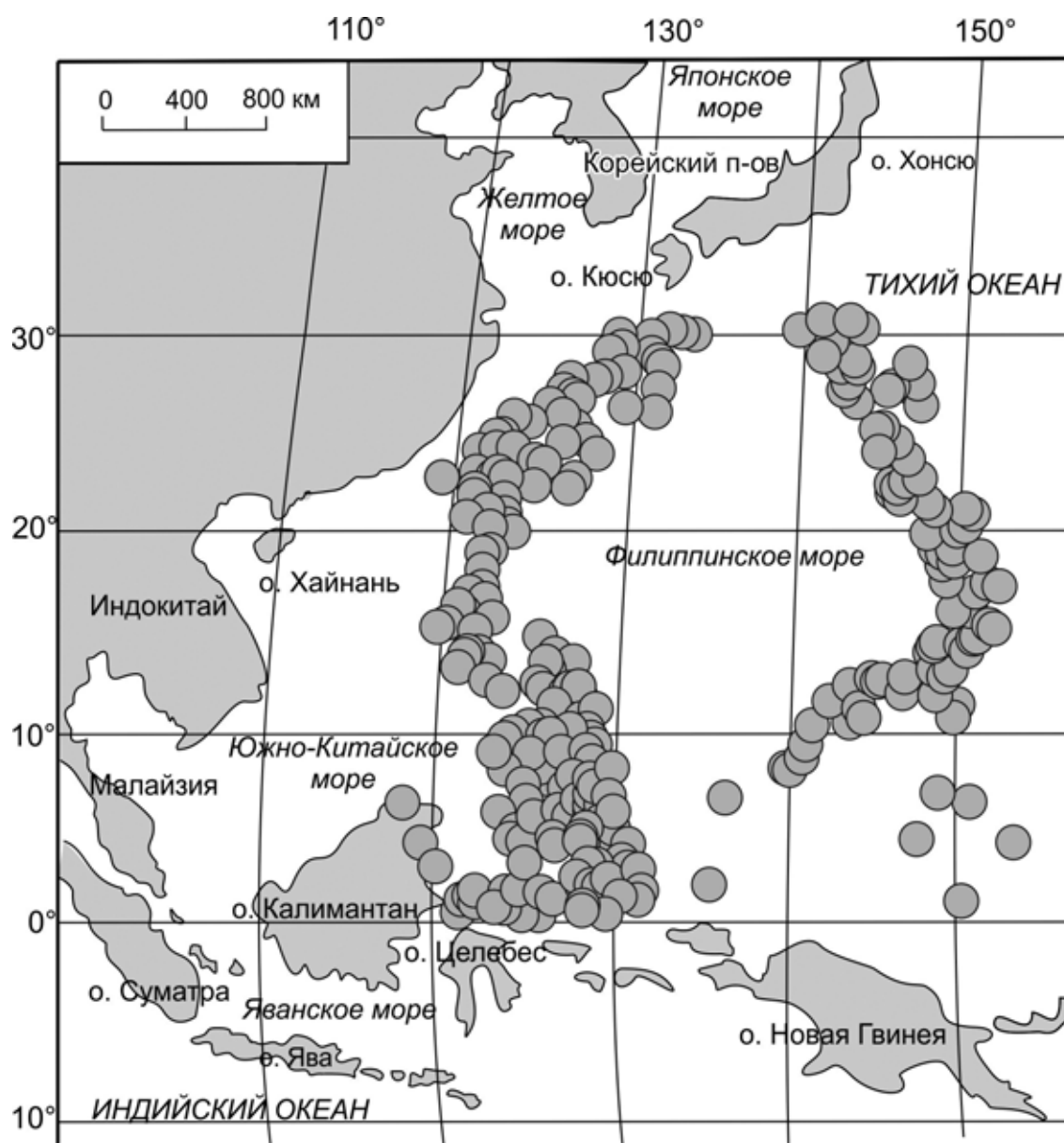


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 6$ в районе Филиппинской литосферной плиты за период с 1983 по 2020 г. Кружки — эпицентры землетрясений (по данным USGS [Мировой каталог..., 2020])

по 2020 г. для сильных событий выделяется 4 наиболее заметных максимума: 1) 1990 г.; 2) 1995, 1996 гг.; 3) 2009, 2010 гг.; 4) 2019, 2020 гг. Наиболее выражены два интервала высокой активности в 1993–1998 гг. и в 2007–2011 гг., и при этом более контрастен максимум в 1995 г., когда произошло 34 землетрясения с $M \geq 6$. На графике, отражающем плавные флуктуации активности сильных землетрясений, отмечена тенденция к общему снижению активности (рис. 6).

Анализ временного хода годовых сумм вулканических извержений показал, что ежегодное число вулканических событий в этом районе изменялось от 1 до 9. Максимально активными в плане вулканизма оказались 1989, 2003 и 2006 гг., минимальное число извержений наблюдалось в 1990, 1997, 2019 и 2020 гг. График долговременных

изменений активности демонстрирует активизацию извержений в интервале с 1998 по 2007 г. (рис. 6). Общий тренд в изменении вулканической активности в регионе к 2020 г. — ее относительное снижение.

Анализ временного хода изменения годовых сумм атмосферных вихрей показал, что их число каждый год достаточно высокое и колеблется в диапазоне от 14 до 31 события. Наиболее активны в плане циклонической активности 1989, 1994, 2019 гг., минимально активны были 1998 и 2010 гг. Относительный подъем отмечен на графике со скользящим осреднением пятилетних сумм в интервалах с 1983 по 1994 г. и с 2011 по 2016 г., локальный максимум с 2000 по 2004 г. прослеживается также на фоне общего спада с 1994 по 2010 г. С 2010 г. наблюдается флуктуирующий

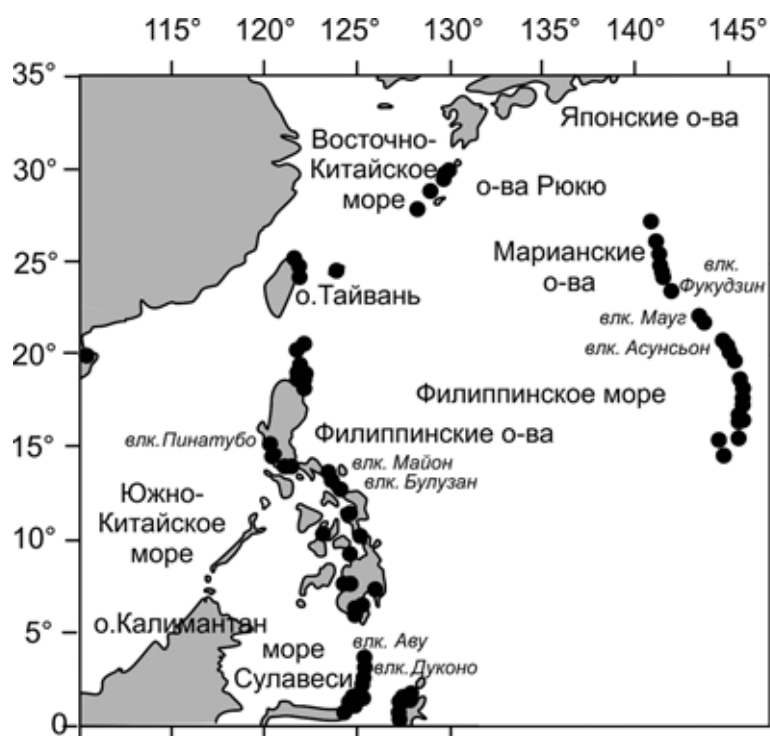


Рис. 4. Положение голоценовых действующих вулканов в обрамлении Филиппинской литосферной плиты, по данным [Global..., 2020]. Черные кружки — вулканы

подъем, который продолжается и поныне. Линейный тренд показывает некоторое относительное общее снижение активности формирования ат-

мосферных вихрей в период с 1983 по 2019 г. (рис. 6).

Результаты исследований и их обсуждение. Сопоставление временных рядов, отражающих долговременные вариации числа сильных землетрясений и извержений вулканов, не показывает значимых корреляций. Вместе с тем видно, что некоторое снижение активности сильных землетрясений в середине рассматриваемого периода сопровождается вулканической активизацией и, наоборот, активизация вулканов происходит на фоне общего снижения сейсмической активности (рис. 6). Процессы вулканизма и сейсмичности сопровождают глобальный процесс тектонической перестройки земной коры в зонах взаимодействия литосферных плит и, по сути, представляют собой различные способы выхода эндогенной энергии Земли, сопровождающего тектонические перестройки. В районе Филиппинской литосферной плиты, с двух сторон зажатой зонами субдукции, выход энергии этих тектонических взаимодействий осуществляется, по-видимому, попеременно — либо за счет активизации вулканических извержений, либо за счет усиления сейсмической активности.

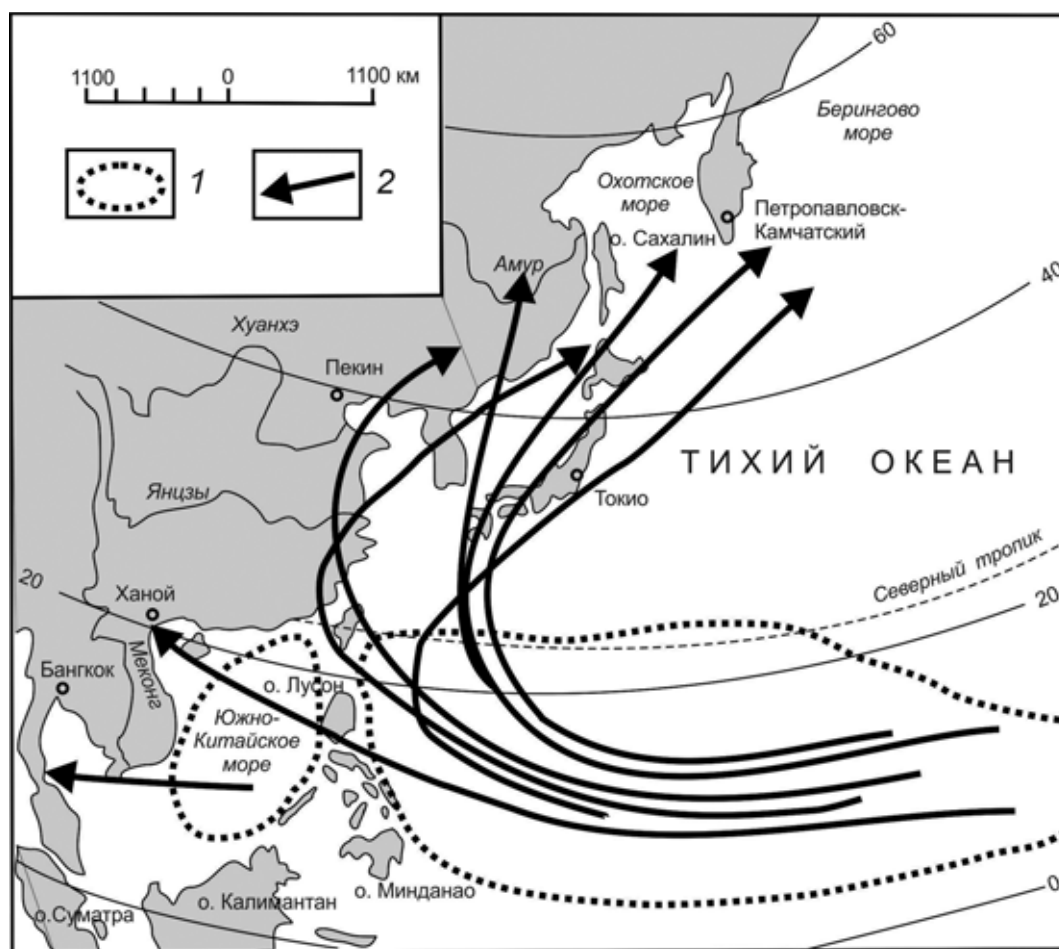
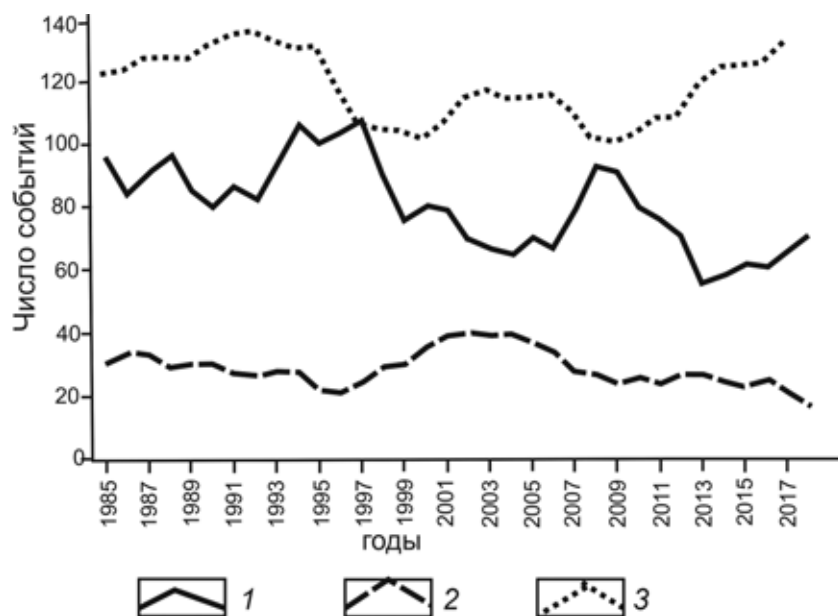


Рис. 5. Направление движения крупных атмосферных вихрей в центральной части Тихого океана, по [Жигалин и др., 2018]: 1 — область зарождения атмосферных вихрей; 2 — пути миграции атмосферных вихрей

Рис. 6. Временные ряды годовых сумм землетрясений с $M \geq 6$ (1), вулканических извержений (2) и тайфунов (3) в районе Филиппинской плиты в период с 1983 по 2020 г. со скользящим осреднением за 5 лет и со сдвигом в 1 год. Год на оси абсцисс соответствует середине 5-летнего интервала



Принято считать, что атмосферные вихри, которые зарождаются в тропических широтах, возникают под влиянием прогрева воды за счет солнечного излучения и получают вихревую составляющую под влиянием ускорения Кориолиса, обусловленного вращением Земли, т.е., если вулканические извержения и землетрясения генерируются за счет эндогенных источников энергии, таких, как, например, радиоактивный распад или мантийная конвекция, которая обеспечивает доставку глубинного тепла, то атмосферные процессы осуществляются только за счет излучения Солнца и энергетически не зависят от глубинных источников.

Вместе с тем отдельные геосферы Земли, несмотря на очевидную расслоенность, не абсолютно изолированы. Атмосфера и гидросфера возникли по большей части благодаря вулканическим процессам, в ходе которых происходил вынос газов, входящих в состав первичной атмосферы, а также паров воды, последующая конденсация которых привела к образованию поверхностной гидросферы. Процессы вулканизма активно проявляются и в современной геодинамической жизни планеты и вносят значимый вклад в состав атмосферы, многократно превосходя, в том числе, выбросы парниковых газов от антропогенных источников. Вулканические и гидротермальные системы активно функционируют в осевых зонах срединно-океанических хребтов, в пределах островных дуг, в «горячих точках» абиссальных котловин. На дне морей и океанов происходят извержения многочисленных вулканов с температурой лав, достигающей 1200 °С. На дне Тихого океана известно около 10 000 вулканов высотой более 1 км. Если на суше ежегодно в результате 20–30 вулканических извержений на поверхность поступает в среднем до 1,5 км³ магматического расплава, то за это же время из подводных вулканов извергается

18–23 км³ лавы. Почти все подводные горные вершины Тихого океана представляют собой либо действующие, либо потухшие вулканы. Подводные вулканы создают вертикальные гидротермальные струи, вода в которых нагрета до температуры в несколько сотен градусов. В процессе извержения подводных вулканов магма прогревает водную толщу в их окрестности, и за счет конвекции разогретая жидкость поднимается к поверхности океана, что порождает сильные ветры. Вполне возможно поступление тепла и через глубинные разломы океанического дна [Галанин, 2011].

Современная активность спрединговых и островодужных систем, локальных зон вулканизма в пределах абиссальных котловин происходит не только с выносом вещества, но и с выносом тепловой энергии на границах взаимодействующих литосферных плит. В последние десятилетия вулканическая деятельность планеты активизировалась, поэтому учет вклада действующих подводных вулканов и гидротермальных процессов в областях вулканизма в тепловой баланс океана необходим для создания реалистичных климатических моделей. Основное большинство таких моделей, принимая во внимание вертикальную расслоенность водной толщи, накладывает жесткое ограничение в виде нулевого вертикального потока тепла ниже верхнего слоя, прогреваемого солнцем. При этом возникает ряд пока неразрешенных проблем, одна из которых заключается в необъяснимых временных вариациях теплового режима Мирового океана. Поверхностный слой воды и прилегающий слой атмосферы формируют достаточно устойчивую равновесную систему: прогрев водной толщи вызывает испарение, снижение прозрачности атмосферы приводит к снижению потока лучистой энергии, поступающей к поверхности океана, и последующему снижению температуры воды, тем самым реализуется относительное

постоянство температуры на границе океана и атмосферы. Средняя температура у поверхности воды в Тихом океане составляет около 19,4 °С [Трухин и др., 2005].

В статье В.И. Бышева с соавторами [2016] отмечено, что короткопериодная изменчивость современного климата в течение нескольких десятков лет возникает вследствие осцилляций в динамике климатической системы. Их источником, по мнению этих авторов, служит квазициклический процесс аккумуляции тепла и тепловой разгрузки Мирового океана, который сопровождается изменением направления потоков тепла между океаном и атмосферой. Авторы указанной статьи предполагают, что внутренним резервуаром и источником тепла, периодически поступающего к поверхности океана, может быть относительно теплый подповерхностный слой, откуда тепло поступает за счет периодически возникающей глубокой сезонной вертикальной плотностной конвекции. Со своей стороны отметим, что, возможно, квазипериодические изменения теплоотдачи Мирового океана могут быть связаны и с поступлением тепла не только из подповерхностного слоя, но и из геотермальных зон в результате вариаций интенсивности современных глобальных геодинамических процессов.

В работе А.В. Галанина [2011] рассматривается возможность частичного энергоснабжения атмосферных вихрей за счет эндогенных источников энергии. Он отмечает, что при наблюдении за тропическими тайфунами возникает вопрос: достаточно ли нагрева приповерхностного слоя воды в океане глубиной от 100 до 500 м, чтобы «закрутить» разрушительный вихрь, перемещающийся на большое расстояние и несущий суточную энергию от 10^{17} до 10^{19} Дж при средней продолжительности существования от 6–8 до 18 сут. Поиск ответа заставляет посмотреть, нет ли иных, кроме Солнца, источников тепла, инициирующих циклоническую активность.

Происхождение тропических атмосферных вихрей с высокой скоростью ветра — еще одна проблема, пока не вполне объяснимая в рамках действующих климатических моделей. А.Е. Шейдеггер пишет: «...несмотря на отмеченные попытки объяснить физику ураганов, механизм их формирования остается все еще не вполне понятным. В общем виде можно отметить, что для образования и поддержания урагана необходим постоянный источник энергии. По наблюдениям, показывающим, что ураганы обычно рассеиваются над сушей и в высоких широтах, источник энергии следует искать во влажном воздухе, который поднимается над поверхностью теплого океана. Теплота, выделяющаяся при конденсации воды, обеспечивает ураганы необходимой энергией» [Шейдеггер, 1981, с. 206].

В итоге, замыкая систему океан–атмосфера только на внешнюю энергетическую подпитку от

солнца, исследователи сталкиваются с проблемой объяснения ряда явлений и процессов, включая и глобальные квазипериодические осцилляции теплоотдачи Мирового океана, и атмосферные явления эпизодического характера, такие, как тропические ураганы.

Временные ряды, которые отражают долговременные вариации числа атмосферных вихрей и сильных сейсмических событий, напрямую не обнаруживают значимых корреляций, поскольку для числа землетрясений в районе Филиппинской плиты прослеживается некоторый общий тренд на снижение активности, а для атмосферных вихрей, наоборот, наблюдается некоторое увеличение их числа (рис. 6). Вместе с тем при визуальном сопоставлении графиков отчетливо заметно зеркальное изменение числа атмосферных вихрей и землетрясений. Увеличение активности одного вида катастрофических процессов сопровождается снижением активности другого. Противофазное изменение активности литосферных и атмосферных процессов дает основание предполагать, что для активизации эндогенные и экзогенные процессы, возможно, используют единый источник энергоснабжения.

Графики изменения числа атмосферных вихрей и вулканических извержений в окрестности Филиппинской плиты для первой и последней трети рассматриваемого периода показывают относительное снижение вулканической активности на фоне активизации атмосферных вихрей. В центральной части периода происходит резкое увеличение вулканической активности, а вслед за ним — увеличение числа атмосферных вихрей. Таким образом, возможная связь между атмосферными вихрями и вулканическими событиями не однозначна. В целом, как и для землетрясений, наблюдается некоторый спад вулканической активности на фоне активизации атмосферных вихрей, но в момент экстремальных выбросов тепла в процессе вулканических извержений с 2000 по 2006 г. число сильных землетрясений снизилось, но активизировались атмосферные вихри.

В итоге общий анализ временных рядов, отражающих длиннопериодные вариации активности катастрофических событий, показывает, что, возможно, существует взаимосвязь событий различной природы. На рис. 7 отражены периоды высокой активности катастроф, на нем видно, что в пределах региона сильные землетрясения, вулканические извержения и тайфуны доминируют поочередно. Исключение — период с 2000 по 2004 г., когда одновременно высокой была и вулканическая, и циклоническая активность. Представляется, что некая сумма энергии, сосредоточенная в очень нестабильном регионе, последовательно распределяется, генерируя различные виды катастрофических процессов.

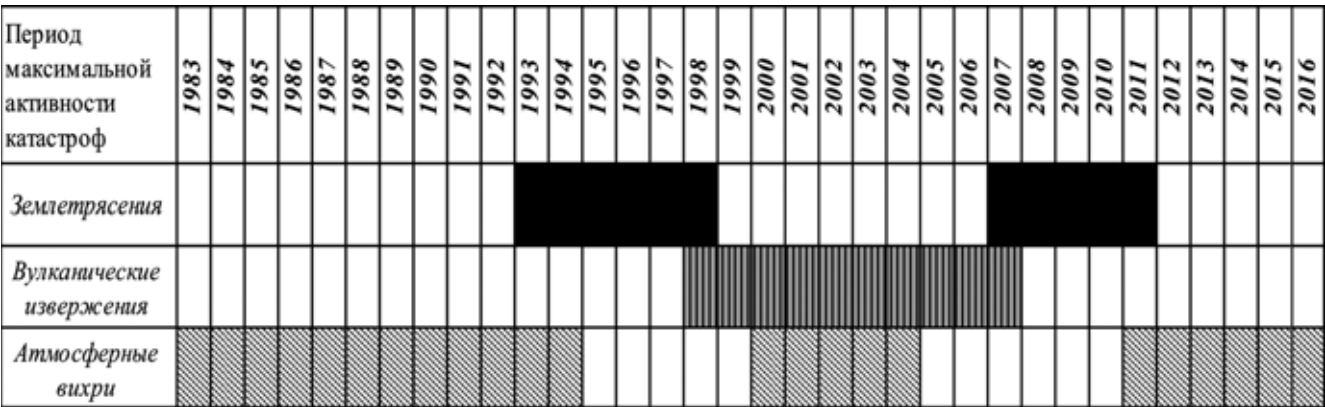


Рис. 7. Относительный вклад активности процессов различного происхождения в общую активизацию катастроф за период с 1985 по 2016 гг.: 1 — периоды активизации землетрясений с $M \geq 6$, 2 — период активизации вулканических событий, 3 — периоды активизации тайфунов. Годы соответствуют середине 5-летнего интервала

Возможно, таким дополнительным источником служит энергия, которая высвобождается в процессе преобразования вещества океанической коры в соответствии с меняющимися термодинамическими условиями в ходе погружения в многочисленных зонах субдукции по периферии Филиппинской плиты, а также в нижних слоях чехла глубоководных котловин Филиппинского моря. Значимую роль геохимических преобразований вещества в энергетической подпитке эндогенных процессов рассматривали многие исследователи. Впервые это четко сформулировано в рамках гипотезы геохимических аккумуляторов, предложенной Н.В. Беловым [1952]. В соответствии с этой гипотезой солнечная энергия, которая расходуется в зоне гипергенеза для разрушения полевых шпатов с образованием глинистых минералов, способна высвобождаться в ходе экзотермических реакций в зонах субдукции и глубоких частях окраинных осадочных бассейнов при обратном переходе глинистых осадков в метаморфические породы под влиянием изменения термодинамических условий.

По мнению выдающегося геохимика А.И. Перельмана: «.... для земной коры и мантии характерно взаимодействие солнечной энергии и глубинной энергии Земли и взаимодействие соответствующих различных групп веществ» [Перельман, 1979, с. 394–395]. Есть и такая точка зрения, согласно которой вклад современных тектонических сил в энергетику сейсмичности сравнительно невелик. Они могут оказывать на пространственно-временное поведение сейсмичности управляющее и инициирующее воздействие, но сам резервуар энергии, из которого ее черпают землетрясения для своего появления, есть результат деятельности процессов, длившихся геологически долго [Пономарев, 2008, с. 259].

Н.Л. Добрецов полагает, что наличие интенсивного магматизма и высокого теплового потока над зонами субдукции — до сих пор нерешенная проблема, поскольку погружение холодной плиты в глубь мантии должно понижать температуру в

мантийном клине, и, таким образом, появление силикатных расплавов невозможно [Добрецов и др., 2015]. По мнению авторов указанной работы, парадокс заключается в том, что погружающаяся плита служит также эффективным и пока единственным доказанным транспортером в мантию H_2O и некоторых других летучих, а также окисленных минералов. На основе данных сейсмографии и экспериментальной петрологии Н.Л. Добрецовым с соавторами выдвинуто предположение о многоуровневой системе миграции флюидов и расплавов над погружающимся слэбом [там же]. Таким образом, ряд исследователей пришли к убеждению, что значимую роль в энергетической подпитке эндогенных процессов играет преобразование экзогенного вещества в изменяющихся термодинамических условиях.

Высвобождение дополнительной энергии в ходе термодинамических преобразований вещества океанической коры, по-видимому, активизирует проявления магматизма и сейсмичности в районе Филиппинской плиты. Нарращиванию объемов пород, сформированных в экзогенных условиях, благоприятствует физико-географическое положение региона. Формированию мощных толщ осадков в пределах акваторий Филиппинского и Южно-Китайского морей способствует ряд факторов. В их числе тропический климат с высокой температурой и повышенной влажностью, который способствует интенсивному выветриванию пород, активная динамика атмосферы, связанная с направлением движения северо-восточных пассатов в сторону побережья, а также интенсивная волноприбойная деятельность под влиянием тропических тайфунов и штормов. Наличие этих факторов способствует высокой скорости морской абразии, о чем косвенно свидетельствует вогнутая форма восточного побережья Евразии в области смыкания Китайской и Индокитайской плит (рис. 1).

Высвобождение тепла в ходе эндогенной активности в районе Филиппинского моря, в свою очередь, обеспечивает подогрев водной толщи,

необходимый для зарождения и поддержания активности тропических тайфунов Тихого океана. Количественная оценка вклада всех источников в общий процесс разогрева водной толщи, возможно, потребует пересмотра граничных условий действующих климатических моделей с учетом вертикального теплового потока современных геотермальных систем и расчетов, основанных на дополнительных данных.

Выводы. 1. Анализ пространственно-временного распределения катастрофических процессов в районе Филиппинской плиты показывает, что зоны высокой активности землетрясений, вулканов и тайфунов пространственно совпадают и обнаруживают системное взаимодействие во

времени, которое проявляется в их поочередной пиковой активизации. По-видимому, в районе Филиппинской плиты реализуется энергообмен между различными геосферами, который регулирует проявления природных катастроф, включая сильные землетрясения, извержения вулканов и тайфуны.

2. Эскалация глубинного тепла в ходе вулканической и гидротермальной деятельности, а также термодинамические преобразования пород в зонах субдукции и в глубоких частях чехла Филиппинского осадочного бассейна могут быть дополнительными источниками тепловой энергии для разогрева водной толщи в области формирования тихоокеанских тропических тайфунов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов Н.В. Геохимические аккумуляторы // Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР. 1952. Вып. 7. С. 73–80.
- Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Климатические ритмы теплового режима Мирового океана // Природа. 2016. № 8 (1212). С. 26–33.
- Галанин А.В. Эндогенное тепло Земли подогревает океан и влияет на климат. 2011. [Электронный ресурс]. URL: <http://ukhtoma.ru/seevulkan.htm> (дата обращения: 09.02.2021).
- Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Марианский желоб/ Отв. ред. А.Г. Родников, Н. Иседзак, Ц. Сики, С. Уеда, Лю Годун. М.: Наука, 1991. 50 с.
- Гидрометцентр России. База данных «Тропические циклоны» [Электронный ресурс]. URL: <https://meteoinfo.ru/categ-articles/33-climate-cat/monitoring-klimata/trorpsyclones> (дата обращения: 18.11.2020).
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 21–55.
- Жигалин А.Д., Архипова Е.В., Харьковина М.А. Подводный вулканизм как одна из причин циклонической активности центральной части Тихого океана // Вестн. Междунар. университета природы, общества и человека «Дубна». 2018. № 4(41). С. 14–21.
- Литосфера Филиппинского моря. Геофизический центр Российской академии наук. Мировой центр данных по физике твердой Земли. База данных «Филиппинское море» [Электронный ресурс]. URL: http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Philippine_Sea/philsea.ru.html (дата обращения: 18.11.2020).
- Мировой каталог землетрясений геологической службы USGS [Электронный ресурс]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения: 22.11.2020).
- Перельман А.И. Геохимия: Учеб. пособие для геологических спец. ун-тов. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
- Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 582).
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Магеллановы горы // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2007. Вып. 9. № 1. С. 79–89.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
- Сейсмичность Земли. Сейсмичность Филиппинской плиты и окрестности [Электронный ресурс]. URL: <https://pubs.usgs.gov/of/2010/1083/m/pdf/of2010-1083m.pdf> (дата обращения: 18.11.2020).
- Трухин В.И. Показеев К.В., Куницин В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: Физматлит, 2005. 576 с.
- Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): Учебн. пособие. Тверь: ООО «Издательство Герс», 2004. 270 с.
- Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 232 с.
- Global Volcanism Program of the National Museum of Natural History. Smithsonian Institution, U.S.A. База данных «Вулканы мира» [Электронный ресурс]. URL: http://volcano.si.edu/database/search_eruption_results.cfm (дата обращения: 18.11.2020).
- Hilde T.W.C., Uyeda S. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation // Tectonophysics. 1983. Vol. 102. P. 85–104.
- Hobart M.A., Anderson R.N., Fujii N. et al. Heat flow from hydrothermal mounds in two million year old crust of the Mariana Trough // EOS Trans. AGU. 1983. Vol. 64. 315 p.

Поступила в редакцию 28.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 551.248.2

Е.А. Мануилова¹

ВЗАИМОСВЯЗЬ ДИСЛОКАЦИЙ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА С НОВЕЙШИМ СТРУКТУРНЫМ ПЛАНОМ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

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

ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН», 123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1

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

Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, Bol'shaya Gruzinskaya st., 10, bd.1

Сопоставление новейшего структурного плана Западно-Сибирской плиты с дислокациями фундамента и осадочного чехла позволило провести ранжирование новейших пликативных и дизъюнктивных структур по степени унаследованности. В результате установлены унаследованные, обращенные и новообразованные пликативные структурные формы. Отмечено, что простирания древних структур отличаются от современных и наследование происходит лишь фрагментарно. При сопоставлении новейших разломов с древними отмечаются унаследованные и новообразованные разрывные нарушения. Выявленные унаследованные новейшие структуры можно рассматривать как перспективные участки для поиска залежей углеводородов.

Ключевые слова: Западная Сибирь, дислокации фундамента и осадочного чехла, унаследованные, новейшие и обращенные новейшие структуры.

Comparison of the latest structural plan of the West Siberian plate with the dislocations of the basement and sedimentary cover allowed us to rank the latest plicative and disjunctive structures according to the degree of inheritance. As a result of the work carried out, inherited, reversed and newly formed plicative structural forms were established. It is noted that the prostrations of ancient structures differ from modern ones and inheritance occurs only in fragments. When comparing the newest faults with the oldest ones, inherited and newly formed discontinuous faults are noted. The newly discovered inherited structures can be considered as promising areas for the search for hydrocarbon deposits.

Key words: Western Siberia, basement and sedimentary cover dislocations, inherited, newest, and reversed newest structures.

Введение. В результате исследований последних лет, посвященных вопросам неотектоники платформенных областей [Корчуганова, 2007; Панина, Зайцев, 2019], выявлено, что древние дислокации в целом наследуются новейшим структурным планом. Однако для территории Западно-Сибирской плиты ряд исследователей отмечают существенную структурную перестройку новейшего плана [Варламов, 1983; Корчуганова, 2013], вызванную, с одной стороны, развитием зон спрединга в Арктике, а с другой — процессами, связанными с коллизией Индостанской и Евразийской плит [Макаров, 1996]. Таким образом, в задачу исследований входило сопоставление древнего и новейшего структурных планов, т.е. характера унаследования пликативных и дизъюнктивных структур.

Отмечу, что, согласно Н.С. Шатскому [1955], «структурное наследование» может выражаться в продолжении или возобновлении после некоторого периода развития тектонической формы того же или близкого типа, а также в наследовании простирания форм, линейных систем, разграничительных

очертаний. В статье под термином «унаследованность» автор понимает прямое соотношение между новейшим и древним структурными планами: новейшие положительные структуры соответствуют древним сводам, валам, седловинам, а новейшие отрицательные структуры — древним впадинам и прогибам. В случае их обратного соотношения новейшая структура относится к обращенной. В ситуации, когда новейшая структура соответствует как положительным, так и отрицательным древним дислокациям, она причисляется к новообразованной.

В статье представлены результаты сопоставления новейших структур Западно-Сибирской плиты, установленных автором [Мануилова, 2021], с дислокациями фундамента и осадочного чехла.

Материалы и методы исследований. Методика, позволяющая устанавливать характер взаимоотношения новейших структур и древних дислокаций. Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты изучался [Панина, Мануилова, 2017; Мануилова, 2021] на основе использования структурно-геоморфологического метода [Костенко, 1999], который включал визуальное дешифрирование то-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирантка; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, мл. науч. с.; e-mail: manuilovaekaterina139@gmail.com

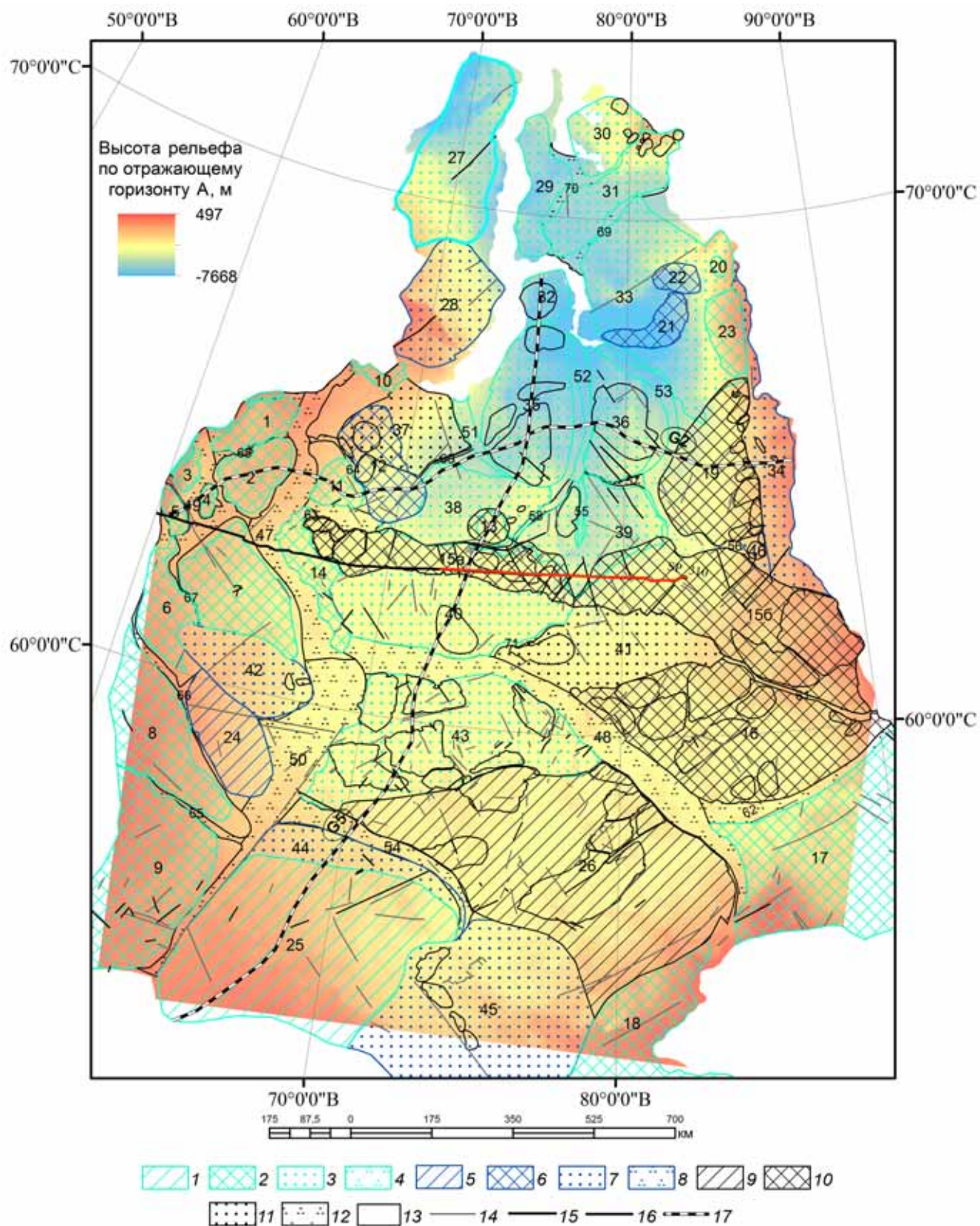


Рис. 1. Структурная карта по отражающему горизонту «А» (кровля доюрского основания) с нанесенными новейшими пликативными дислокациями, установленными структурно-геоморфологическим методом: 1–4 — унаследованные региональные структуры: 1 — ступень, 2 — поднятия, 3 — впадины, 4 — впадины-долины; 5–8 — новейшие региональные структуры: 5 — ступень, 6 — поднятия, 7 — впадины, 8 — впадины-долины; 9–12 — обращенные региональные структуры: 9 — ступень, 10 — поднятия, 11 — впадины, 12 — впадины-долины; 13 — локальные структуры, унаследованные в пределах новообразованных и обращенных региональных структур; 14 — слабые зоны, унаследованные от разломов в фундаменте; 15 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, унаследованные от разломов в фундаменте; 16–17 — расположение сопоставленных между собой: 16 — геоморфологического и сейсмического профиля, 17 — геоморфологических и геофизических профилей

пографических карт масштаба 1:500 000, цифровой модели рельефа (ЦМР) и космических изображений со спутника Landsat 7, а также путем построения и интерпретации геоморфологических профилей. Дополнением служило автоматизированное дешифрирование ЦМР в программе Lessa [Златопольский, 1988] и построение карт по методу В.П. Филофова [1960]. Характер унаследованности новейших пликативных структур от древних проводился как в плане, так и в вертикальном сечении.

Для сравнения новейших и древних пликативных структур в вертикальном сечении использованы геоморфологические и геофизические профили, проведенные вдоль и вкрест простираения основных новейших структур по водораздельным поверхностям. Геоморфологические и геофизические профили построены в программе GlobalMapper. Для построения геоморфологических профилей использована ЦМР, а для геофизических профилей — цифровые структурные карты кровли доюрских отложений (отражающий горизонт А), кровли баженовского горизонта (отражающий горизонт Б), подошвы кузнецовской свиты (отражающий горизонт Г) и кровли нижнеберезовской свиты (отражающий горизонт С). Геоморфологические профили позволяют определить границы новейших пликативных структур и отражают их морфологию, а геофизические — показывают, каким образом эти структуры прослеживаются на глубину. Сопоставление в плане новейших структур с древними проводилось методом наложения первых на структурную карту кровли доюрских отложений (отражающий горизонт А).

Характер унаследованности новейших разрывных дислокаций (слабых зон, разрывных нарушений без установленной кинематики и разрывных нарушений со сдвиговой составляющей) определялся методом сопоставления их с разломами фундамента, установленными ранее и опубликованными в [Сурков, 1981; Шпильман, 1998]. Дополнительно проведено сопоставление новейших разломов, установленных структурно-геоморфологическим методом, с разломами, выявленными на региональных сейсмических профилях [Нестеров, 2007].

Преобладающие направления древних разломов и новейших разрывных нарушений показаны на розах-диаграммах [Ольховатенко, 2015]. Их построение проведено на полной круговой сетке, где ее

внешняя окружность градуируется по ходу часовой стрелки от 0 до 360° с шагом 10°. Радиус сетки в первом случае равен числу разломов, у которых значения простираения соответствуют одному и тому же интервалу с шагом в 10°, во втором случае — сумме длин этих разломов, изображенных с аналогичным шагом. При этом общее количество замеров и сумма длин разломов принимаются за 100%.

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты сопоставления новейшего структурного плана с дислокациями фундамента и осадочного чехла. На рис. 1 приведена структурная карта, построенная по отражающему горизонту А с нанесенными новейшими структурами. Сопоставление этих данных позволило провести ранжирование новейших пликативных структур на унаследованные, обращенные и новообразованные.

Унаследованные новейшие региональные поднятия отмечены в западной части плиты. К ним относятся: (см. цифры на рис.1) Аксарское (10), Северо-Уральское (1), Сосьвинское (2), Вольненское (3), Люлим-Ворское (4), Пельмское (6), Сосьвинско-Лысвинское (7), Турское (8) и Тобольское (9) поднятия, Среднесосьвинские Увалы (5). Эти новейшие структуры соответствуют приподнятым областям поверхности доюрских отложений с амплитудой рельефа ~1,7 км. При этом поверхность фундамента в западной части плиты имеет наклон в восточном направлении, что также характерно и для вышеперечисленных новейших поднятий. Это явление прослеживается на геоморфологическом и геофизическом профилях (рис. 2) и может быть связано с ростом Уральского горного сооружения и вовлечением в поднятие структур прилегающего района Западно-Сибирской плиты.

В состав унаследованных новейших региональных поднятий входят также Кулундинское (18) и Чулымское (17), расположенные в южной и юго-восточной частях плиты, Хетское (23) и Северо-Хетское (20) — на северо-востоке, Белогорское (14) и Казымское (11) — в центральной части.

Среди новейших региональных ступеней к унаследованному относится Ишимская (25), которая соответствует приподнятой области в кровле доюрского фундамента с амплитудой рельефа ~1,8 км и плавно погружается в север-северо-восточном направлении. Этот тренд погружения характерен и для новейшего структурного плана (рис. 3).

Цифры: 1—23 — региональные поднятия: 1 — Северо-Уральское, 2 — Сосьвинское, 3 — Вольненское, 4 — Люлим-Ворское, 5 — Среднесосьвинские Увалы, 6 — Пельмское, 7 — Сосьвинско-Лысвинское, 8 — Турское, 9 — Тобольское, 10 — Аксарское, 11 — Казымское, 12 — Вынглорское, 13 — Пякупурское, 14 — Белогорское, 15а — Сибирские Увалы, западный сегмент, 15б — Сибирские Увалы, восточный сегмент, 16 — Кетско-Тымское, 17 — Чулымское, 18 — Кулундинское, 19 — Худосейское, 20 — Северо-Хетское, 21 — Большехетское, 22 — Северо-Большехетское, 23 — Хетское; 24—26 — региональные ступени: 24 — Тавдинская, 25 — Ишимская, 26 — Васюганская; 27—46 — региональные впадины: 27 — Ямальская, 28 — Южно-Ямальская, 29 — Юрибейская, 30 — Юракская, 31 — Северо-Гыданская, 32 — Северо-Тазовская, 33 — Южно-Гыданская, 34 — Приенисейская, 35 — Надымская, 36 — Тазовская, 37 — Полуйская, 38 — Хетская, 39 — Пурпе-Часельская, 40 — Ляминская, 41 — Аганская, 42 — Кондинская, 43 — Юганская, 44 — Иртышская, 45 — Барабинская, 46 — Худосейская; 47—71 — впадины-долины: 47 — Нижнеобская, 48 — Нижне-Среднеобская, 49 — Северо-Сосьвинская, 50 — Тобольско-Обская, 51 — Надымская, 52 — Пурская, 53 — Тазовская, 54 — Иртышская, 55 — Харампурская, 56 — Среднетазовская, 57 — Часельская, 58 — Пякупурская, 59 — Надымская, 60 — Хейгияхинская, 61 — Сымская, 62 — Кетская, 63 — Лыхминская, 64 — Тойтёганская, 65 — Турская, 66 — Тавдинская, 67 — Тапсуйская, 68 — Кемпаж-Несьеганская, 69 — Танамская, 70 — Юрибейская, 71 — Аганская

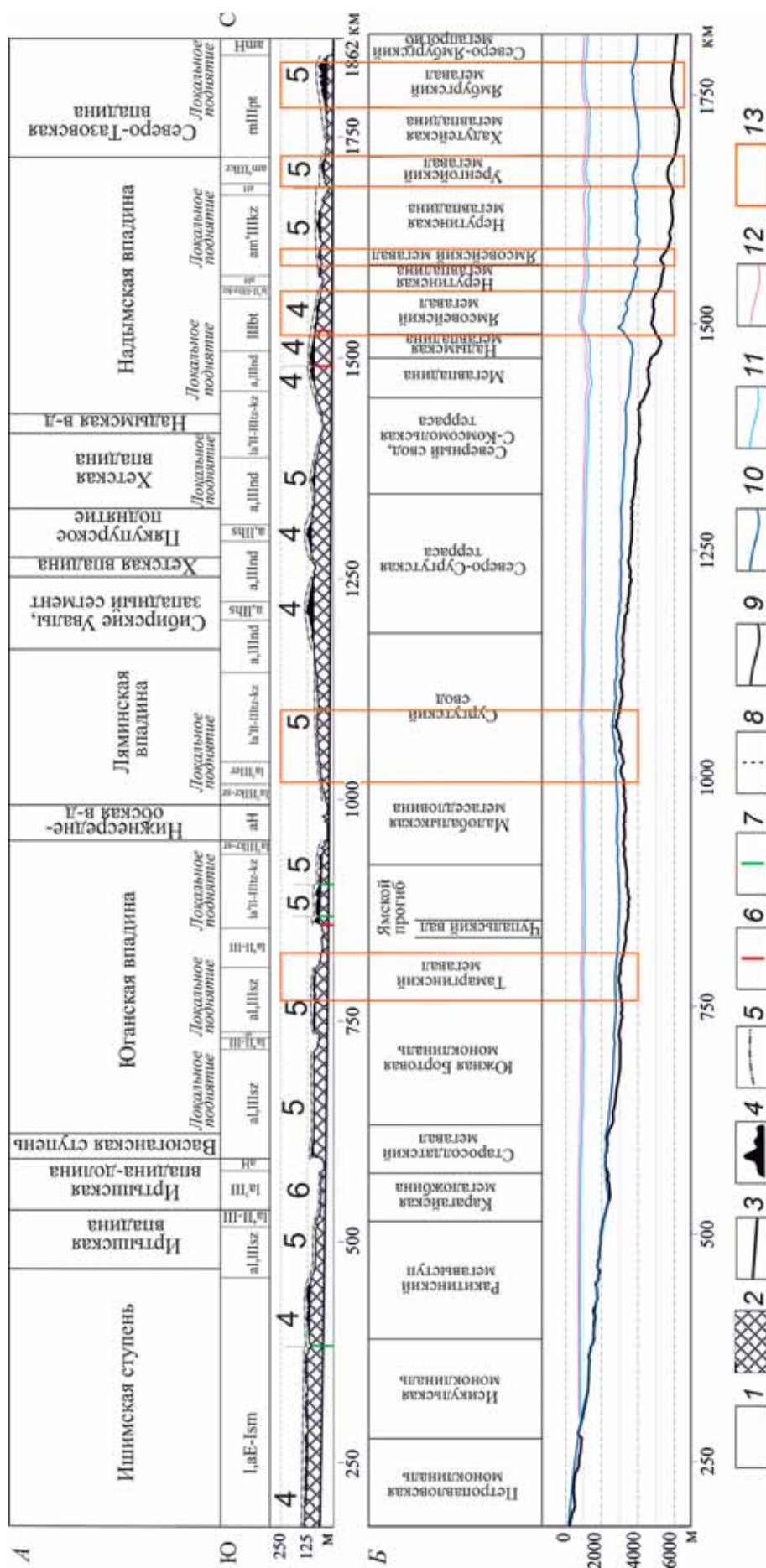


Рис. 3. Сопоставление геоморфологического (*А*) и геофизического (*Б*) профилей по линии G5. Геоморфологические профили (1–8): 1 — массив, не подвергшийся денудации; 2 — массив, подвергшийся денудации; 3 — линия наиболее глубоких врезов; 4 — зона волораздельной денудации; 5 — обобщающие линии изгибов и наклонов поднятий; 6 — новейшие разломы, выделенные при интерпретации геоморфологического профиля и унаследованные от разломов фундамента; 7 — разрывные нарушения со свлиговой составляющей, выделенные в плане и при интерпретации геоморфологических профилей; 8 — линия для оценки амплитуды смещения по разломам. Цифры 4–6 на профиле — уровенные поверхности. Геофизические профили, построенные по структурным картам отражающих горизонтов: 9 — *А* — кровля доюрского фундамента, 10 — *Б* — кровля баженовского горизонта, 11 — *Г* — подошва кузнецовской свиты, 12 — *С* — кровля нижнебаженовской свиты; 13 — области унаследованных локальных поднятий; в-д — впадина-долина

В разряд унаследованных новейших структур входит и большая часть новейших региональных впадин, среди которых Юганская (43), Ляминская (40), Хетская (38), Пурпе-Часельская (39), Надымская (35), Тазовская (36), Северо-Тазовская (32), Южно-Гыданская (33), Северо-Гыданская (31), Юрацкая (30), Юрибейская (29) и Ямальская (27).

На структурной карте, построенной по отражающему горизонту А Юганская (43) и Ляминская (40) новейшие региональные впадины соответствуют участкам с отметками горизонта А $-3,8 \div -3,3$ км, а Хетская (38) и Пурпе-Часельская (39) расположены в области с глубиной $-4,2 \div -3,4$ км. Унаследованные региональные впадины, расположенные на севере плиты, соответствуют зонам с отметками рельефа горизонта А $-7,5 \div -3,8$ км. Перечисленные унаследованные региональные впадины на современном этапе расположены на разных уровнях поверхностей. В центральной части плиты преобладают впадины 4-го (~ 125 м) и 5-го ($\sim 80-100$ м) уровней, на севере — 5-го ($\sim 80-100$ м) — 7-го (< 60 м) уровней с уменьшением их абсолютных отметок с юга на север. На геофизических профилях, построенных по этим же направлениям по отражающим горизонтам А, Б, Г и С, отмечается погружение поверхности в северном направлении. Таким образом, общий тренд погружения унаследованных впадин на север сохраняется и в настоящее время.

В пределах унаследованных региональных впадин фиксируются новейшие локальные поднятия, которые соответствуют локальным возвышенностям на структурной карте фундамента. Например, на геоморфологическом и геофизическом профилях G5 и G2 (рис. 3, 2) в пределах Юганской, Ляминской, Хетской, Надымской, Тазовской и Северо-Тазовской региональных впадин видны унаследованные локальные поднятия, которые на структурной карте по поверхности доюрского основания соответствуют Тамаргинскому мегавалу с отметкой рельефа в сводовой части около $-2,9$ км, приподнятой области Сургутского свода ($-2,7$ км), Хойтаркинской мегаседловине ($-4,0$ км), Ямсовейскому мегавалу ($-4,8$ км), Береговому выступу и Русско-Часельтскому валу ($-4,0$ км), Уренгойскому ($-5,5$ км) и Ямбургскому ($-5,7$ км) мегавалам.

К унаследованным новейшим структурам относятся также Надымская (51), Пурская (52), Харампурская (55) и Пякупурская (58) впадины-долины. Пурская впадина-долина в структурном плане соответствует Нижнепурскому мегапрогибу (рис. 2), в тектоническом плане — центральной части Колтогоро-Уренгойского рифта, Надымская впадина-долина — Надымской мегавпадине фундамента (рис. 2).

На территории исследования установлен ряд обращенных новейших структур; в западной части плиты — Тавдинская (24) ступень и Кондинская (42) впадина. Следует подчеркнуть, что в зоне

развития Тавдинской ступени поверхность фундамента имеет наклон в восточном направлении, а в настоящее время — в западном. В южной части установлены Барабинская (45) и Иртышская (44) региональные впадины, соответствующие высоким ($-2,1 \div -0,7$ км) отметкам рельефа поверхности фундамента.

На востоке Западно-Сибирской плиты к обращенным структурам относится Приенисейская (34) впадина, которая расположена в зоне с повышенными ($-1,5 \div 0$ км) отметками рельефа доюрского основания. На северо-востоке плиты в области низких ($-9 \div -6$ км) отметок рельефа поверхности фундамента присутствуют Большехетское (21) и Северо-Большехетское (22) обращенные региональные поднятия с амплитудами рельефа $\sim 0,2$ км. В центральной части плиты Надымская (51) впадина-долина расположена в пределах Ярудейского мегавала. Вынглорское (12) региональное поднятие согласно структурной карте по отражающему горизонту А отвечает зоне с низкими отметками рельефа ($-4,2 \div -3$ км) и лишь его западная часть приподнята с отметками рельефа $-1,5$ км. В пределах этой приподнятой области в новейшем плане выделено поднятие, которое относится к унаследованным локальным структурам. Также обращенную структуру представляет собой Южно-Ямальская (28) региональная впадина, расположенная на юге Ямального п-ова.

К новообразованным структурам можно отнести Сибирские Увалы (15), Пякупурское (13), Кетско-Тымское (16) и Худосейское (19) поднятия, Васюганскую (26) ступень, Полуйскую (37) и Аганскую (41) впадину, Нижнеобскую (47), Северо-Сосьвинскую (49), Нижне-Среднеобскую (48), Тобольско-Обскую (50), Иртышскую (54), Тавдинскую (66), Турскую (65), Кетскую (62) и Сымскую (61) впадины-долины. Эти структуры соответствуют как низким, так и высоким отметкам рельефа поверхности фундамента и не имеют четкой корреляции с глубинными структурами. Тем не менее в пределах этих структур установлен ряд унаследованных локальных поднятий, которые хорошо прослеживаются при сопоставлении геоморфологических и геофизических профилей.

В целом локальные унаследованные структуры прослеживаются в рельефе как в пределах поверхности фундамента (отражающий горизонт А), так и в осадочном чехле по отражающим горизонтам Б, Г и С, но при этом их амплитуда уменьшается вверх по разрезу и в современном структурном плане становится минимальной.

Кроме того, проанализирован характер взаимоотношения новейших разломов с древними. В результате сопоставления выявлены новейшие дислокации, которые в плане совпадают либо полностью, либо фрагментарно с древними разломами, а также следуют вдоль границ палеозойских рифтов. На рис. 1 приведены эти новейшие раз-

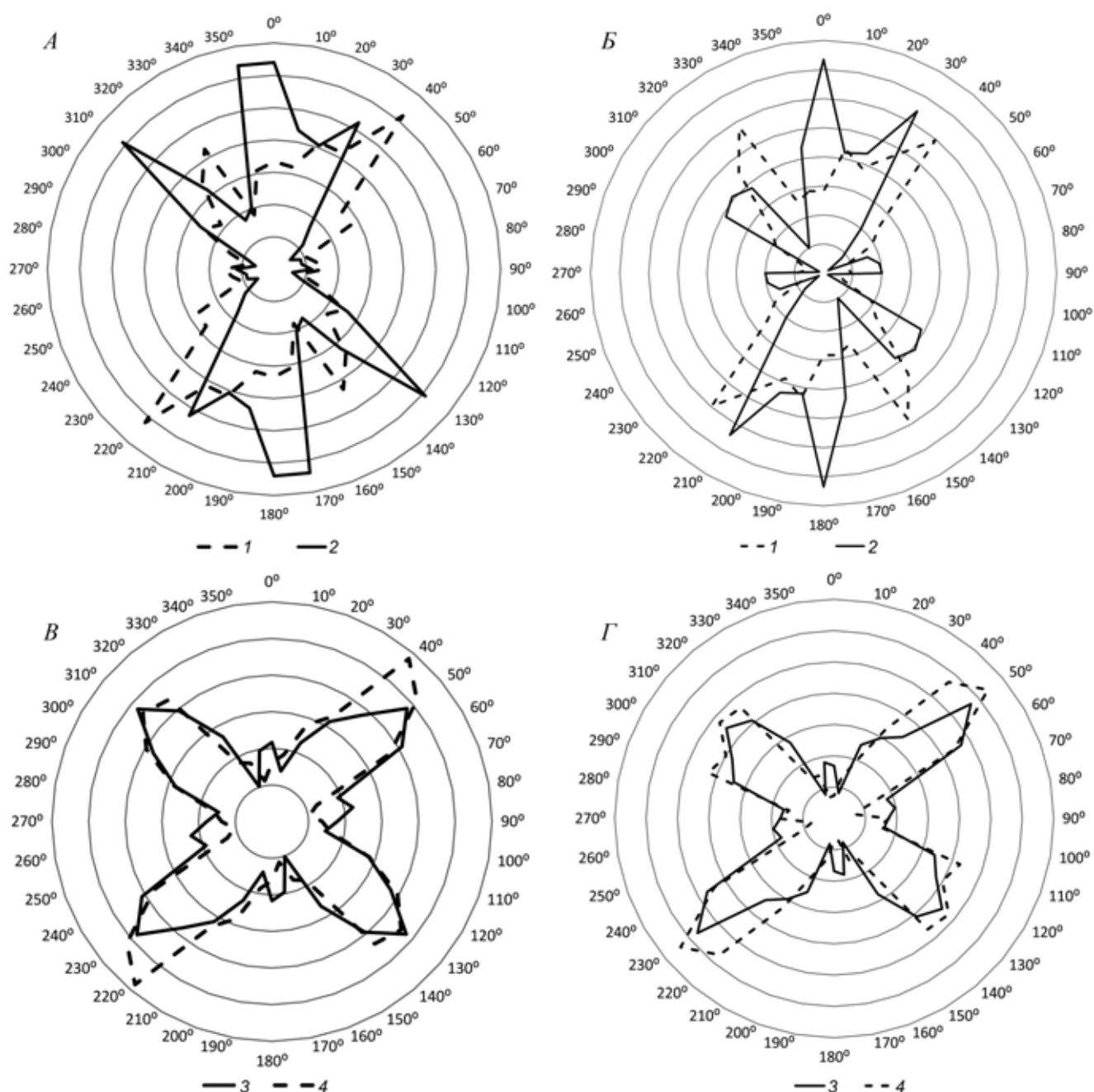


Рис. 4. Розы-диаграммы, отражающие простирание разломов фундамента (А, В) и новейшего этапа (В, Г), построенные: А, В — по числу разломов, входящих в одну группу с шагом 10°; В, Г — по сумме длин аналогичных разломов, полученных по данным: 1 — по [Сурков, 1981], 2 — по [Шпильман, 1998], 3, 4 — слабые зоны и разрывные нарушения со сдвиговой составляющей соответственно, выявленные структурно-геоморфологическим методом

ломы. Среди них выделены разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, а также разрывы с неустановленной кинематикой.

На рис. 4 приведены розы-диаграммы, отражающие направления простирания новейших и древних разломов. В расчет включены разломы фундамента, выявленные разными авторами [Сурков, 1981; Шпильман, 1998]. Для древних разломов (рис. 3, А, В) преобладающими направлениями являются северо-западное (310–330°), северо-восточное (30–40°) и субмеридиональное. Также отмечены древние разломы субширотного прости-

рания. В число новейших дислокаций — помимо установленных разрывов — включены слабые зоны (зоны разрывов, трещиноватости и др.), выраженные в рельефе по структурно-геоморфологическим критериям. Согласно розам-диаграммам (рис. 4, В, Г) новейших разрывов доминирует северо-западное (300–330°) и северо-восточное (40–60°) простирание, реже отмечено субмеридиональное и субширотное простирание. При сопоставлении роз-диаграмм в целом прослеживается сходство преобладающего северо-западного и северо-восточного простирания новейших разломов с древними.

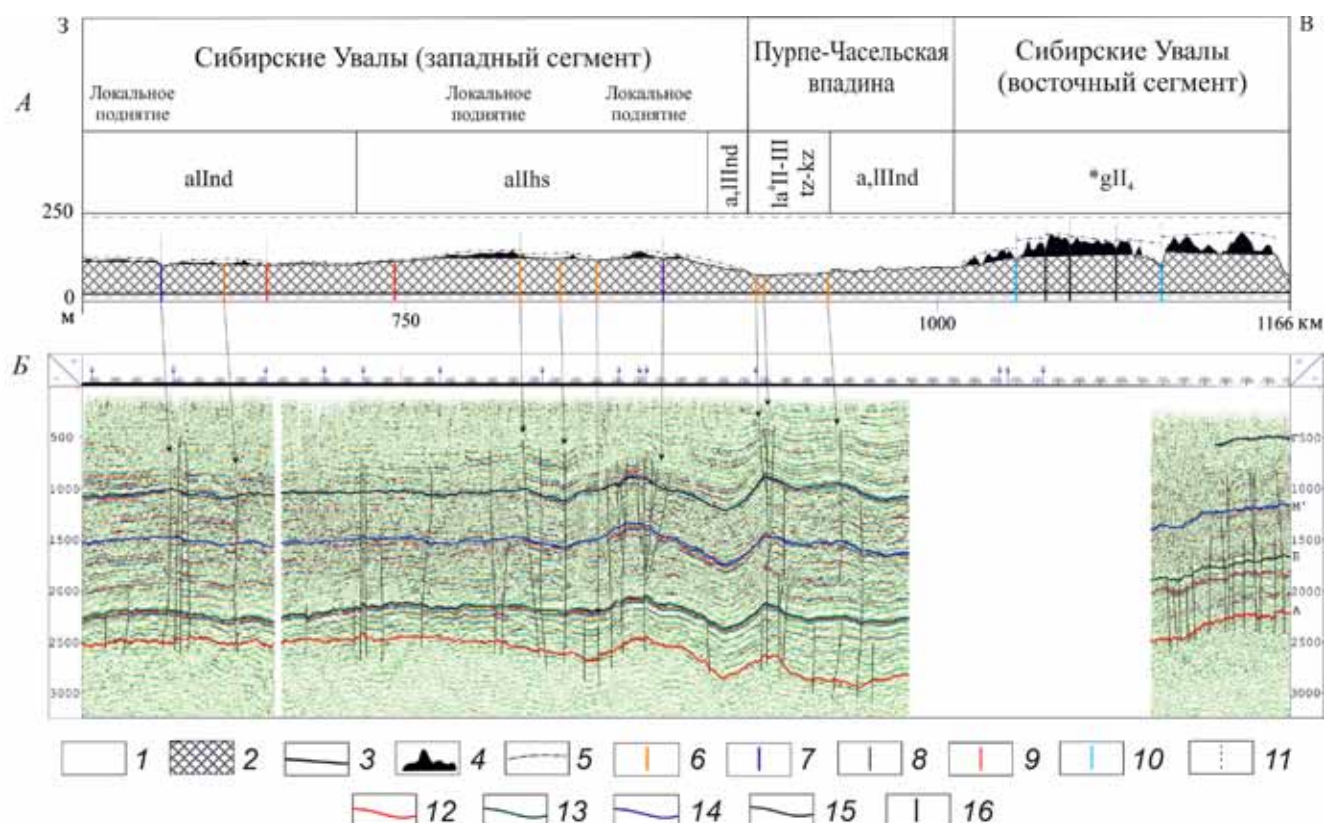


Рис. 5. Профили: А — геоморфологический, построенный по линии регионального сейсмического профиля SP 310 (восточный фрагмент, выделен красным цветом): 1 — массив, не подвергшийся денудации; 2 — массив, подвергшийся денудации; 3 — линия наиболее глубоких врезов; 4 — зона водораздельной денудации; 5 — обобщающие линии изгибов и наклонов поднятий; 6–7 — унаследованные новейшие разрывные нарушения: 6 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, выделенные на структурно-геоморфологической карте, 7 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, выделенные на структурно-геоморфологической карте и при интерпретации геоморфологического профиля; 8–10 — новообразованные разрывные нарушения: 8 — разрывные нарушения, выделенные при интерпретации геоморфологического профиля; 9 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, выделенные на структурно-геоморфологической карте; 10 — разрывные нарушения со сдвиговой составляющей, выделенные на структурно-геоморфологической карте и при интерпретации геоморфологического профиля; 11 — линии для оценки амплитуды смещения по разрывным нарушениям; Б — сейсмический SP 310 (восточный фрагмент, выделен красным цветом) с интерпретацией отражающих горизонтов, по [Нестеров, 2007]: 12 — по кровле доюрских образований (А); 13 — по кровле баженовской свиты (Б); 14 — по глинам кошайской пачки алымской свиты (М'); 15 — по кровле отложений кузнецовской свиты (I); 16 — разломы, выделенные автором при интерпретации

С целью установления характера унаследованности новейших разрывных дислокаций от древних разломов проведена интерпретация региональных сейсмических профилей. На сейсмических профилях выделены: 1) разломы, которые прослеживаются в фундаменте; 2) разломы, проявившиеся в фундаменте и осадочном чехле; 3) разломы, выявленные в осадочном чехле, которые расположены над разломами в фундаменте. При сопоставлении древних разломов с новейшими установлены новообразованные и унаследованные разрывные дислокации. Пример интерпретации регионального сейсмического профиля и его сопоставление с геоморфологическим профилем приведен на рис. 5. При сопоставлении геоморфологического и сейсмического профилей видно соответствие новейших разрывных дислокаций с глубинными разрывам фундамента и осадочного чехла, что указывает на их взаимосвязь.

Унаследованные новейшие разломы отражают древние разломы в плане фрагментарно и про-

слеживаются в вертикальном сечении. Такие зоны могут быть как путями миграции углеводородных соединений, так и выполнять роль экранов.

Стоит отметить, что не все древние дислокации отражены в новейшем структурном плане, есть и новообразованные разрывы, формирование которых происходило в современном поле напряжений.

Заключение. Сопоставление новейшего структурного плана, установленного структурно-геоморфологическим методом, с дислокациями фундамента и осадочного чехла выявило три типа новейших пликтивных структур: унаследованные, обращенные и новообразованные. Простираения древних структур могут отличаться от современных и наследование происходит лишь фрагментарно. При сопоставлении новейших разрывных дислокаций и древних разломов выявлены унаследованные и новообразованные разломы. Анализ рельефа структурно-геоморфологическим методом по картам (в плане) и на геоморфоло-

гических профилях (в вертикальном сечении) показал, что новейшие разрывы либо полностью, либо фрагментарно наследуют разломы фунда-

мента. Выявленные новейшие унаследованные структуры — перспективные участки для поиска нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Варламов И.П. Результаты изучения новейшей тектоники Сибири и оценка перспектив ее нефтегазонасности по неотектоническим параметрам // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск.: Наука, 1983. С. 78—87.

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

Корчуганова Н.И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики: Методическое руководство. М.: Геокарт, ГЕОС, 2007. 354 с.

Корчуганова Н.И. Четвертичный структурный план и широтная зональность Западно-Сибирской равнины // Изв. вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 5—10.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикамья. 1996. № 13. С. 49—60.

Мануилова Е.А. Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 23—30.

Нестеров И. И. Суммарный временной сейсмический разрез по региональному профилю 15 (Приложение 310). Тюмень: СибНАЦ, 2007.

Ольховатенко В.Е. Методы изучения трещиноватости горных пород: Учебно-методическое пособие для самостоятельной работы по курсу «Инженерная геология» Томск: Изд-во Томск. гос. архит.-строит. ун-та, 2015. 80 с.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 13—20.

Панина Л.В., Мануилова Е.А. Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 1—5.

Сурков В.И. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С. Суркова. М.: МинГео СССР, 1981.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1960. 69 с.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30, вып. 5. С. 5—26.

Шпильман В.И. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского, Л.Л. Подсосовой. Тюмень: АУ «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», 1998.

Поступила в редакцию 20.02.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 55(1/9)

А.О. Агibalов¹, В.А. Зайцев², А.А. Сенцов³, Е.А. Мануилова⁴, А.В. Полещук⁵

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА РЕЛЬЕФ КОТЛОВИН ЛАДОЖСКОГО И ОНЕЖСКОГО ОЗЕР

*ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН»,**123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1**ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,**1199991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**ФГБУН «Геологический институт РАН», 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1**Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, Bol'shaya Gruzinskaya st., 10, bd. 1**Lomonosov Moscow State University, 1199991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Geological Institute RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7, bd. 1*

В результате геоморфологических исследований получены новые данные о высокой степени взаимосвязи рельефа и характера новейших движений в пределах впадин Ладожского и Онежского озер. Компьютерное геодинамическое моделирование показало, что эта взаимосвязь объяснима развитием выделенных нами в детальном масштабе предполагаемых активных разломов в обстановке северо-восточного растяжения, ось которого ориентирована вкрест простирания рассматриваемых озерных котловин.

Ключевые слова: Ладожское и Онежское озера, неотектоника, геоморфология.

We obtained new data about the high degree of relationship between the relief and the nature of the latest movements within the depressions of the Ladoga and Onega lakes as a result of geomorphological studies. Computer geodynamic modeling showed that this relationship is explainable by the development of the supposed active faults identified by us on a detailed scale in an environment of northeastern extension, the axis of which is oriented across the strike of the considered lake basins.

Key words: Ladoga and Onega lakes, neotectonics, geomorphology.

Введение. В настоящее время существуют различные мнения о генезисе котловин двух крупнейших пресноводных озер Европы — Ладожского и Онежского. Традиционно в качестве основных факторов рельефообразования обеих впадин рассматривают неотектонические движения и абразионно-аккумулятивную деятельность ледника, однако вопрос оценки значимости этих процессов остается дискуссионным. Большинство исследователей, например [Потехин и др., 2019], отмечают тектоническую природу озерных котловин и полагают, что формирование их морфоскульптуры тесно связано с оледенениями четвертичного периода. В то же время в литературе представлена точка зрения, предполагающая обусловленность рельефа впадин разными причинами (геологическим строением, деятельностью ледника, изостатическими движениями), среди которых неотектонические процессы не выделены как главный фактор рельефообразования. Например, А.В. Амантовым и М.Г. Амантовой [2014] разработана модель развития депрессии Ладожского озера с позиций ледниковой теории. В связи с этим проблема анализа

влияния неотектонических движений на облик рельефа представляется актуальной и интересной. Как показано в ранее опубликованной нами работе [Агibalов и др., 2019], по докембрийским разрывным нарушениям акватории Ладожского озера в новейшем поле напряжений происходят динамические подвижки, обуславливающие ряд особенностей морфологии рельефа. Однако представления разных исследователей о конфигурации древних разломов Ладожского [Амантов, 2014; Анохин и др., 2016; Свириденко, Светов, 2008; Хазов и др., 2004] и Онежского [Бискэ и др., 1971; Лукашов, 1976] озер существенно различаются. Кроме того, помимо унаследованных с дочетвертичного времени, существуют также новообразованные разрывные нарушения.

Таким образом, для решения поставленной исследовательской проблемы, на наш взгляд, требуется разработка схем активных разломов Ладожского и Онежского озер. Этот вопрос представляется недостаточно проработанным, поскольку в литературе описаны в основном крупные активные разрывные нарушения регионального масштабного

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: agibalo@yandex.ru

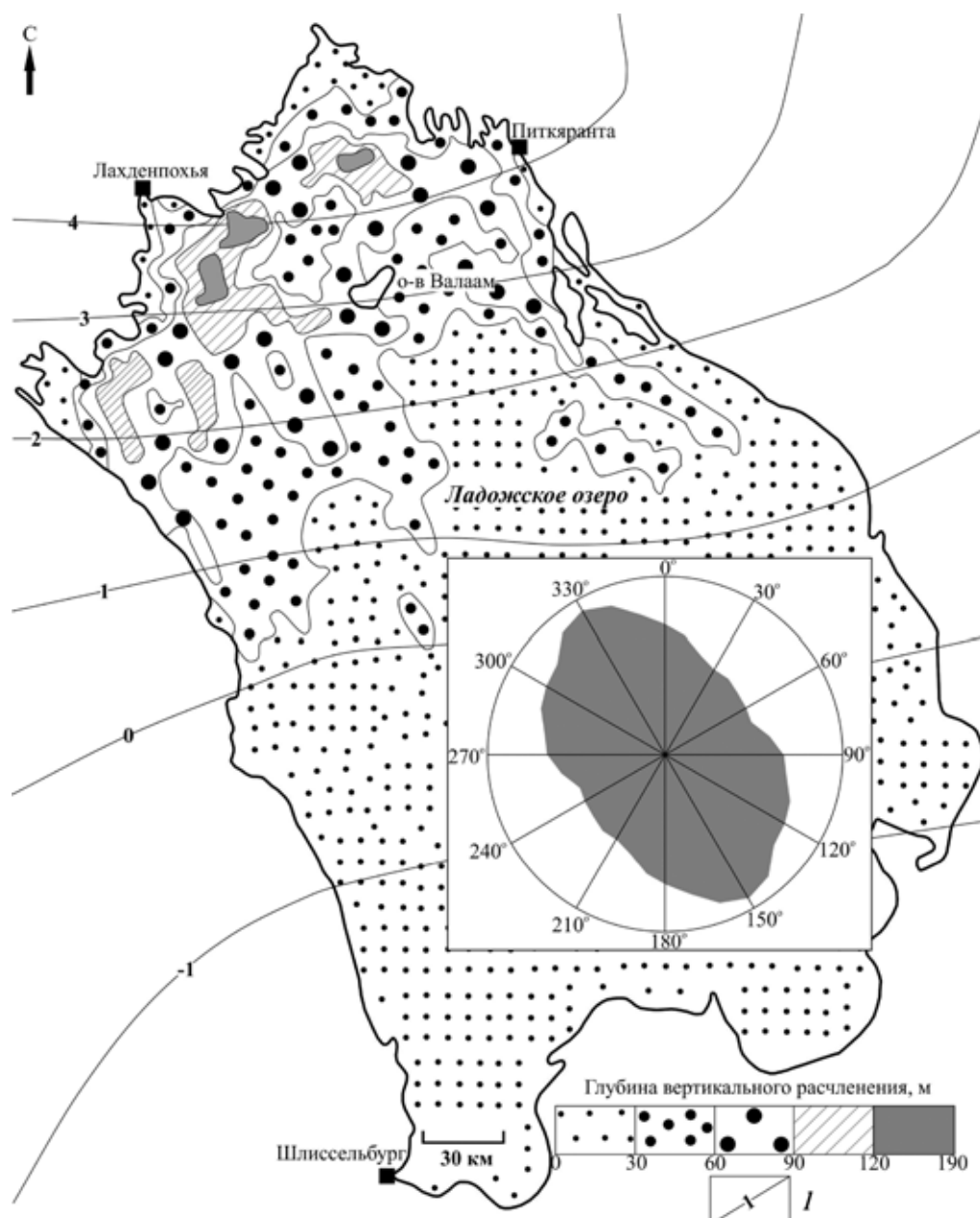
² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: v.zaitsev@mail.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, науч. с.; *e-mail*: alekssencov@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, мл. науч. с.; *e-mail*: manuiloaekaterina139@gmail.com

⁵ Геологический институт РАН, отдел тектоники, лаборатория тектоники консолидированной коры, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: anton302@mail.ru

Рис. 1. Схема глубины вертикального расчленения рельефа котловины Ладожского озера: *I* — изолинии значений скорости современных вертикальных движений (мм/год), по [Прилепин и др., 2002]. На врезке — роза-диаграмма, иллюстрирующая направления простираания склонов



уровня [Лукашов, 1976; Шварев и др., 2020]. На основе анализа геолого-геоморфологической информации нами построены схемы предполагаемых активных разломов, разработаны компьютерные геодинамические модели, позволяющие оценить их влияние на рельеф, получены новые данные о связи рельефа с характером неотектонических движений.

Материалы и методы исследований. Для анализа взаимосвязи между рельефом и новейшей тектоникой, выделения предполагаемых активных разрывных нарушений нами составлены цифровые модели рельефа (ЦМР) по картам глубин [Атлас..., 2005; Ладожское..., 2002]. Число промеров глубины составляет 14 593 и 12 485 соответственно, среднее расстояние между промерами — 1,1 и 0,9 км для Ладожского и Онежского озер соответственно. По ЦМР построены схемы глубины вертикального расчленения рельефа, определенной как разность

между максимальным и минимальным значениями глубин в пределах расчетных ячеек [Спиридонов, 1975] (рис. 1, 2). Выбор этого параметра обусловлен тем, что в ряде случаев он отражает направленность новейших движений [Симонов, 1999]. С помощью модуля Aspect программы ArcGis составлены розы-диаграммы, иллюстрирующие ориентировку склонов. Средние круговые значения рассчитаны по формулам, приведенным в монографии [Мардиа, 1978]. В программе LESSA А.А. Златопольского [2011] проведен автоматизированный анализ ЦМР, включающий построение схем плотности линеаментов (рис. 3) и линий вытянутости (рис. 4), ориентированных вдоль удлинённых форм рельефа. Особенности распределения перечисленных морфометрических параметров по площади сопоставлены с геологическими данными о характере современной сейсмичности [Earthquake..., 2020] и палеосейсмичности [Шварев и др., 2020], значени-

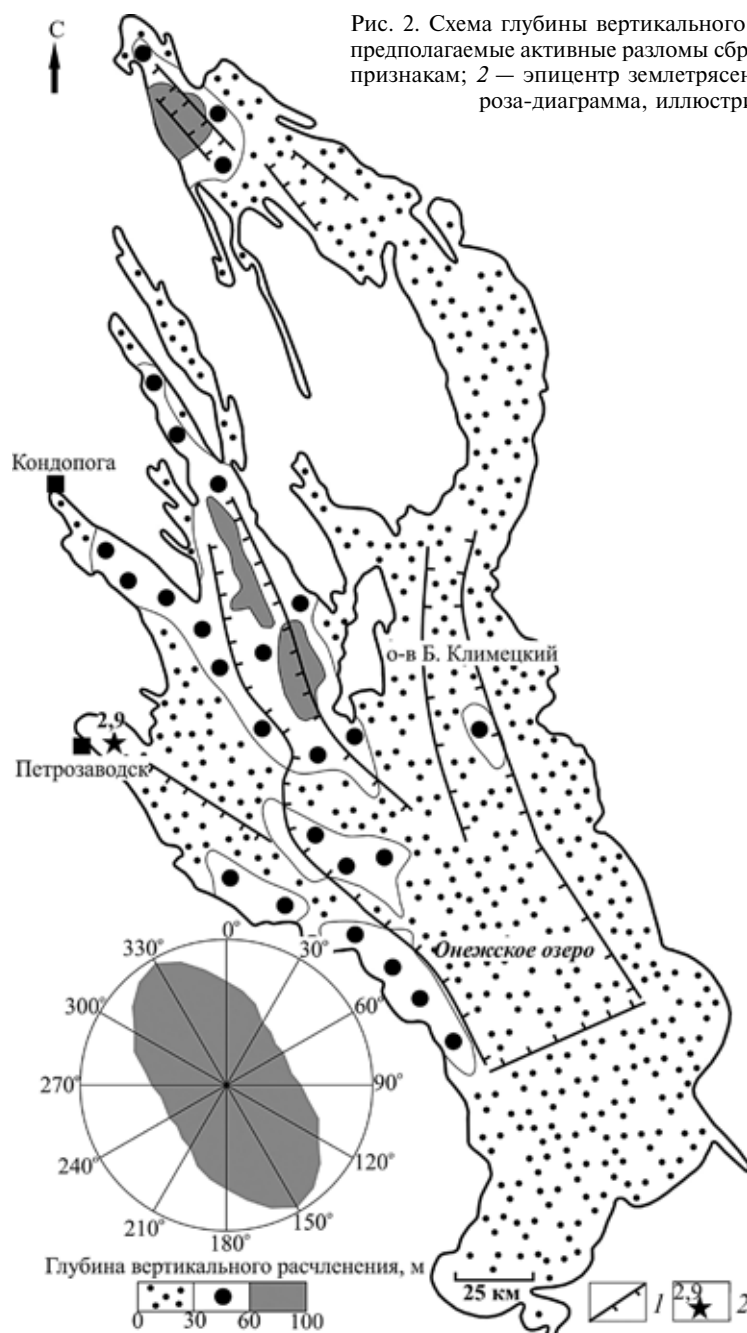


Рис. 2. Схема глубины вертикального расчленения рельефа котловины Онежского озера: 1 — предполагаемые активные разломы сбросовой кинематики, выделенные по геоморфологическим признакам; 2 — эпицентр землетрясения магнитудой 2,9, по [Earthquake..., 2020] На врезке — роза-диаграмма, иллюстрирующая направления простирания склонов

приведенных в [Руководство..., 2020], указан тип внешней нагрузки — растяжение, ось которого ориентирована по азимуту 60° (вкрест простирания озерных котловин). Согласно [Агibalов и др., 2019; Леонов и др., 2003], этот тип напряженного состояния проявляется на новейшем этапе в пределах акваторий Ладожского и Онежского озер. Проверка обоснованности заданных ориентировок главных нормальных осей напряжений путем анализа решений фокальных механизмов очагов землетрясений не представляется возможной в связи с отсутствием необходимых сейсмологических данных. В результате моделирования, физико-математической основой которого послужил закон Кулона—Мора [Руководство..., 2020], рассчитаны значения относительной амплитуды вертикальных перемещений по предполагаемым активным разломам. На количественном уровне выполнено сопоставление этого параметра с глубинами озерных котловин, подтвердившее возможность интерпретации выделенных нами линеаментов как предполагаемых активных разломов.

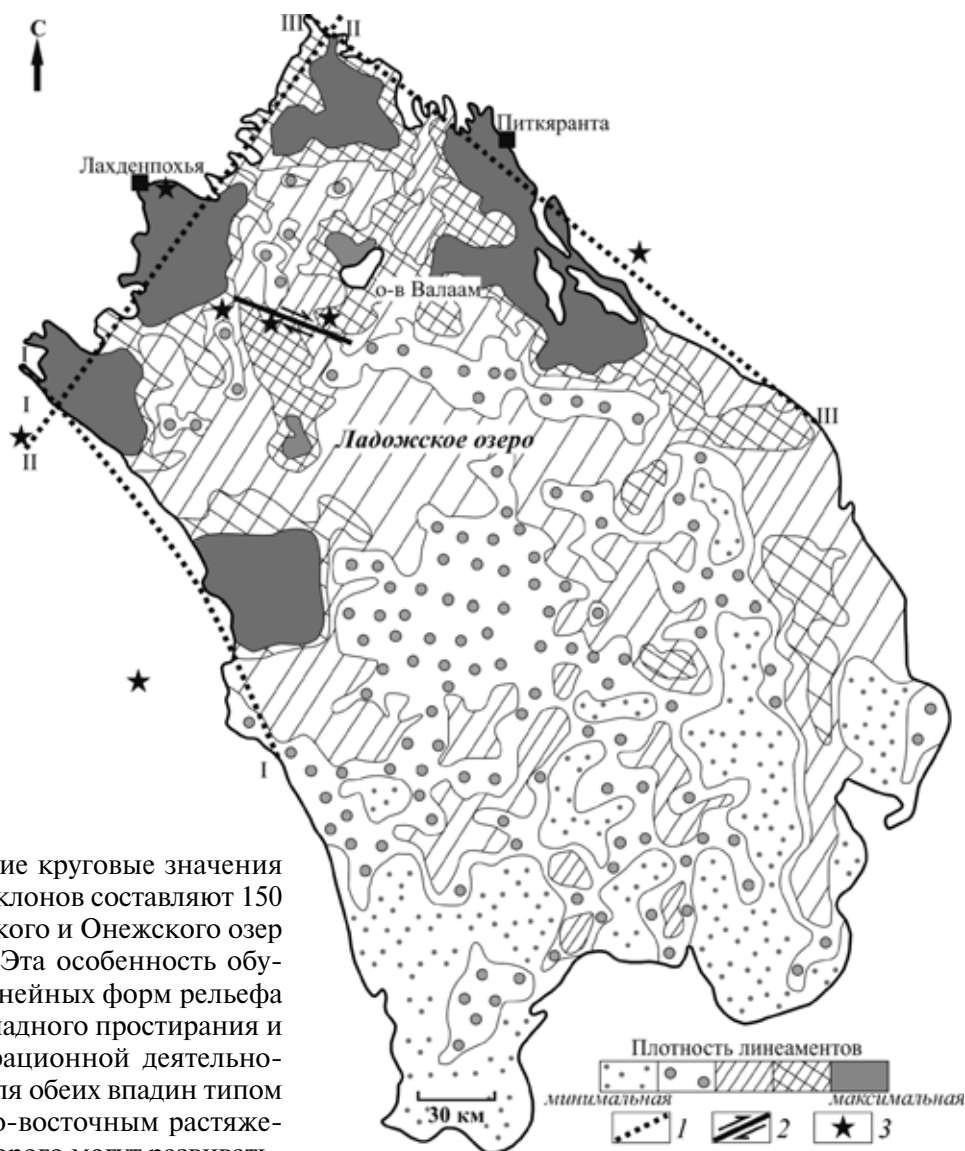
Расчет критерия Колмогорова—Смирнова в программе SPSS Statistics 17,0 по значениям глубины показал, что их распределение отличается от нормального, поэтому для оценки взаимосвязи упоминаемых в статье параметров использован коэффициент ранговой корреляции Спирмена.

Результаты исследований и их обсуждение. По данным анализа рельефа выделены следующие общие для котловин Ладожского и Онежского озер геоморфологические особенности: 1) обе впадины вытянуты в

северо-западном направлении; 2) в рельефе дна наблюдается большое количество сопряженных линейных поднятий и впадин северо-западного простирания; 3) северные части котловин более глубоководные и отличаются более расчлененным рельефом по сравнению с южными; 4) для северных побережий характерны первичные, слабоизмененные и неизмененные озерными процессами морфогенетические типы берегов с ледниково-тектоническим расчленением, не встречающиеся в центральных и южных частях [Анохин и др., 2017; Игнатов и др., 2017]. На наш взгляд, эти особенности обусловлены общими закономерностями протекания неотектонических процессов. Ориентировка котловин в северо-западном направлении связана с активизацией Ладожского и Онежского грабенов.

ях скорости современных вертикальных движений [Прилепин, 2002] и конфигурацией активных разломов [Лукашов, 1976; Шварев и др., 2020]. Кроме того, по геоморфологическим признакам нами выделены предполагаемые активные разломы, в качестве которых рассматривались хорошо выраженные в рельефе линеаменты, разделяющие разновысотные участки. Для подтверждения обоснованности схем предполагаемых активных разломов проведено компьютерное геодинамическое моделирование в программе RMS 2013 компании «Рохат». При моделировании по ЦМР построена поверхность в формате Grid, на которую нанесена сетка предполагаемых активных разрывных нарушений. После этого заданы осредненные значения параметров геологической среды — коэффициентов Пуассона (0,25) и внутреннего трения (0,6),

Рис. 3. Схема плотности линейментов котловины Ладожского озера: 1 — сейсмолинементы, по [Шварев и др., 2020]: I–I — Западно-Ладожский, II–II — Северо-Ладожский, III–III — Восточно-Ладожский; 2 — активный разлом правосдвиговой кинематики; 3 — эпицентры современных землетрясений, по [Earthquake..., 2020]



Установлено, что средние круговые значения направлений простираения склонов составляют 150° и 144° для котловин Ладожского и Онежского озер соответственно (рис. 1, 2). Эта особенность обусловлена преобладанием линейных форм рельефа юго-восточного—северо-западного простираения и объяснима не только экзарационной деятельностью ледника, но и общим для обеих впадин типом внешней нагрузки — северо-восточным растяжением, ортогонально оси которого могут развиваться мелкие грабенообразные структуры [Черемных, Каримова, 2018]. Приуроченность максимальных отметок глубины (233 м для Ладожского и 119 м для Онежского озер) к северным частям впадин, а также высокие значения глубины вертикального расчленения (рис. 1) и плотности линейментов (рис. 3) в пределах северной морфоструктурной зоны котловины Ладожского озера связаны, на наш взгляд, с интенсивностью неотектонических движений.

В пользу обоснованности этого предположения свидетельствуют следующие данные: 1) северные части обеих впадин рассматриваются как области массового развития палеосейсмодислокаций [Шварев и др., 2020], а на южных побережьях описаны только отдельные деформации сейсмогенной природы [Полещук и др., 2020]; 2) все эпицентры современных землетрясений с малой магнитудой [Earthquake..., 2020] расположены в северных морфоструктурных зонах Ладожского и Онежского озер (рис. 1, 2); 3) наблюдается закономерное увеличение скорости современных вертикальных движений в северо-западном направлении от -1

до 4 мм/год [Прилепин и др., 2002]; 4) установлена численная корреляция между значениями глубины вертикального расчленения Ладожского озера и крутизной изолиний скорости вертикальных движений (коэффициент корреляции Спирмена равен $0,59$). Отметим, что наибольшие значения плотности линейментов котловины Ладожского озера прослеживаются вдоль показанных в статье [Шварев и др., 2020] сейсмогенерирующих структур — Западно-, Северо- и Восточно-Ладожской. Три эпицентра современных землетрясений с магнитудой $3,2$, $2,5$ и $2,4$ (глубина сейсмического очага около 12 км) [Earthquake..., 2020], расположенные юго-западнее о-ва Валаам, приурочены к выделенному по геофизическим данным докембрийскому разлому северо-западного простираения [Хазов и др., 2004]. Он хорошо выделяется на схеме плотности линейментов, а смещение локальных максимумов этого параметра вдоль разлома указывает на его правосдвиговую кинематику (рис. 3). Пространственный рисунок линий вытянутости подчеркивает преобладание линейных форм рельефа северо-западной ориентировки.

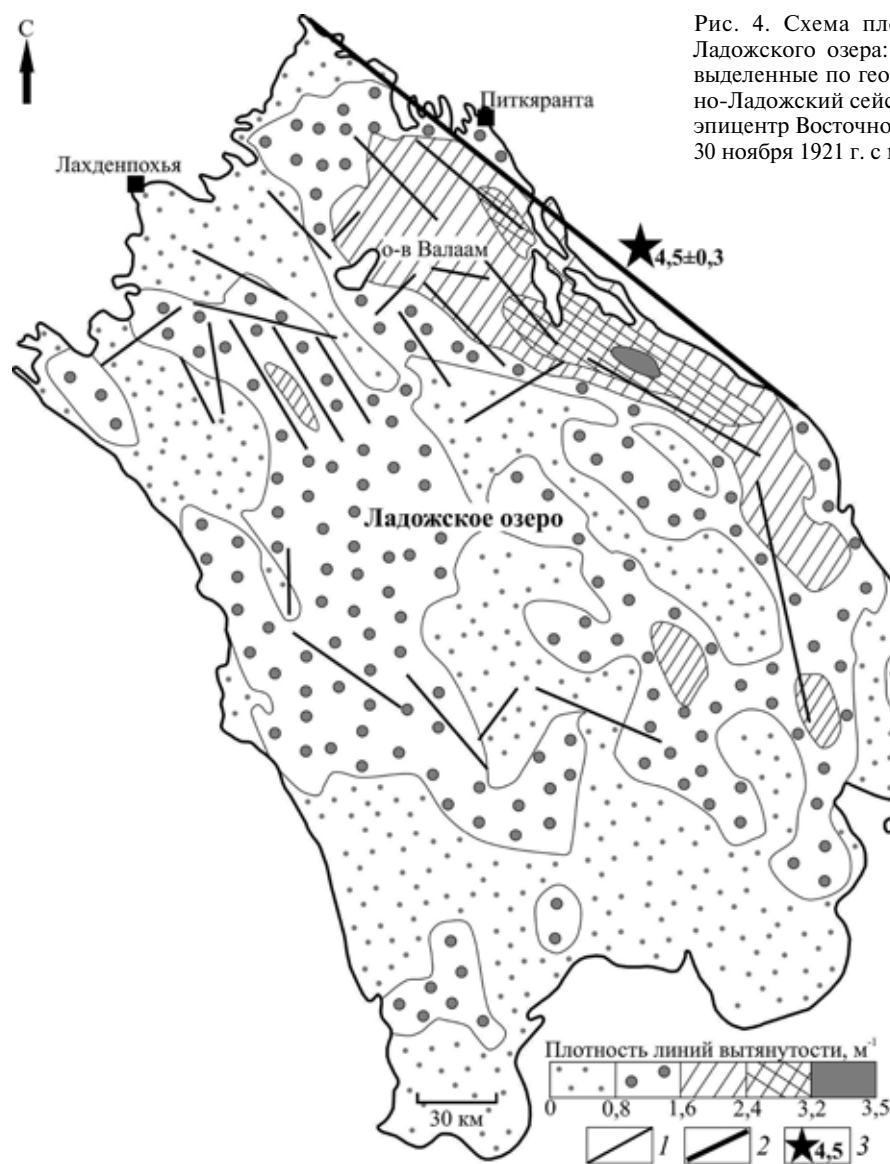


Рис. 4. Схема плотности линий вытянутости котловины Ладожского озера: 1 — предполагаемые активные разломы, выделенные по геоморфологическим признакам; 2 — Восточно-Ладожский сейсмолинемент, по [Шварев и др., 2020]; 3 — эпицентр Восточно-Ладожского (Салминского) землетрясения 30 ноября 1921 г. с магнитудой $4,5 \pm 0,3$, по [Шварев и др., 2020]

Протягивающийся вдоль восточного побережья Ладожского озера максимум плотности линий вытянутости (рис. 4) приурочен к активному на современном этапе сегменту Восточно-Ладожского сейсмолинеамента, с которым связано самое сильное за исторический период наблюдений землетрясение в Приладожье с магнитудой $4,5 \pm 0,3$ [Шварев и др., 2020]. В пределах акватории Онежского озера по повышенным значениям глубины вертикального расчленения рельефа выделяется рассмотренная в монографии [Лукашов, 1976] грабенообразная структура северо-западного простирания, расположенная западнее о-ва Большой Климецкий (рис. 2). В целом проведенные нами геоморфологические исследования показали высокую степень взаимосвязи рельефа и неотектонических движений.

Для того, чтобы объяснить эту взаимосвязь, выполнено компьютерное моделирование новейшей геодинамики. Оно показало, что при использовании составленных нами схем предполагаемых активных разломов (рис. 2, 4) существует

численная корреляция между значениями глубины и относительными амплитудами вертикальных перемещений (коэффициент корреляции Спирмена равен 0,68 и 0,47 для Ладожского и Онежского озер соответственно). Большее значение коэффициента корреляции для Ладожского озера, чем для Онежского, объяснимо более активными проявлениями неотектонических процессов, о чем свидетельствует большее число эпицентров современных землетрясений в Приладожье, а также их магнитуда [Earthquake..., 2020]. В целом установленная корреляция указывает на возможность интерпретации выделенных нами линеаментов как предполагаемых активных разломов и позволяет сделать вывод о значительном влиянии неотектонических движений на облик рельефа впадин Ладожского и Онежского озер.

Закключение. Таким образом, проведенные исследования позволили достичь следующих основных результатов. Во-первых, получены новые данные о высокой степени взаимосвязи рельефа котловин Ладожского и Онежского озер с харак-

тером неотектонических движений. Во-вторых, составлены схемы предполагаемых активных новейших разломов в детальном масштабе. Кроме того, разработаны геодинамические модели, объясняющие связь рельефа и новейшей тектоники обеих озерных впадин активизацией выделенных нами предполагаемых разломов в обстановке северо-восточного растяжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Влияние активизированных докембрийских разрывных нарушений на рельеф котловины Ладожского озера // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 3. С. 99–105.

Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.

Амантов А.В., Амантова М.Г. Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.

Анохин В.М., Науменко М.А., Нестеров Н.А. Особенности направленности линейных форм рельефа дна Ладожского озера // География: развитие науки и образования. Ч. I: Монография по мат-лам ежегодной Междунар. науч.-практ. конф. LXIX Герценовские чтения, посвященной 115-летию со дня рождения С.В. Калесника. СПб., 2016. С. 108–117.

Анохин В.М., Уличев В.И., Дудакова Д.С. и др. Геоморфологические особенности берегов Ладожского озера по результатам полевых работ с применением беспилотного летательного аппарата // География: развитие науки и образования. СПб: РГПУ имени А.И. Герцена, 2017. С. 118–124.

Атлас единой глубоководной системы европейской части РФ. Т. 4. Беломорско-Балтийский канал. СПб.: ГБУ «Волго-Балт», 2005.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 75 с.

Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 3. С. 38–46.

Игнатов Е.И., Борщенко Е.В., Загоскин А.Л. и др. Связь геологического строения побережья, истории развития рельефа и динамики берегов Онежского озера // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 3. С. 65–78.

Ладожское озеро: Атлас. СПб.: ИНОЗ РАН, 2002. 128 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Тектоника Онежской мульды. Статья II. Глубинное строение, неотектоника и геодинамика // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 12–17.

Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИФЗ имени О.Ю. Шмидта РАН (А.О. Агибалов и А.А. Сенцов, Е.А. Мануилова) при финансовой поддержке в рамках темы Госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0047 (А.В. Полешук) и НИР «Новейшая геодинамика и ее влияние на фильтрационные свойства геологической среды» (В.А. Зайцев).

Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978. 240 с.

Полешук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. К проблеме типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95, вып. 1. С. 3–13.

Потахин М.С., Белкина Н.А., Субетто Д.А. и др. Особенности генезиса котловин и строения донных отложений озер юго-восточного склона Фенноскандинавского кристаллического щита // Астраханский вестник экологического образования. 2019. № 6 (54). С. 4–13.

Прилепин М.Т., Мишин А.В., Кабан М.К. и др. GPS изучение геодинамики Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 9. С. 49–58.

Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2 (дата обращения: 21.12.2020).

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбродолеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 251 с.

Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 184 с.

Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Черемных А.С., Каримова А.А. Особенности проявления разноранговых зон растяжения в рельефе экспериментальных моделей и их природных аналогов // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41, № 1. С. 79–98.

Шварев С.В., Никонов А.А., Родкин М.В. Воттоваара — Западно-Онежский линеамент: признаки и параметры сейсмической активности в голоцене // Фундаментальные проблемы геотектоники и геодинамики. Мат-лы ЛП Тектон. совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 415–419.

Earthquake database of the Institute of Seismology of the University of Helsinki. URL: <https://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php> (дата обращения 27.10.2020).

Поступила в редакцию 31.01.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 551.87: 551.781.5: 551.782

Г.В. Баскакова¹, Н.А. Кулюкина², Т.А. Арзамасцева³, Н.А. Малышев⁴,
О.А. Альмендингер⁵, А.М. Никишин⁶

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

ООО «РН-Эксплорейшн», 121151, Москва, ул. Можайский Вал, 8
ПАО «НК «Роснефть», 117997, Москва, Софийская набережная, 26/1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC «RN-Exploration», 121151, Moscow, Mozhaisky Val, 8
Rosneft Oil Company, 117997, Moscow, Sofiyskaya Embankment, 26/1,
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрена преимущественно по сейсмическим данным эволюция глубоководной системы осадконакопления в северо-восточной части Черного моря в течение олигоцена—плиоцена. Время образования конусов выноса и эрозионных каньонов в истории развития региона сопоставлено с регрессивно-трансгрессивными этапами в Восточном Паратетисе. Выделены источники сноса обломочного материала в Туапсинский прогиб. По результатам анализа карт значений толщины и поверхностей налегания отложений со стороны прогиба на северный склон вала Шатского построена модель осадконакопления в прогибе и выявлен характер изменений его морфологии начиная с олигоценового времени. Составлены палеогеографические карты для позднего олигоцена—раннего миоцена (майкопа), среднего миоцена и плиоцена.

Ключевые слова: Черное море, Туапсинский прогиб, вал Шатского, сейсмofации, Большой Кавказ, сейсмическая геоморфология, обстановки осадконакопления, глубоководная система осадконакопления, Восточный Паратетис.

The evolution of the deep-sea sedimentation system in the north-eastern part of the Black Sea during the Oligocene-Pliocene is considered mainly on the basis of seismic data. The fans and erosion canyons formation time is presumably related to the regressive-transgressive stages in the history of the Eastern Paratethys. The source areas of detrital sediments in the Tuapse Trough are identified. The sedimentation model of the Tuapse Trough and the changes in the Trough's morphology since the Oligocene were reconstructed based on the analysis of the thickness maps and the onlap surfaces on the northern side of the Shatsky Swell. Paleogeographic maps were compiled for the Late Oligocene-Early Miocene (Maikop), Middle Miocene, and Pliocene.

Key words: Black Sea, Tuapse Trough, Shatsky Swell, seismic facies, West Caucasus, seismic geomorphology, environment of decomposition (EOD), deep water system, Eastern Paratethis.

Введение. Район работ расположен в российской акватории Черного моря и включает такие тектонические элементы, как Туапсинский прогиб, вал Шатского, северная часть Восточно-Черноморского прогиба и южный склон горно-складчатого сооружения Большого Кавказа (рис. 1). Западно-Кубанский прогиб и Северо-Западный Кавказ не являются объектом наших исследований, однако для полного понимания истории развития региона в неогене эти тектонические элементы учитывались при составлении схем обстановок осадконакопления. Большая часть территории исследований расположена в пределах Туапсинского прогиба. Это краевой прогиб перед фронтом

горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, в качестве отдельного тектонического элемента он выделен ранее по сейсмическим данным 2D в работах Д.А. Туголесова с соавторами [1985]. Начало формирования прогиба связано с ростом орогена в позднем эоцене—олигоцене около 34 млн лет назад (л.н.). В позднеюрско-эоценовое время территория Туапсинского прогиба была частью карбонатной платформы на месте современного вала Шатского, погружавшейся в направлении глубоководного трога Большого Кавказа. В олигоцен-раннемиоценовое время (майкоп) рассматриваемая территория представляла собой глубоководный бассейн, ограниченный с юга периферийным под-

¹ ООО «РН-Эксплорейшн», старший геофизик ГГС; e-mail: gvbaskakova@rn-exp.rosneft.ru

² ООО «РН-Эксплорейшн», вед. специалист ГГС; e-mail: n_kulyukina@rn-exp.rosneft.ru

³ ООО «РН-Эксплорейшн», вед. специалист ГГС; e-mail: t_andreeva@rn-exp.rosneft.ru

⁴ ПАО «НК «Роснефть», заместитель директора департамента геологоразведочных работ на шельфе; e-mail: n_malyshev@rosneft.ru

⁵ ООО «РН-Эксплорейшн», руководитель ГГС; e-mail: oaalmendinger@rn-exp.rosneft.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; e-mail: nikishin@geol.msu.ru

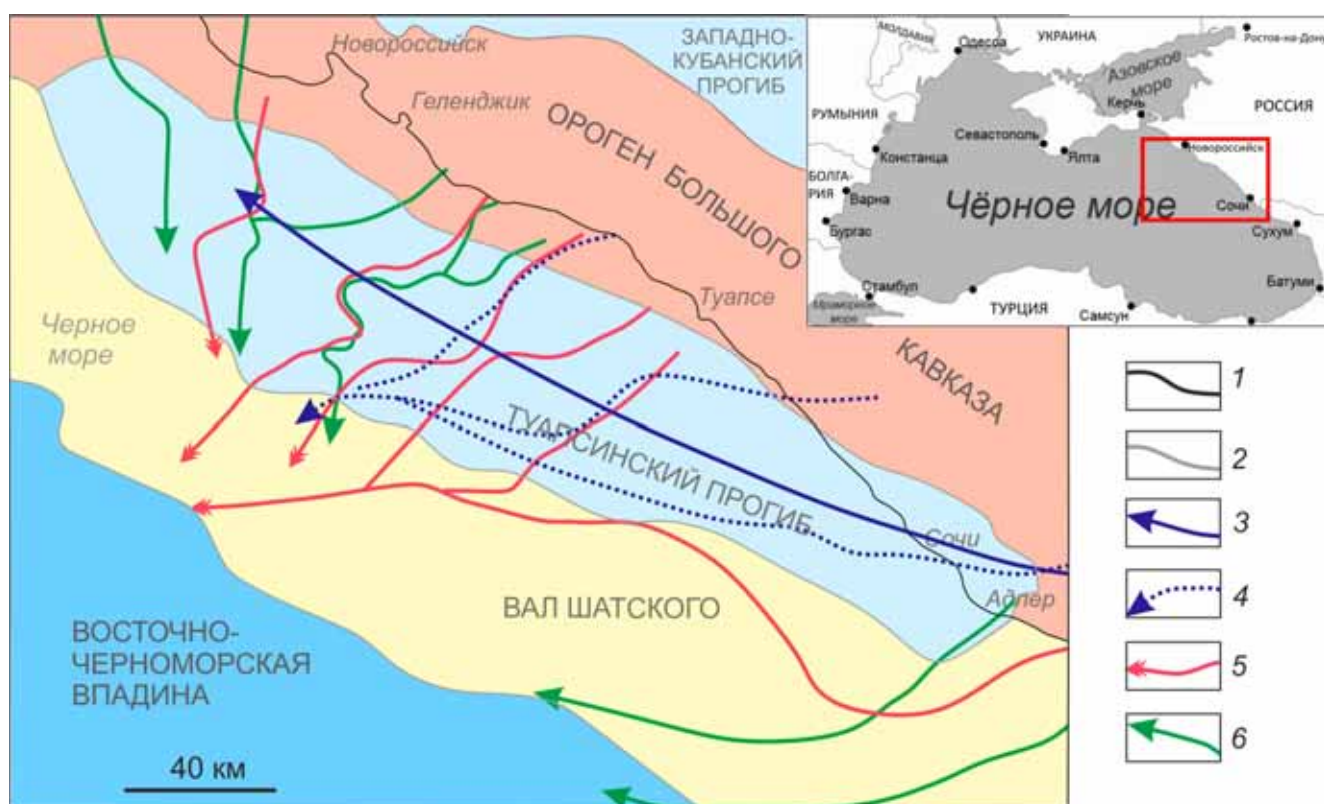


Рис. 1. Схема района работ с границами тектонических элементов и выявленными направлениями транспортировки терригенного материала (3–6) в олигоцен–плиоцене: 1 — береговая линия; 2 — границы тектонических элементов; 3 — олигоцен; 4 — поздний олигоцен–ранний миоцен; 5 — поздний сармат–меотис; 6 — поздний миоцен–плиоцен

нятием палеовала Шатского, а с севера — системой островов растущего орогена.

Историю геологического развития Восточно-Черноморского региона изучали многие исследователи. К последним работам, посвященным вопросам палеогеографии и условиям осадконакопления и учитывающим обширный фактический материал по естественным обнажениям пород, относятся работы С.В. Попова и Ю.В. Ростовцевой с соавторами [Попов и др., 2010; Popov et al., 2016; Popov et al., 2004]. Район вала Шатского изучен по материалам сейсмической съемки 2D, а часть Туапсинского прогиба — по сейсмическим данным 3D. Результаты этих работ обобщены и представлены в работах А.М. Никишина с соавторами [Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015]. Седиментационная модель майкопских отложений в Туапсинском прогибе по сейсмическим данным 3D с учетом материалов полевых наблюдений рассмотрена в работах [Альмендингер и др., 2011; Митюков и др., 2012].

Материалы и методы исследований. В настоящее время большая часть территории Туапсинского прогиба и вала Шатского покрыта сейсморазведкой 3D. Использование сейсмических данных 3D позволяет детально рассмотреть строение осадочных отложений, интерпретировать как вертикальные, так и горизонтальные срезы сейсмического куба. Стратиграфические слайсы (срез сейсмического куба вдоль поверхности отражающего горизонта)

и пропорциональные срезы между сейсмическими отражающими горизонтами (ОГ) позволяют анализировать особенности волновой картины на определенных рубежах геологического времени, а также локализовывать геоморфологически и геологически значимые особенности сейсмической записи как по площади, так и по разрезу.

Совместный анализ сейсмических атрибутов, карт значений толщины, данных скважин, результатов сравнения древних и современных аналогов условий седиментации позволяет построить схемы палеорельефа и обстановок осадконакопления. Для подобной методики анализа сейсмических данных Г. Посаментьером введены термины «палеогеоморфологический анализ» или «сейсмическая геоморфология» [Posamentier et al., 2003, 2016]. Сейсмическая геоморфология представляет собой направление, основанное на анализе совокупности разных видов информации, получаемой из сейсмических данных 3D в сочетании с результатами сейсмостратиграфических исследований, что позволяет восстанавливать палеообстановки осадконакопления. Реконструкция истории развития осадочного бассейна в малоизученных бурением районах позволяет надежнее определять области потенциально нефтегазоперспективных направлений и участков и снимать часть геологических рисков при анализе конкретных поисковых объектов.

Новые сейсмические данные 3D и их детальный анализ позволили пересмотреть и существенно

дополнить результаты предыдущих исследований [Афанасенков и др., 2007; Митюков и др., 2012; Никишин и др., 2012]. Выделение элементов глубоководной системы осадконакопления проводилось с использованием сейсмических атрибутов вдоль ОГ, спектральной декомпозиции и особенностей волновой картины сейсмической записи. Основное внимание уделялось особенностям волновой картины, которые позволяют судить о возможных обстановках осадконакопления в то или иное геологическое время. Для характеристики каждого интервала разреза на изучаемой территории была проведена типизация сейсмических фаций и соответствующих им условий осадконакопления (рис. 2, 3). Сейсмические фации выделялись на основе анализа совокупности параметров, таких, как непрерывность отражений, т.е. выдержанность ОГ по площади, амплитуда и частота отражений, внутренняя геометрия сейсмических отражений и форма осей синфазности, вид на стратиграфическом слайсе и др.

Палеогеографическая подложка составлена с учетом соответствующих рассматриваемым интервалам разреза карт значений толщины и опубликованных ранее региональных карт для области Паратетиса [Popov et al., 2004].

Стратиграфическая привязка сейсмокомплексов основана на данных глубоководного бурения сопредельных территорий [Никишин и др., 2012; Maynard et al., 2020; Nikishin et al., 2015; Ross et al., 1978]. Информация со скважин позволяет оценить возраст некоторых сейсмокомплексов с характерной волновой картиной на разрезах. Однако некоторые неопределенности в стратификации миоцен-плиоценовых отложений все же остаются и связаны с различиями в датировании отложений среднего миоцена–плиоцена, приведенными в разных источниках. Для определения возраста сейсмокомплексов нами использована стратиграфическая шкала Восточного Паратетиса [Попов и др., 2010].

В основу предположений о литологическом составе пород и обстановках осадконакопления, помимо данных глубоководного бурения, были также положены результаты изучения обнажений пород на Таманском п-ове, в Краснодарском крае (северный склон Большого Кавказа), в Сочи-Адлерском районе и Абхазии (рис. 4). Отметим, что отложения с аналогичными условиями осадконакопления в среднем миоцене–голоцене в районе работ на суше не выявлены. Предполагается, что в литологическом составе отложений в районе работ содержится меньшее количество карбонатной составляющей.

Геоморфологический анализ позволяет детально оценить обстановки осадконакопления на каждый рассматриваемый момент времени. Ограничение метода связано лишь с детальностью данных сейсморазведки. Для региональных исследований нами выбрано шесть интервалов, которые

позволили восстановить историю геологического развития изучаемого региона. Представленные схемы обстановок осадконакопления отвечают следующим стратиграфическим интервалам: олигоцен (ранний–средний майкоп), конец олигоцен–начало раннего миоцена (средний майкоп), конец раннего миоцена (конец позднего майкопа), средний миоцен (чокрак–средний сармат), поздний миоцен (поздний сармат–меотис) и поздний миоцен–плиоцен (понт–киммерий). Каждый из них характеризует определенный этап развития рассматриваемой территории. Представленные схемы охватывают длительные периоды времени с чередой регрессий и трансгрессий, но в целом отражают условия осадконакопления на этапах регрессии и максимального выноса осадочного материала в глубоководную часть бассейна. Эти этапы наиболее интересны с точки зрения поиска зон развития потенциальных коллекторов. Этапы трансгрессии, не отраженные в виде карт, будут отвечать времени образования потенциальных покрышек (рис. 4).

Результаты исследований и их обсуждение.

Анализ волновой картины майкопских отложений.

Наиболее полно разрез майкопской серии представлен на территории Туапсинского прогиба, в котором он изучен только по сейсмическим данным. На суше отложения майкопа исследованы в обнажениях Сочи-Адлерского района, где они представлены преимущественно глинисто-алевритистой толщей с прослоями турбидитовых песчаников [Митюков и др., 2012]. В волновой картине для этого сейсмокомплекса выделяются следующие типы сейсмической записи: параллельная, субпараллельная, холмообразная, хаотическая и русло. На сейсмических разрезах майкопский комплекс, сложенный глинисто-алевритистыми отложениями, характеризуется относительно высокочастотными, протяженными, параллельными и субпараллельными отражениями. Амплитуды отражений переменные, с относительными значениями от низких до средних, что зависит от степени дислоцированности пород (в зонах с активной тектонической деятельностью амплитуда отражений меньше, чем в более тектонически стабильных зонах) и однородности литологического состава отложений. Такая картина отражений — признак относительно глубоководных условий осадконакопления.

Яркие субпараллельные отражения разной степени протяженности, а также холмообразные сейсмofации, выраженные локальным повышением амплитуды отражения, характеризуют отложения конусов выноса, питающих и подводящих каналов (рис. 2). По морфологии стратиграфических срезов, взаимоположению отражений внутри комплекса и сопоставлению с волновыми картинками аналогов [Posamentier et al., 2003, 2016] сделано предположение о принадлежности выделенных

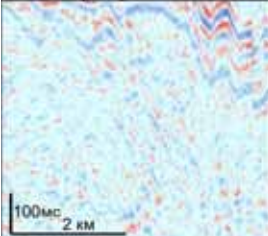
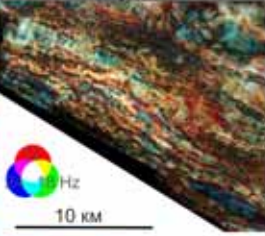
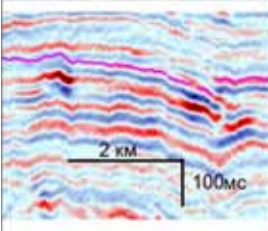
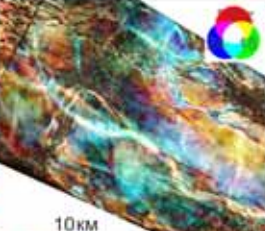
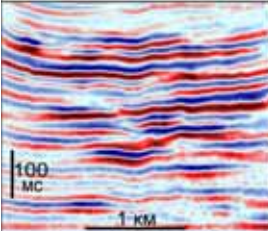
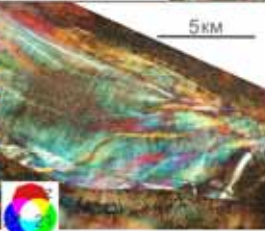
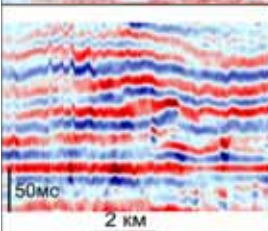
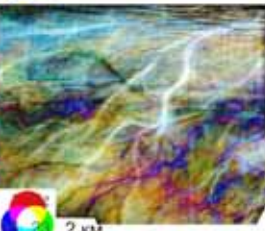
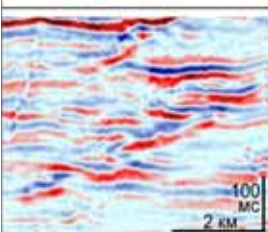
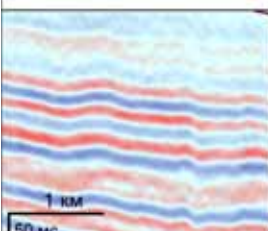
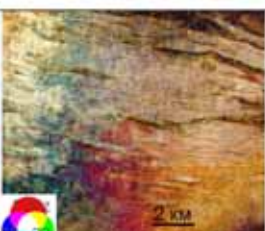
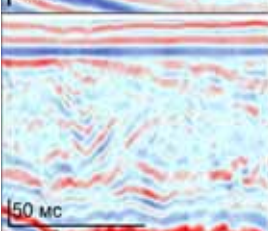
Сейсмофация		Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления
Вертикальный разрез	Горизонтальный срез		
		Неяснослоистые и субпараллельные отражения, низкоамплитудные, высокочастотные. Кроме литологического состава, амплитуда зависит от степени дислоцированности данных отложений	Отложения нижнего майкопа, преимущественно глубоководные глинистые, сильно дислоцированные в позднем миоцене/плиоцене. Глубина палеобассейна предположительно более 500 м
		Среднеамплитудные субпараллельные отражения разной степени протяженности с локальным увеличением амплитуды и уменьшением частоты, отвечающие на горизонтальных слайсах линейным объектам	Фации осевой части глубоководного конуса выноса, характерны для глубоководных отложений нижнего майкопа. Системы палеоканалов в разрезах обнажений Сочи-Адлерского района, заполнены в основном песчаниками
		Высоко- и среднеамплитудные субпараллельные отражения разной степени протяженности, с локальным увеличением амплитуды. На горизонтальном слайсе — система расходящихся линейных объектов в виде «русел»	Фации проксимальной части конуса выноса, для которой характерно наличие распределительных каналов и лопастей. По литологическому составу предположительно песчаные, с прослоями глинистого и алевролитистого материала, который накапливается в периоды повышения уровня моря
		Среднеамплитудные, с локальным увеличением амплитуды, субпараллельные или расходящиеся отражения с холмистым налеганием на подошву комплекса. На горизонтальном слайсе — сеть многочисленных ветвящихся каналов	Фации центральной и дистальной частей конуса выноса с распределительными каналами и лопастями, сложенными тонкозернистым песчаником и алевролитом, с глинистыми прослоями
		Средне- и высокоамплитудные субпараллельные прерывистые отражения. В подошве выделяется граница эрозионного врезания в подстилающие отложения. На горизонтальных слайсах выделяются линейные тела	Фация проксимальной части конуса выноса, близкой к переходной зоне от основного канала — «входной точки». Система вложенных каналов. Заполнены предположительно песчаниками, с постепенным уменьшением зернистости вверх по разрезу
		Параллельные протяженные отражения разной степени динамической выразительности в зависимости от однородности фациального состава. Амплитуды от средних до низких. Однородная область на горизонтальных слайсах с системой трещин и разломов	Фации глубоководных условий осадконакопления на удалении от источников сноса, представленные пелагическими глинами с небольшими прослоями алевролитов
		Хаотическая низкоамплитудная сейсмическая запись, внутренние отражения разной протяженности с переменными амплитудами. В кровле и подошве пакки выделяются границы несогласия. Чешуйчатый рисунок на горизонтальных слайсах	Отложения транспорта осадков — оползневые потоки связаны с гравитационными силами на склоне. В толще встречаются олистолиты размером до км, которые хорошо выделяются на горизонтальных срезях

Рис. 2. Сейсмофации, выделенные в разрезе отложений олигоцен-раннемиоценового возраста (майкопский комплекс)

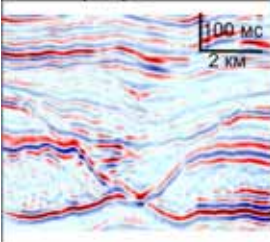
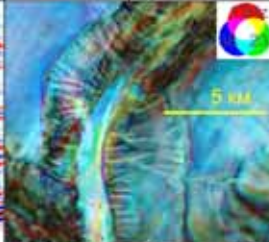
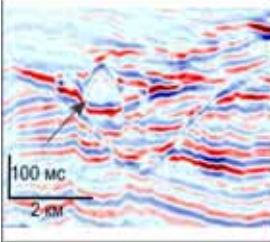
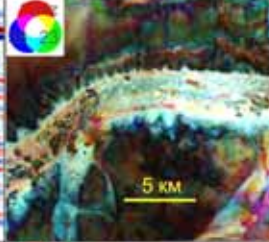
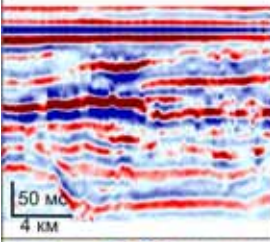
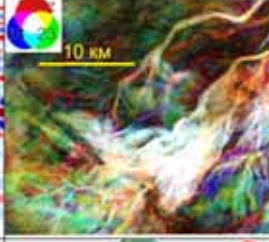
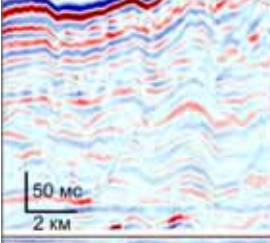
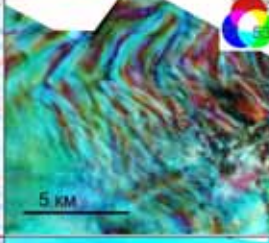
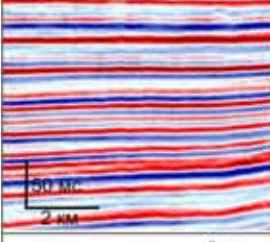
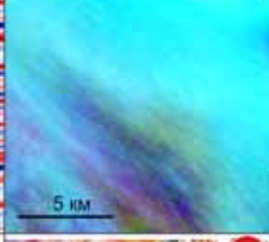
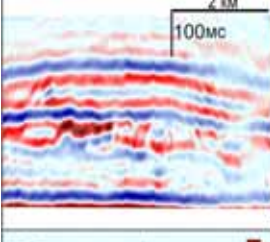
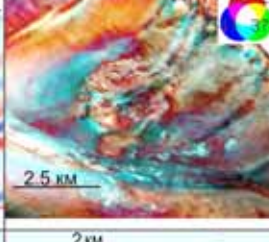
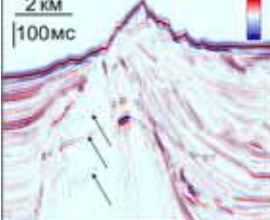
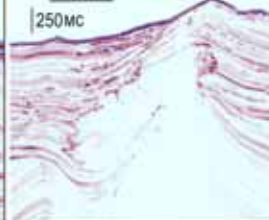
Сейсмофация		Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления
Вертикальный разрез	Горизонтальный срез		
		Сейсмофация «русло» характеризуется эрозивным срезанием подстилающих отложений. Волновая картина заполнения канала: параллельно-слоистая, акустически прозрачная или хаотическая с отдельными яркими отражениями. На горизонтальных слайсах выделяются канал в центральной части каньона и овраги на бортах	Врезанные каньоны. Подобные каньоны образуются в районе бровки шельфа при падении уровня моря. Глубина палеобассейна в районе каньонов предположительно до 200 м. На территории работ выделено два каньона
		Характеристика внутреннего заполнения каналов — изометричные объекты, акустически прозрачные. На горизонтальных слайсах выделяются в виде округлых объектов разного размера	Изображение олистолитов в центральной части каньона. Размеры некоторых до 1,5 км. На слайсах видны следы волочения. Сложены предположительно карбонатными породами с северного борта вала Шатского
		Высоко- и среднеамплитудные, субпараллельные отражения разной степени протяженности, с локальным увеличением амплитуды. На горизонтальном слайсе — сеть многочисленных ветвящихся каналов	Фация проксимальной части конуса выноса с подводящими каналами и лопастями. Обстановки осадконакопления: глубоководные, дно бассейна, недалеко от подножия склона
		Волнистые, субпараллельные, низоамплитудные отражения. На горизонтальных слайсах параллельные, волнистые протяженные линии. Расстояние между хребтами зависит от расстояния от подножия склона	Фации, отождествляемые с осадочными волнами. Их образование может быть связано как с подводными течениями, так и с гравитационными процессами; характерны для склона с небольшим углом падения, вблизи его подножия
		Субпараллельные, горизонтальные, высокочастотные протяженные отражения с разной динамической выразительностью в зависимости от однородности фациального состава. Однородная область на горизонтальных слайсах	Фации глубоководных условий осадконакопления, характеризуются выдержанностью толщин, представлены глинисто-алевритовой толщей, возможны тонкие прослои песчаников
		Среднеамплитудные, линзовидные отражения разной степени протяженности. На горизонтальном слайсе видны прямолинейные каналы и лопасти без питающих каналов	Фации, отождествляемые с мутьевыми потоками и оползнями с локальных источников сноса в виде растущих складок. Локальные потоки впадают в более крупные с удаленных источников сноса, что ведет к неоднородности в сортировке осадочного материала
		Яркие отражения, имеющие противоположную фазу относительно дна моря. Повторяют морфологию палеодна. Граница связана с зонами стабильности газогидратов (BSR) — фазовым переходом газа в свободное состояние	Акустически прозрачные тела изометричной формы на горизонтальных слайсах. Приурочены к разрывным нарушениям, связаны с грязевым вулканизмом в верхнем миоцен-голоценовом интервале разреза Туапсинского прогиба

Рис. 3. Сейсмофации, выделенные в разрезе отложений среднемиocen-голоценового возраста

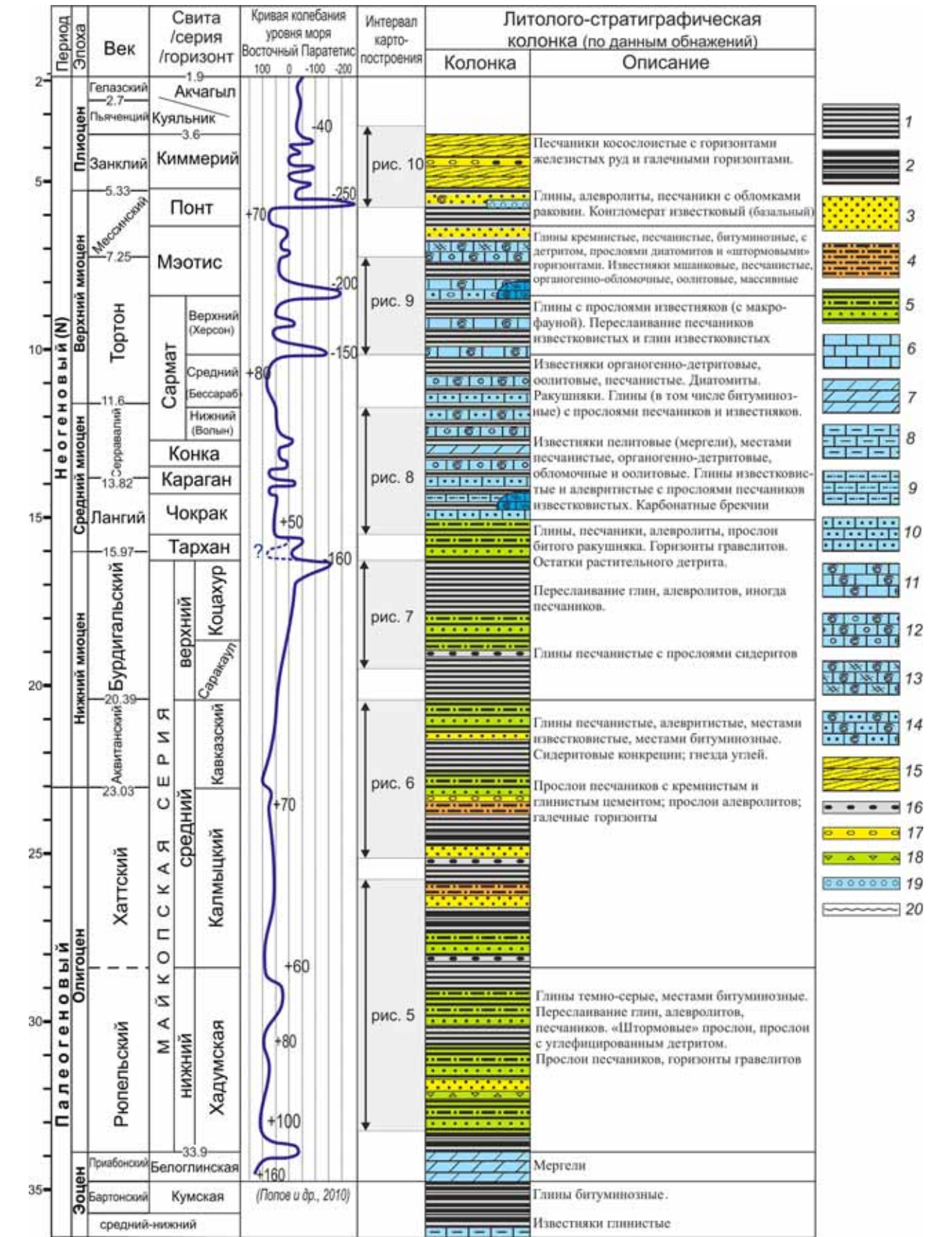


Рис. 4. Обобщенная литолого-стратиграфическая колонка, построенная по результатам полевых работ на Таманском п-ове и в Краснодарском крае, с выделенными интервалами построения схем условий осадконакопления: 1 — глины, аргиллиты; 2 — глины битуминозные; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины с прослоями алевролитов и песчаников; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — известняки глинистые; 9 — известняки алевроитные; 10 — известняки песчаные; известняки: 11 — органогенно-детритовые; 12 — оолитовые, 13 — мшанковые, 14 — песчаники, 15 — песчаники косослоистые; 16 — конкреции железистые; 17 — горизонты галечников; 18 — горизонты гравелитов; 19 — конгломерат известковый; 20 — несогласия

сейсмофаций к разным частям глубоководной системы и соответствующих условиях осадконакопления рассматриваемых комплексов.

Отдельный блок сейсмофаций отнесен к отложениям транспортированных осадков (отложения масс-транспорта, или МТС/MTD по зарубежной терминологии), образующихся при оползании осадочных толщ по склону [Posamentier et al., 2006]. Эти отложения характеризуются хаотичной волновой картиной с низкой амплитудой. Внутри комплекса встречаются яркоамплитудные включения и прерывистые наклонные отражения. На слайсах хорошо выделяются внутренние особенности строения комплекса, например, обособляются олистолиты с поперечным размером до 1 км. Присутствие отложений транспорта масс в разрезе также характерно для относительно глубоководных условий осадконакопления. На рассматриваемой территории наличие в разрезах комплексов МТС связано с началом активизации тектонических движений и горообразованием в пределах Большого Кавказа.

Анализ волновой картины среднемиоцен-плиоценовых отложений. Наиболее полный разрез среднемиоценовых отложений представлен в западной части вала Шатского и в южной части Туапсинского прогиба. В толщах среднего миоцена Таманского п-ова наряду с глинами присутствуют карбонатные образования. Отложения представлены глинами известковистыми и алевроитистыми, содержащими прослой карбонатных пород, а также местами мшанковые и строматолитовые известняки. В разрезах обнажений пород верхнего миоцена Сочи-Адлерского района преобладают конгломераты с прослоями песчаников разной зернистости, глины однородные плитчатые, с многочисленными отпечатками листьев.

На территории Туапсинского прогиба и вала Шатского в волновой картине среднемиоцен-плиоценового комплекса по аналогии с майкопским интервалом разреза выделяются следующие виды сейсмической записи: параллельная, субпараллельная, волнистая, холмообразная, русло и хаотическая. Они отвечают вмещающей глинисто-алевритистой толще, глубоководным конусам выноса и каналам. Кроме того, выделяются сейсмофации типа BSR, вулкан, осадочные волны и каньон (рис. 3).

Граница BSR, связанная с зоной стабильности газогидратов, выделена на сейсмических разрезах на всей территории акватории Черного моря. Она расположена в интервале разреза 450–500 м от дна моря. На территории Туапсинского прогиба эта граница уверенно просматривается в районах проявления складчатых деформаций, поскольку здесь она сечет напластование слоев. На вале Шатского и в Восточно-Черноморской впадине, где слои залегают субгоризонтально, эта граница трассируется по локальному увели-

чению амплитуды сейсмического отражения и раздвоению фаз.

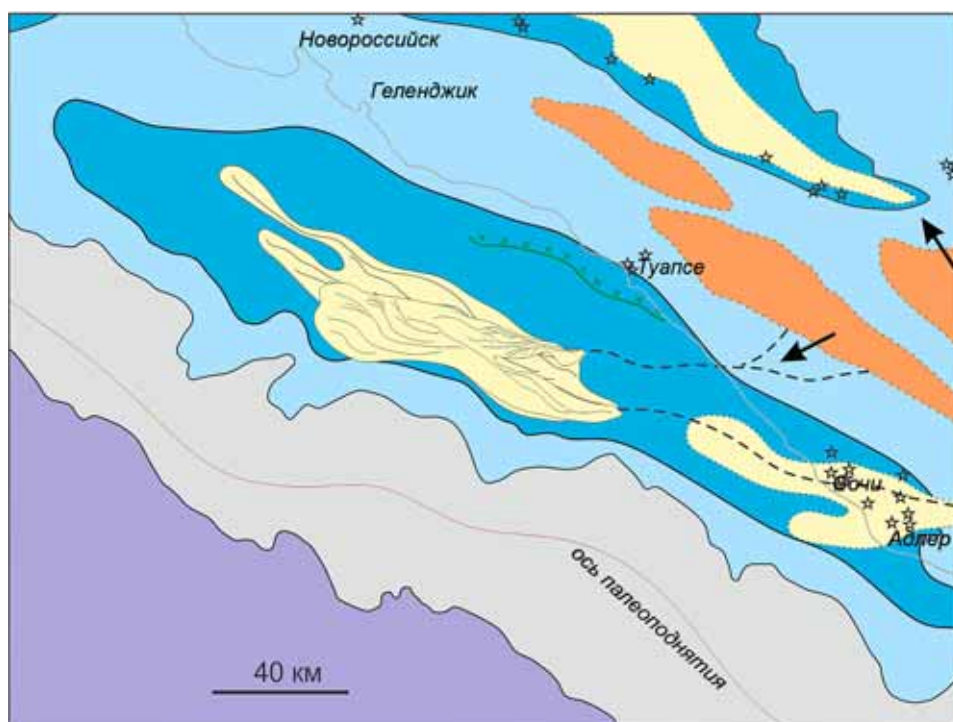
В пределах северо-восточной части Черного моря широко развит грязевой вулканизм. Зоны его проявления тяготеют к разрывным нарушениям. На территории Черного моря в рамках исследований, выполненных сотрудниками Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по программе «Плавучий Университет», грязевые вулканы выявлены в прогибах Сорокина, Туапсинском и Керченско-Таманском, где они приурочены главным образом к тектоническим нарушениям. В Туапсинском прогибе грязевой вулканизм развит преимущественно в западной части, что связано здесь с более глинистым составом майкопских отложений по сравнению с таковыми в восточной части прогиба.

Сейсмофации «осадочные волны» на разрезах представлены параллельными волнистыми отражениями. На стратиграфических слайсах участки с такими отражениями выстраиваются в линии. На рассматриваемой территории эти сейсмофации появляются в отложениях верхнего майкопа и далее прослеживаются во всех верхних интервалах разреза вплоть до современных осадков. Осадочные волны образуются вблизи подножия склона и часто приурочены к глубоководным каналам. Их формирование чаще всего связывают с подводными течениями, однако при этом исследователи не исключают и гравитационную составляющую при их образовании.

Сейсмофация каньон выделяется в разрезе по характерному эрозионному несогласию в отложениях среднего миоцена в пределах восточной части вала Шатского. Ширина каньона около 10 км. На стратиграфических слайсах спектральной декомпозиции отчетливо проявляется внутреннее строение стенки каньона. Ранее подобные каньоны были выделены по сейсмическим данным 2D и отнесены к речной долине, образовавшейся в период резкого падения уровня моря [Афанасенков и др., 2005]. Отличить по сейсмической волновой картине каньон, сформированный флювиальными процессами, от подводного каньона не всегда представляется возможным, так как морфологическое строение каньонов практически идентично. Однако характер заполнения каньонов осадками различен: в «сухопутных» каньонах наблюдается латеральное наращивание материала, а в подводных каньонах происходит заполнение его центральной части (по материалам онлайн-лекции Г. Посаментьера [AAPG, 2020]).

Выделенные особенности волновой картины и анализ характерных для них условий осадконакопления совместно с картами значений толщины использованы нами в дальнейшем для построения схем обстановок осадконакопления в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского в майкопское время.

Рис. 5. Схема условий осадконакопления в олигоцене (ранний—средний майкоп). Условные обозначения см. на рис. 6 и 11



Развитие глубоководной системы осадконакопления в майкопское время. Отложения майкопа на прилегающей к изучаемому региону суше подразделяются на нижние, средние и верхние. Под нижнем майкопом подразумеваются отложения рюпельского яруса олигоценового отдела, под средним — породы хаттского отдела олигоцена и аквитанского яруса нижнего миоцена, а под верхним майкопом — отложения бурдигальского яруса нижнего миоцена [Митюков и др., 2012]. В Туапсинском прогибе по сейсмическим данным также можно выделить три сейсмокомплекса, для которых и были построены палеогеографические схемы.

Олигоцен (ранний—средний майкоп). В конце эоцена—начале олигоцена произошло быстрое углубление территории на месте Туапсинского прогиба до глубины не менее 500 м. Сам прогиб в начале олигоцена представлял собой узкий глубоководный трог, вытянутый в северо-западном направлении. Максимальные значения толщины отложений нижнего майкопа были приурочены к центральной части трога. Вблизи отражающего горизонта (ОГ), отождествляемого с кровлей рюпельского яруса, по сейсмическим атрибутам выделяются единичные глубоководные каналы, расположенные вдоль оси палеопрогиба, по которым осуществлялся перенос терригенного материала. По геометрии выделяемых каналов источник сноса находился на востоке (в современных координатах). Осадочный материал поставлялся речной системой палеодолин рек Мзымта и Бзыбь, истоки которых предположительно находились в центральной части Большого Кавказа. Другие ранее предполагаемые источники сноса терри-

генного материала с севера и северо-запада для отложений нижнего майкопа нами не выделены. Выше по разрезу каналы сменились системой конусов выноса, также расположенных вдоль оси палеопрогиба (рис. 5). Песчаники нижнего майкопа исследованы в обнажениях Сочи-Адлерского района. Минеральный состав их преимущественно кварцевый, генезис — заполнение глубоководных каналов [Митюков и др., 2012].

Вал Шатского представлял собой подводное поднятие. На сейсмических разрезах выделяется налегание осадочных слоев на вал со стороны Туапсинского прогиба. Породы нижнего майкопа предположительно представлены здесь конденсированными отложениями с сильно сокращенной мощностью относительно осадочных образований в краевом прогибе.

Территория современной Восточно-Черноморской впадины в раннем майкопе была расположена в пределах глубоководного бассейна.

Средний майкоп. В позднеолигоцен-раннемиоценовое (средний майкоп) время южная граница Туапсинского прогиба смещалась в сторону вала Шатского (рис. 6). Северный склон палеовала Шатского был расположен на борту прогиба, а южный — на борту глубоководной Восточно-Черноморской впадины с проявленными здесь в разрезе эрозионными процессами. Центральная часть вала представляла собой периферийное палеоподнятия, которое перекрывалось конденсированными отложениями. По сейсмическим данным в Туапсинском прогибе выделяются системы конусов выноса с подводящими каналами в западной части прогиба и комплексы отложений транспорта масс на востоке. Положение конусов

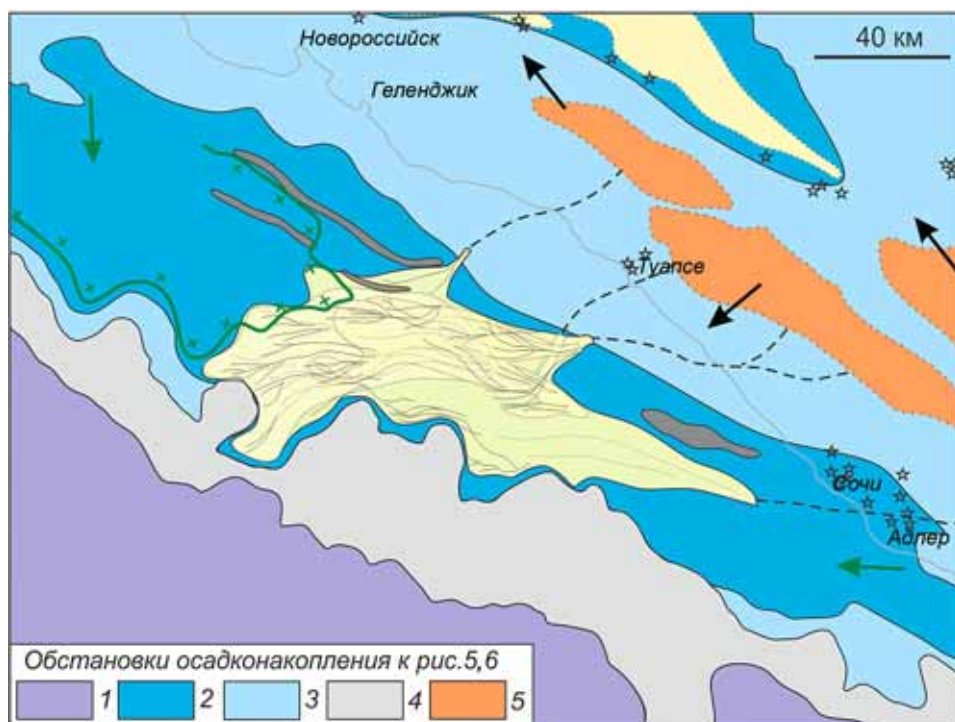


Рис. 6. Схема условий осадконакопления в позднем олигоцене–раннем миоцене (средний майкоп). Условные обозначения см. на рис. 11. Обстановки осадконакопления: 1 – глубоководный бассейн и континентальный склон; 2 – глубоководная впадина на краевого прогиба; 3 – шельф; 4 – подводное поднятие на дне бассейна; 5 – зоны воздымания и денудации

выноса изменяется относительно оси прогиба в направлении палеовала Шатского. По положению подводящих каналов для этого времени можно выделить как минимум два крупных источника сноса — с востока и северо-востока.

В разрезе среднего майкопа на территории Туапсинского прогиба выявлено два комплекса отложений транспорта масс (оползневые комплексы, mass transport complex/deposits в зарубежной литературе). На горизонтальных срезах внутри комплекса выделяются олистолиты с размерами до 500 м. Схожие отложения представлены также в разрезах естественных обнажений пород в районе Агойского пляжа вблизи г. Туапсе. Модель формирования осадков транспорта масс представлена в публикациях [Никишин и др., 2012; Bull et al., 2009; Posamentier et al., 2003, 2006; Tari et al., 2018]. Формирование этого комплекса в Туапсинском прогибе предположительно связано со структурно-морфологическими изменениями палеодна бассейна в связи с началом орогенических процессов на месте Большого Кавказа. Эта гипотеза их формирования подтверждается наличием углового несогласия на сейсмических разрезах в северной части вала Шатского и ростом складок в Туапсинском прогибе. Нами было сделано предположение о наклоне палеосклона на юг по направлению движения МТС (зеленая стрелка на карте).

Конец раннего миоцена (поздний майкоп). Представленная схема отвечает условиям осадконакопления на конец майкопа. К концу раннего миоцена происходило заполнение краевого Туапсинского прогиба осадками, сносимыми с орогена Большого Кавказа. Небольшие по площади конусы выделяются в центральной части района работ

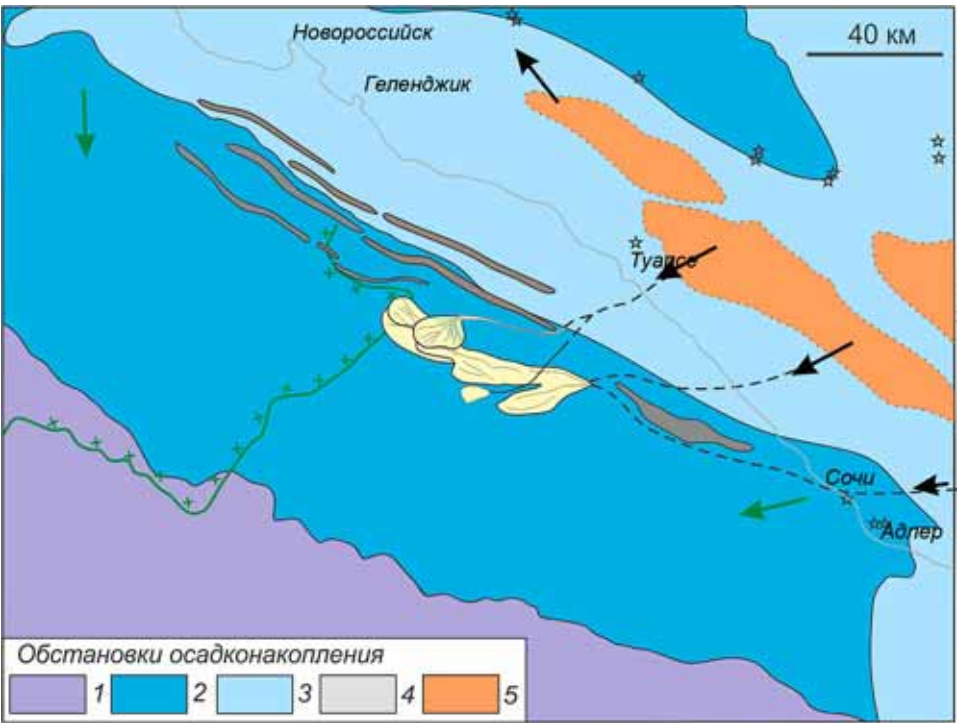
(рис. 7). Наличие турбидитовых песчаников в отложениях верхнего майкопа отмечено в разрезах обнажений Сочи-Адлерского района. Однако в целом система майкопских конусов выноса на территории Туапсинского прогиба постепенно перестала формироваться. Вал Шатского и Туапсинский прогиб были перекрыты единым чехлом осадочных образований верхнего майкопа.

В этом интервале разреза выделяется один комплекс МТС, охватывающий более обширную площадь, чем нижележащие. По кровле указанного МТС проведен отражающий горизонт, отождествляемый с кровлей майкопских отложений.

Развитие глубоководной системы в среднем миоцене–плиоцене (чокрак–киммерий). По результатам анализа обнажений в Керченско-Таманском регионе в тарханское время накапливались относительно более глубоководные осадки. Максимальная среднемиоценовая трансгрессия отмечена в карагане, возможно, она обусловлена региональными тектоническими причинами. В публикации С.В. Попова с соавторами отмечено несколько периодов падения уровня моря в предсарматское время [Попов и др., 2010].

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов в среднемиоценовом интервале на территории акватории дискуссионна из-за недостаточности данных. На сейсмических разрезах выделен отражающий горизонт, предположительно в интервале чокракско-конкских отложений, приуроченный к развитию первой системы эрозионных каналов (рис. 3). Территория Туапсинского прогиба и северная часть вала Шатского были расположена, вероятно, в пределах широкого палеошельфа. Региональный наклон палеоскло-

Рис. 7. Схема условий осадконакопления в конце раннего миоцена (поздний майкоп). Обстановки осадконакопления: 1 — глубоководный бассейн; 2 — умеренно глубоководный шельф и континентальный склон; 3 — шельф; 4 — подводное поднятие на дне бассейна; 5 — зоны воздымания и денудации



на изменился относительно позднемайкопского времени в юго-западном направлении. В районе подножия палеосклона (южная часть современного вала Шатского) существовал крутой обрыв в сторону Восточно-Черноморской впадины. Отложения олигоцена—мела подвергались подводной эрозии (рис. 8).

В среднемиоценовом комплексе выделены три системы стратиграфически разноуровневых эрозионных каналов восточного и северо-восточного простираения. Отмечено новое направление сноса

терригенного материала с севера (из района г. Анапа), который предположительно может быть связан с деятельностью рек Палеодон и Палеодонец.

Эрозионные каналы прорезают отложения майкопской серии, а местами достигают эоценовых и палеоценовых отложений. Ширина каньонов составляет 6–12 км, а толщина заполняющих их осадков варьирует от 300 до 700 м. Наиболее древние каналы имеют чокракский возраст, более молодые эрозионные врезывались в среднем сармате. Формирование каналов носило

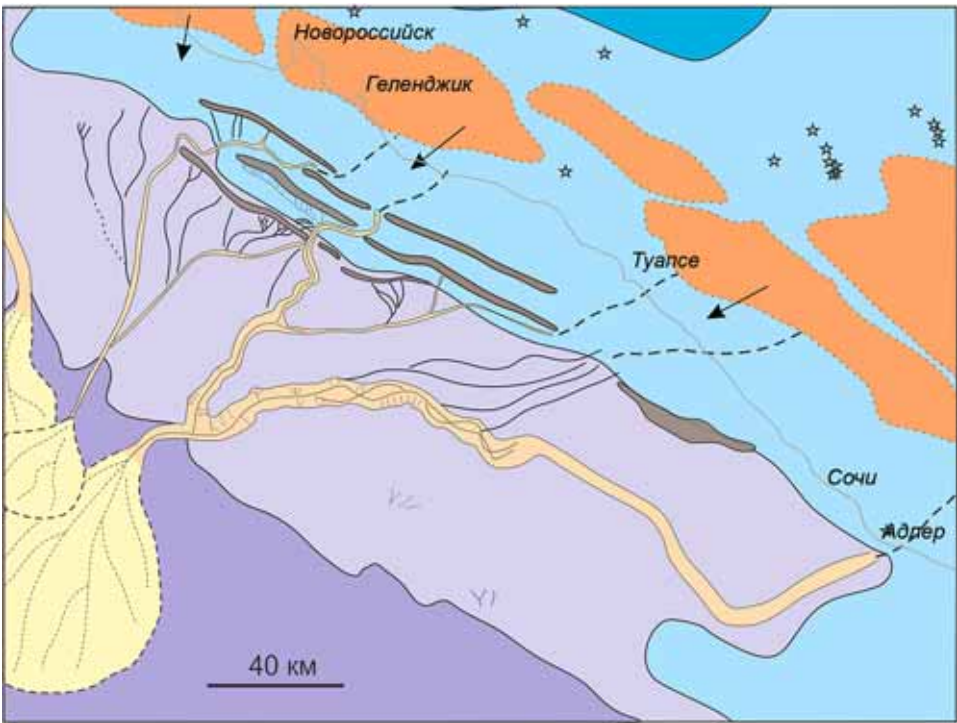


Рис. 8. Схема условий осадконакопления в среднемиоценовое время (чокрак—нижний сармат)

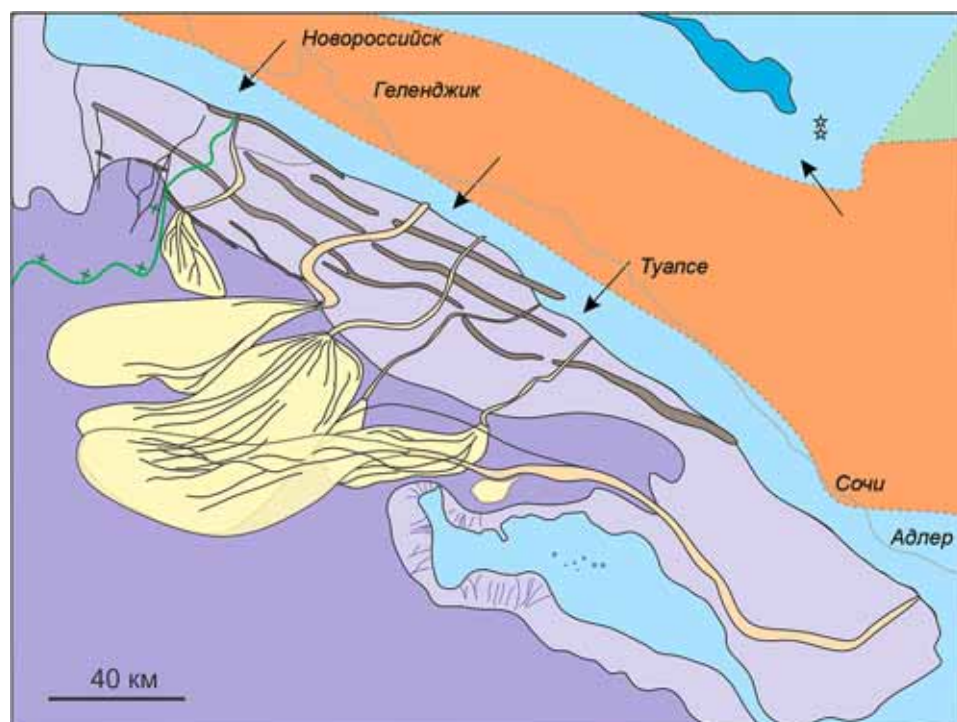


Рис. 9. Схема условий осадконакопления в позднемиоценовое время (поздний сармат–меотис)

унаследованный характер, что фиксируется врезанием молодой долины в относительно более древнюю.

Истоки восточной системы каньонов расположены в районе устьев современных рек Мзымта и Бзыбь, вблизи г. Сочи и в Абхазии соответственно. Второй источник сноса, формирующий каньон северо-восточного простирания, был связан с системой рек с растущих островов северо-западного Кавказа, расположенных между городами Геленджик и Туапсе. Оба вышеотмеченных источника сноса терригенного материала способствовали

формированию единого каньона, развитого в разрезе центральной части вала Шатского. Конус выноса осадков по этому каньону выделен по сейсмическим данным 2D в пределах Восточно-Черноморской впадины (рис. 8).

К середине сармата Восточно-Черноморская впадина и вал Шатского были перекрыты единым осадочным чехлом. Кромка палеошельфа сместилась на север, что сократило его ширину в районе Туапсинского прогиба, при этом расширилась область глубоководного бассейна. Эрозионные каньоны сменила система конусов выноса, что

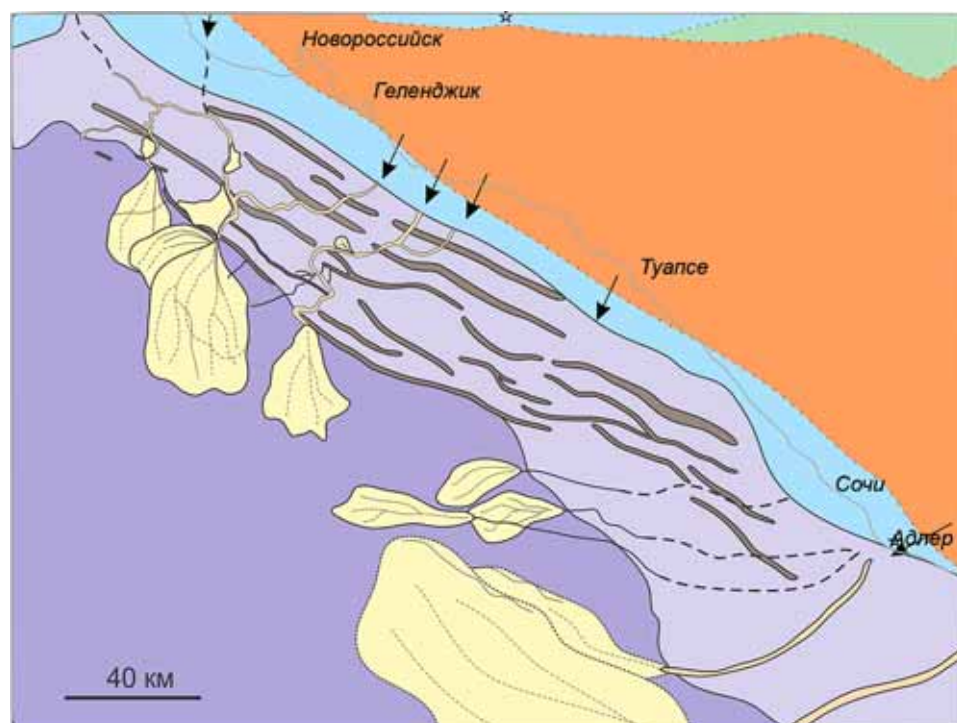


Рис. 10. Схема условий осадконакопления в позднем миоцене–плиоцене (понт–киммерий)

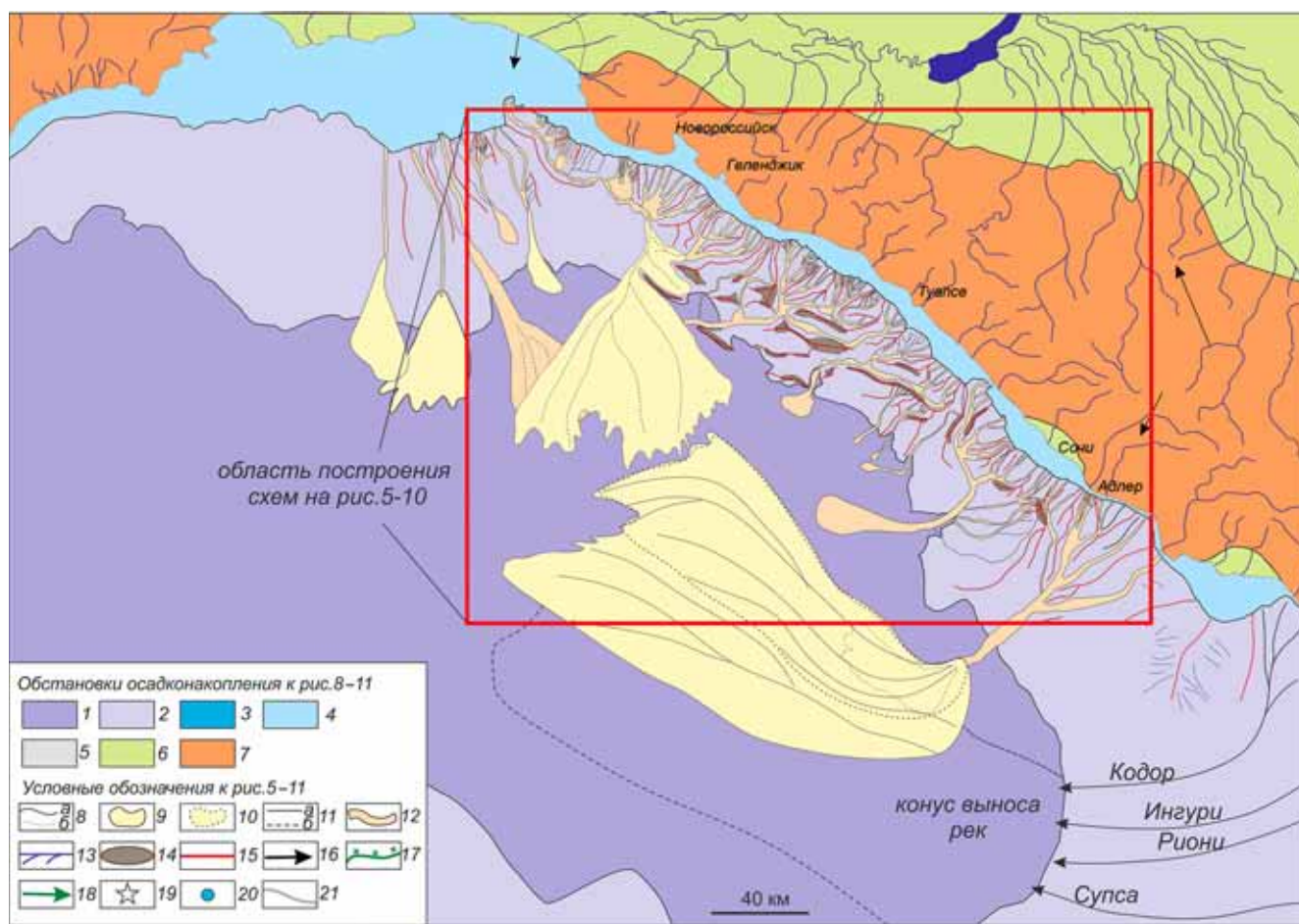


Рис. 11. Схема условий осадконакопления четвертичных отложений. Обстановки осадконакопления: 1 — глубоководный бассейн; 2 — континентальный склон; 3 — умеренно глубоководный шельф; 4 — шельф; 5 — подводное поднятие на дне бассейна; 6 — низменные равнины; 7 — зоны воздымания и денудации; 8 — границы: а — достоверные, основанные на сейсмических данных, б — предполагаемые; глубоководные конуса выноса: 9 — достоверные, 10 — предполагаемые; 11 — подводные, распределительные, склоновые каналы и осевые зоны каньонов: а — выделенные по сейсмическим данным, б — предполагаемые; 12 — подводные каньоны; 13 — эрозионные овраги на склонах; 14 — растущие складки/подводные поднятия; 15 — оси поднятий; 16 — предполагаемые источники сноса; 17 — зона развития отложений транспортировки масс; 18 — рампы/направление переноса осадков; 19 — точки обнажений соответствующего возраста; 20 — гидротермы, выделенные по сейсмическим разрезам; 21 — береговая линия

позволяет сделать вывод об увеличении глубины палеобассейна и выравнивании дна бассейна. Растущие складки в Туапсинском прогибе (подводные палеоподнятия), связанные с активизацией процессов орогенеза на Большом Кавказе, контролировали направление питающих каналов и сами служили дополнительным источником сноса материала. Направление источников сноса в целом было унаследовано от предыдущего этапа. В северо-восточной части района исследований в интервале среднего сармата выделяется комплекс отложений транспорта масс (рис. 9).

В меотисе происходила обширная трансгрессия. Сейсмофации глубоководных конусов выноса были перекрыты слоистыми, динамически слабо выраженными отражениями, предположительно связанными с глубоководными осадками. К основанию этого комплекса приурочена поверхность максимального затопления, с которой мы связываем начало углубления бассейна Черного моря до отметок, близких к современным.

В понт-голоценовое время на территории Туапсинского прогиба, вала Шатского и Восточно-Черноморской впадины преобладают глубоководные условия осадконакопления (рис. 10). По сейсмическим данным разрез характеризуется выдержанными, динамически контрастными отражениями. Местами в разрезе выделяются холмообразные и хаотичные слабо динамически выраженные или прерывистые высокоамплитудные отражения, связанные с глубоководными конусами выноса и системой распределительных каналов. Формирование конусов выноса приурочено к интервалу отложений понта—плиоцена и связано с падением уровня Мирового океана (с мессинским кризисом). Однако в этом интервале разреза обширные конусы выноса, подобные конусам сарматского возраста, не выделены. Положение глубоководного каньона и конусы выноса системы рек Мзымта и Бзыбь сместилось к юго-востоку от района исследований (рис. 10). Осадочный материал на территорию Туапсинского прогиба и

вала Шатского больше этой системой рек не представлялся. Первостепенными источниками сноса стали небольшие реки в полосе между городами Сочи—Новороссийск, а также проявился северо-западный источник, который мы связываем с деятельностью Палеокубани.

В целом условия осадконакопления для рассматриваемой территории начиная с понта близки к современным (рис. 11). Периоды трансгрессии и регрессии не оказывали существенного влияния на глубоководные условия осадконакопления. Схема для четвертичных обстановок осадконакопления построена с использованием батиметрии. По нашему мнению, она отражает обстановки осадконакопления на период последнего падения уровня моря. В настоящее время обстановки осадконакопления в акватории восточной части Черного моря отвечают высокому стоянию уровня моря без существенного площадного распространения конусов выноса на дне бассейна.

Заключение. Материалы сейсмической съемки 3D и результаты их интерпретации служат важнейшей основой для анализа строения глубоководных отложений, определения морфологии дна палеобассейнов и восстановления в них обстановок осадконакопления.

Начиная с олигоценового времени в истории формирования глубоководной системы осадконакопления в северо-восточной части Черного моря выделено несколько этапов:

в олигоцен-раннемиоценовое (майкоп) время основным депоцентром осадконакопления был краевой Туапсинский прогиб. Основное время развития глубоководных конусов выноса — средний майкоп. Главным источником обломочного материала служил зарождающийся ороген Большого Кавказа, расположенный на северо-востоке от области осадконакопления. Ось прогиба в

течение майкопского времени смещалась на юг, в направлении вала Шатского. В верхней части майкопского интервала разреза на территории Туапсинского прогиба выделено три комплекса отложений транспорта масс, образование которых мы связываем с активизацией роста горноскладчатого сооружения Большого Кавказа. К концу майкопа вал Шатского и Туапсинский прогиб были перекрыты единым осадочным чехлом;

2) в среднем миоцене (чокрак—нижний сармат) депоцентр накопления сносимого материала находился в пределах Восточно-Черноморской впадины. Палеопотоки от всех существовавших в это время источников сноса формировали единый каньон в центральной части современного вала Шатского. К концу среднего миоцена произошло выравнивание дна палеобассейна на месте Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского;

3) поздний миоцен (поздний сармат—метотис) — основной интервал времени развития глубоководных конусов выноса на территории палеовала Шатского и южной части Туапсинского палеопрогиба. В это время появился источник сноса в районе современных координат г. Анапа. В конце позднего миоцена произошла обширная трансгрессия, а глубина палеобассейна предположительно стала близкой к современной в этом районе Черного моря;

4) в позднем миоцене—плиоцене (понт—киммерий) зона развития конусов выноса сместилась севернее, в направлении Туапсинского палеопрогиба, и стала занимать меньшую площадь. Обстановки осадконакопления становились приближенными к современным.

Благодарности. Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использовать и публиковать материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 1. С. 76–78.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 1–4.
- Митюков А.В., Никишин А.М., Альмендингер О.А. Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 5–20.
- Никишин А.М., Альмендингер О.А., Митюков А.В. и др. Глубоководные осадочные системы: объемные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. М.: МАКС Пресс, 2012. 109 с.

- Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене—неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 2. С. 99–124.
- Bull S., Cartwright J., Huuse M. A subsurface evacuation model for submarine slope failure Basin Research // SEPM (Society for Sedimentary Geology). 2009. Vol. 21, Iss. 4. P. 433–443.
- Maynard J.R., Erratt D. The Black Sea, a tertiary basin: Observations and insights // *Marin. Petr. Geol.* 2020. Vol. 118. P. 621–636. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104462>.
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt 1. Basins structure and fill // *Marin. Petr. Geol.* 2015a. Vol. 59. P. 638–655. DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017).
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Pt 2. Tectonic history and paleogeography // *Marin. Petr. Geol.* 2015b. Vol. 59. P. 656–670. DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018).

Popov S.V., Rogl F., Rozanov A.Y. et al. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps Late Eocene to Pliocene. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2004. 73 p.

Popov S.V., Rostovtseva Yu.V., Fillippova N.Yu. Paleontology and Stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula. Pt 1. Description of Key Sections and Benthic Fossil Groups // *Paleontol. J.* 2016. Vol. 50, N 10. P. 1–168.

Posamentier H.W., Davies R. J., Cartwright J.A., Wood L. Seismic geomorphology- an overview // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2016. Vol. 277. P. 1–14.

Posamentier H.W., Kolla V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings // *J. Sediment. Res.* 2003. Vol. 73, N 3. P. 367–388.

Posamentier H.W., Ole M. The character and genesis of mass transport complexes I: Geomorphology and process sedimentology from 3D seismic data // *SEPM Res. Symposium: The Significance of Mass Transport Deposits in Deepwater Environments* // *AAPG Ann. Convention, Technical Program.* 2006, April 9–12.

Ross D.A., Neprochnov Y.P., Supko P.R. Introduction and explanatory notes, LEG 42B, Deep Sea Drilling Project // *The Shipboard Scientific Staff*, 1978.

Tari G.C., Simmons M.D. History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018, Vol. 464. P. 439–475. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP464.16>

Поступила в редакцию 17.02.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 551.583.7

Р.Р. Габдуллин¹, А.Ю. Пузик², С.И. Меренкова³, М.Д. Казуров⁴,
Л.Ф. Копаевич⁵, Е.В. Яковичина⁶, С.И. Бордунов⁷, Е.А. Лыгина⁸,
Н.В. Бадулина⁹, И.Р. Мигранов¹⁰

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО ТЕТИСА В ЮРСКО-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ФГБОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет»,

614090, Пермь, ул. Генкеля, 4

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1

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

Perm State National Research University, 614990, Perm, Genkel str., 4

Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Moscow, Nahimovskiy prospekt, 36

Geological Institute RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky per., 7, bd. 1

Впервые построены палеотемпературные кривые для водных масс и среднегодовых значений температуры по собственным и опубликованным данным для Центрального и Восточного Тетиса для юрско-четвертичного времени.

Ключевые слова: климатическая система, мезозой, кайнозой, цикличность, геохимия.

Paleotemperature curves for water masses and average annual temperatures were constructed from our own and published data for Central and Eastern Tethys for the Jurassic-Quaternary for the first time.

Key words: climatic system, Mesozoic, Cenozoic, cyclicity, geochemistry.

Введение. К настоящему времени геологами собран большой массив данных о значениях палеотемпературы для океана Тетис и его окраин — Перитетиса. Данные получены в разные годы серий методов и могут иметь как хорошую, так и среднюю сходимость. Как правило, имеются отдельные фрагменты геологической истории, для которых есть определения палеотемпературы по фауне или флоре. Цель нашей работы — составление композитных палеотемпературных кривых (среднегодовой и водных масс) для оценки вари-

аций климата в юрско-четвертичное время для океана Тетис и его окраин.

Материалы и методы исследования. При составлении палеотемпературных кривых (рис. 1) Р.Р. Габдуллиным учитывались данные, взятые из опубликованных источников или полученные коллективом соавторов следующими методами: 1) изотопной палеотермометрии по биогенной (органогенно-обломочной или планктоногенной) горной породе (1.1) или скелетам животных (1.2) — морских беспозвоночных (моллюски, брахиоподы,

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

² Пермский государственный национальный исследовательский университет, Естественнонаучный институт, лаборатория биогеохимии техногенных ландшафтов, мл. науч. с.; Пермский государственный национальный исследовательский университет, Естественнонаучный институт, кафедра минералогии и петрографии, ст. преп., сектор наноминералогии, инженер; *e-mail*: alex.puzik@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии, мл. науч. с.; *e-mail*: koshelevasof@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: max.kazurov@yandex.ru

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

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: yakovichina@mail.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. с.; Геологический институт РАН, науч. с.; *e-mail*: sib-msu@mail.ru

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

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail*: nvbadulina@mail.ru

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

планктонные фораминиферы, остракоды, нанофоссилии) или позвоночных (рыбы, морские крокодилы, морские черепахи); температурный индекс по нанофоссилиям (1.3) [Ovechkina et al., 2019] (№ 21 на рис. 1); 2) по относительному палеотемпературному коэффициенту (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанному на значения палеотемпературы (№ 6 на рис. 1); 3) по флоре: по содержанию пыльцы *Classopolis* [Вахрамеев, 1978] (3.1); СА-анализ по сосуществующим комплексам флоры [Utescher et al., 2014] (3.2); средней температуры по флоре [Akhmet'sev, Beniamovski, 2006] (3.3); 4) определения температуры по индексу выветривания (CIA) [Nesbitt, Young, 1982; McLennan, 1993; Li, Yang, 2010; Yang et al., 2014] (подробное изложение на русском языке см. в работе [Меренкова и др., 2020]); 4) определения температуры (SST) по тетраэдрам глицерола диалкилглицерина TEX_{86} [Alsenz et al., 2013] (№ 22 на рис. 1).

Для 40 образцов, отобранных сотрудниками МГУ имени М.В. Ломоносова Р.Р. Габдуллиным, Л.Ф. Копаевич, Е.В. Яковишиной в ходе полевых работ в Абхазии в 2013 г. в меловых (с. Уатхара, № 25 на рис. 1), палеогеновых (рис. 1, № 26 — с. Октомбель, № 27 — Новый Афон, № 28 — с. Аймара) и неогеновых (рис. 1, № 30 — р. Галитга, с. Пакуаш; № 31а, б — с. Карасадых, в — с. Староармянское, р. Кодор) отложениях в 2020 г., был выполнен полный геохимический анализ элементов на волно-дисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» (аналитик А.Ю. Пузик, Пермский государственный национальный исследовательский университет). Затем по индексу выветривания С.И. Меренковой (МГУ имени М.В. Ломоносова, Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН) рассчитаны значения палеотемпературы, вынесенные на рис. 1.

Для 130 образцов, отобранных сотрудниками Симферопольской геолого-съёмочной партии из МГУ имени М.В. Ломоносова (Р.Р. Габдуллин, Н.В. Бадулина, Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов, Е.А. Лыгина, Е.А. Бакай, А.В. Сергиенко, Т.А. Коновалова, М.А. Варзанова, Д.В. Игдисамов, В.И. Кисилев и др.) в ходе полевых работ в Крыму в юрских (рис. 1, № 7–10 — г. Кыз-Кулле-Бурун, Судак; № 11 — г. Алчак, Судак; № 12 и № 13 — г. Бакаташ, Дачное; № 14 — г. Коба-Кая, мыс Капчик, Новый Свет, г. Алчак, Судак), палеогеновых (рис. 1, № 24 — г. Бор-Кая, г. Ак-Кая, г. Айлянма-Кая (с. Курское), г. Кубалач (с. Тополевка)) отложений в 2016–2019 гг., был выполнен в лабораториях МГУ имени М.В. Ломоносова и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) анализ изотопного состава С и О в карбонатах (по массиву биогенной породы), затем полученные значения пересчитаны на значения палеотемпературы морской воды (SWT).

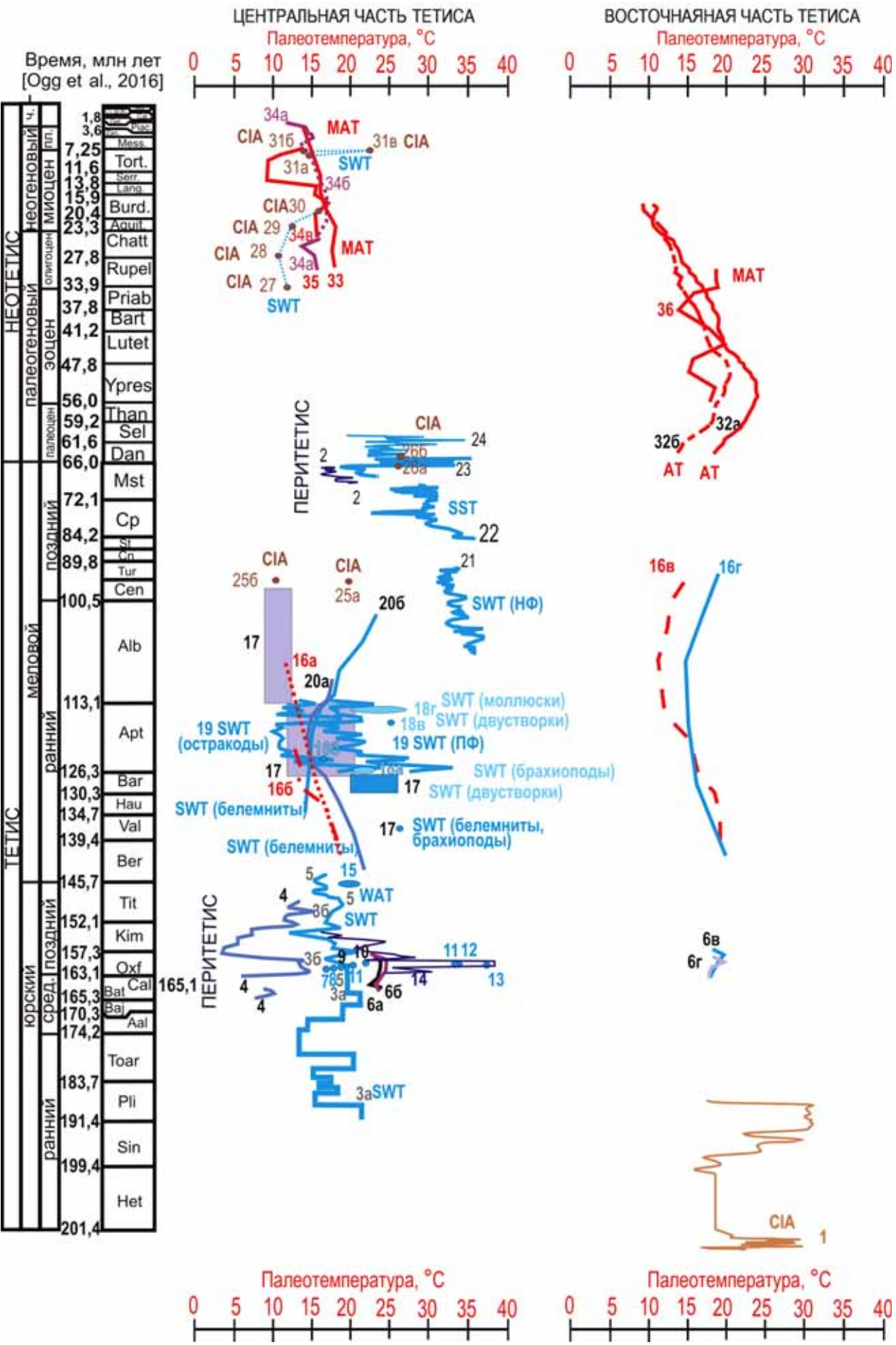
При построении палеотемпературных кривых использованы материалы о изотопной палеотермо-

метрии по массиву биогенных пород маастрихта Крыма и Восточно-Европейской платформы из ранее опубликованных работ с участием ряда соавторов этой статьи [Габдуллин и др., 2015; Бадулина и др., 2016], а также по вариациям климата в юрское время в Крымско-Кавказском тропе [Габдуллин и др., 2014].

В большинстве случаев при определении палеотемпературы для Центрального и Восточного Тетиса исследователи оперируют следующими терминами: SWT — температура морской воды; SST — температура поверхности морской воды; MAT — средняя годовая температура; WAT — средняя температура воды; CIA — температура по индексу выветривания; AT — средняя температура. Для Западного сегмента Тетиса есть много определений SST. В работе [Scotese et al., 2021] использованы следующие термины: GAT — средняя планетарная температура, TT — температура тропического пояса, DOT — температура глубинных вод и др.

В ходе литературного обзора Р.Р. Габдуллиным и М.Д. Казуровым собраны данные определения значений палеотемпературы для Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время методами изотопной палеотермометрии (номера на рис. 1): 4 — SWT по остракодам, Восточно-Европейская платформа [Тесакова, 2014]; 15 — WAT по морским позвоночным (рыбы, крокодилы, черепахи) из разрезов Франции и Германии (Западный и Центральный Тетис) [Billon-Bruyat et al., 2014]; 16г — по моллюскам и брахиоподам для бассейнов Средней Азии [Вахрамеев, 1978]; по моллюскам (головноглот, двустворчатый, брюхоногим) и брахиоподам (Западное Закавказье, Центральный Тетис) [Ясаманов, 1973]; 18 — по раковинам морских беспозвоночных: а — брахиоподы из нижней зоны нижнего апта Северного Кавказа; б — двустворки из средней зоны нижнего апта Западной Грузии; в — двустворки из нижней части верхнего апта Дагестана); г — моллюски Центрального Кавказа [Захаров и др., 2016]; 19 — изотопная палеотермометрия (Красная Горка, Крым, верхний и нижний апт; Партизанское, Крым, нижний апт) [Карпук, 2016]: а — остракоды, б — планктонные фораминиферы (ПФ); 20 — ростры белемнитов (а — Крым, [по Найдин и др., 1965], б — Кавказ, Центральный Тетис, по [Али-Заде, Алиев, 1975]). Также использованы данные о температурном индексе по нанофоссилиям (Израиль) [Ovechkina, 2019] (№ 21 на рис. 1); а также об относительном палеотемпературном коэффициенте (ОПК) водных масс [Кисилев, 2004], пересчитанном на значения палеотемпературы (№ 6 на рис. 1): а — Крым, б — Северный Кавказ, в — Туаркыр (Казахстан), г — Кугитанг-Тау (Туркменистан и Узбекистан).

При составлении кривых палеотемпературы использовались данные о содержании пыльцы *Classopolis*: а — Юго-Восточный Кавказ,



б — Крым, в — Туркменистан и Узбекистан, по [Вахрамеев, 1978] (№ 16 на рис. 1), данные МАТ СА-анализа (номера на рис. 1): 34а — север Германии; 34б — Карпаты; 34в — Причерноморская низменность), по [Ivanov et al., 2011]; 35 — Паннонская впадина, по [Erdei et al., 2007]; 36 — Северо-Западный Китай [Quan et al., 2012], а также значения, полученные по индексу выветривания (CIA-анализ), Иран (Восточный Тетис), по [Iqbal et al., 2019] (№ 1 на рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение.

Анализируя данные, вынесенные на рис. 1, можно, во-первых, отметить хорошую сходимость результатов разных лет. В частности, для раннего мела Крыма и Кавказа хорошо коррелируют значения палеотемпературы, полученные в 1960–1970-х гг. по моллюскам (головоногим, двустворчатым, брюхоногим) и брахиоподам [Найдин и др. 1965; Ясаманов, 1973; Али-Заде, Алиев, 1975], с результатами определений последних лет по моллюскам, остракодам и планктонным фораминиферам [Захаров и др., 2016; Карпук, 2016; Fisher et al., 2005].

Во-вторых, хорошая сходимость результатов установлена для значений, полученных разными методами: ОПК и изотопной палеотермометрии для средне-позднеюрского рубежа, изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов и по содержанию пыльцы Classopolis в берриас-альбском интервале, по изотопной палеотермометрии

валовых проб из биогенных пород и по индексу выветривания для мел-палеогенового рубежа, а также данные СА-анализа и индекс выветривания для палеогенового и неогенового времени.

В-третьих, есть различия по значениям температуры между разными группами морской фауны. Значения, полученные по раковинам относительно более мелководных форм беспозвоночных (брахиопод, пелеципод, гастропод) выше, чем для более глубоководных форм (головоногих моллюсков и фораминифер). Различия могут составлять от 10 до 20 °С для одного и того же диапазона времени.

В-четвертых, отмечена хорошая сходимость значений палеотемпературы для Крымско-Кавказской (Центральной) и Закаспийской (Восточной) частей океана Тетис как по абсолютным значениям, так и по тренду климатической цикличности. Хорошую корреляцию также показывает сравнение значений палеотемпературы для океана Тетис и Центральной Атлантики [Forster et al., 2007; Huber et al., 2002], которая палеогеографически в меловое время представляла собой значительную часть региона, рассматриваемого здесь.

Композитные палеотемпературные кривые.

При составлении палеотемпературных кривых (рис. 2) при наличии большого массива данных использовались наиболее высокие значения палеотемпературы. Для массива данных по разным группам фауны или флоры приоритет в целом отдавали наиболее теплолюбивым формам.

Рис. 1. Палеотемпературные кривые для бассейна Центрального и Восточного Тетиса в юрское-четвертичное время: 1 — CIA-анализ, Иран (Восточный Тетис), по [Iqbal et al., 2019], расчет температуры выполнен С.И. Меренковой (МГУ имени М.В. Ломоносова); 2 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Вольск), по [Бадулина и др., 2016]; 3а — SWT, Крымско-Кавказский трог, по [Габдуллин и др., 2014]; 3б — изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы, Ай-Петринская и Байдарская яйлы, Крым, по [Рудько и др., 2017]; 4 — SWT, Восточно-Европейская платформа, изотопная палеотермометрия по остракодам, по [Тесакова, 2014]; 5 — SWT, г. Тас-Тай, Крым, титановый модуль, приведенный к температуре; 6 — относительный палеотемпературный коэффициент (ОПК) водных масс, по [Киселев, 2004], пересчитанный на палеотемпературы: а — Крым, б — Северный Кавказ, в — Туаркыр (Казахстан), г — Кугитанг-Тай (Туркменистан и Узбекистан); 7–10 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Кыз-Куле-Бурун, Судак, Крым); 11 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Алчак, Судак, Крым); 12, 13 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Бакаташ, Дачное, Крым); 14 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Таракташ, Дачное, Крым); 15 — WAT, изотопная палеотермометрия морских позвоночных (рыбы, крокодилы, черепахи) Франции и Германии (Западный и Центральный Тетис), по [Billon-Bruyat et al., 2005]; 16 — палеотемпературы (а–в — по содержанию пыльцы Classopolis: а — Юго-Восточный Кавказ, б — Крым, в — Туркменистан и Узбекистан; г — по данным изотопной палеотермометрии по моллюскам и брахиоподам для бассейнов Средней Азии, по [Вахрамеев, 1978]; 17 — изотопная палеотермометрия для моллюсков (головоногие, двустворчатые, брюхоногие) и брахиоподы (Западное Закавказье, Центральный Тетис), по [Ясаманов, 1973]; 18 — изотопная палеотермометрия по раковинам морских беспозвоночных: а — брахиоподы из нижней зоны нижнего апта (Ridzewskiy-Turkmenicum, Северный Кавказ; б — двустворки из средней зоны нижнего апта (Deshayesi) Западной Грузии; в — двустворки из нижней части верхнего апта (зона Subnodosocostatum) Дагестана); г — моллюски Центрального Кавказа, по [Захаров и др., 2016]; 19 — изотопная палеотермометрия (Красная Горка, Крым, верхний и нижний апт; Партизанское, Крым, нижний апт), по [Карпук, 2016]; а — остракоды, б — ПФ; 20 — изотопная палеотермометрия по рострам белемнитов (а — Крым, по [Найдин и др., 1965], б — Кавказ, Центральный Тетис, по [Али-Заде, Алиев, 1975]); 21 — изотопная палеотермометрия, температурный индекс по нанофоссилиям (Израиль), по [Ovechkina et al., 2019]; 22 — SST, центр Тетиса, по [Alsenz et al., 2003]; 23 — SWT, изотопная палеотермометрия для массива биогенной породы (г. Беш-Кош, Староселье, Крым); 24 — SWT, изотопная палеотермометрия по массиву биогенной породы (г. Бор-Кая, г. Ак-Кая, г. Айлянма-Кая (с. Курское), г. Кубалач (с. Тополевка), Крым); CIA, палеотермометрия по индексу выветривания: 25 — с. Уатхара (Абхазия); 26 — с. Окомбель (Абхазия); 27 — Новый Афон (Абхазия); 28 — с. Аймара, р. Дуат (Абхазия); 29 — с. Черниговка (Абхазия); 30 — р. Галитта, с. Пакуаш (Абхазия); 31 — Абхазия; а, б — с. Карсадых, в — с. Староармянское, р. Колор; 32 — AT, флора, Казахстан (а — Восточный, б — Северный и Западный), по [Akhmet'sev, Beniamovski, 2006]; 33 — МАТ СА-анализ, по [Utescher et al., 2014] Центральная Европа и Азия (Центральный Тетис), по [Uhl et al., 2007]; 34 — МАТ СА-анализ, Причерноморская низменность, по [Ivanov et al., 2011]; 35 — МАТ СА-анализ, Паннонская впадина, по [Erdei et al., 2007]; 36 — МАТ СА-анализ, северо-запад Китая, по [Quan et al., 2012]. Сокращения: SWT — температура морской воды; SST — температура поверхности морских вод; МАТ — средняя годовая температура; WAT — средняя температура воды; CIA — температура по индексу выветривания; ПФ — планктонные фораминиферы; НФ — нанофоссилии

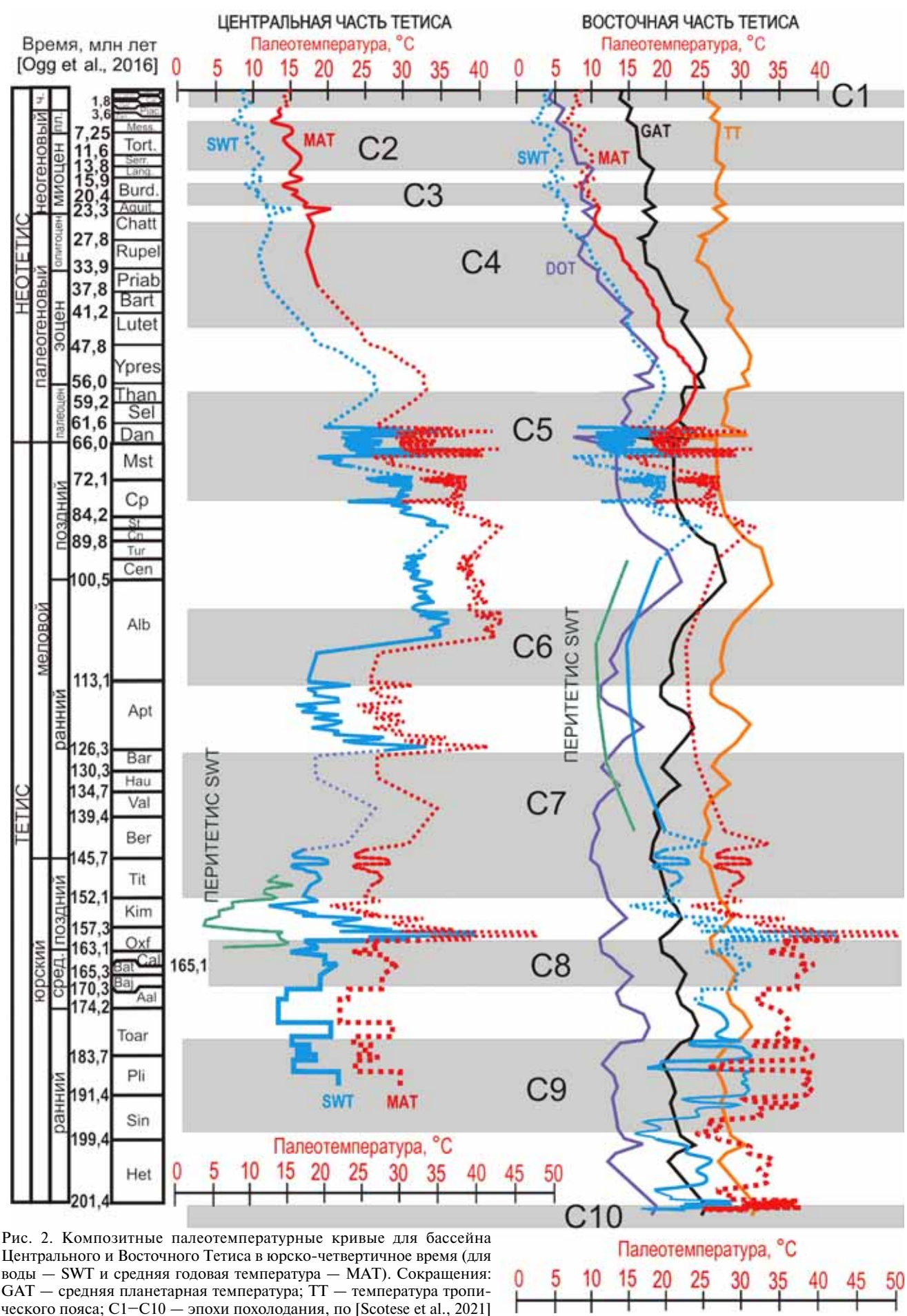


Рис. 2. Композитные палеотемпературные кривые для бассейна Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время (для воды — SWT и средняя годовая температура — MAT). Сокращения: GAT — средняя планетарная температура; TT — температура тропического пояса; C1–C10 — эпохи похолодания, по [Scotese et al., 2021]

Недостающие фрагменты данных для отдельных диапазонов юрско-четвертичной геологической истории Крымско-Кавказской (Центральной) и Закаспийской (Восточной) частей Тетиса были по аналогии дополнены фрагментами палеотемпературных кривых из соседней части Тетиса (рис. 2). В итоге составлены температурные кривые для воды (SWT по морской фауне) и кривые среднегодовых значений температуры (MAT по флоре).

Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрское-четвертичное время. Характер полученных кривых показывает климатическую цикличность, совпадающую с основными этапами похолодания (C1–C9 на рис. 2) по [Scotese et al., 2021]: с четвертичным (C1), позднелангйско-мессинским (C2), позднеаквитанским-среднебурдигальским (C3), позднелютетским-среднехаттским (C4), среднекампанским-среднетанетским (C5), ранне-среднеальбским (C6), титон-барремским (C7), байос-среднеоксфордским (C8), синемюрско-раннетюарским (C9).

В юрско-четвертичной истории выделяется 9 этапов потепления и похолодания климата, которые прослеживаются на построенных кривых для Тетиса и кривых по [Scotese et al., 2021]. Из этой же работы на рис. 2 для восточной части Тетиса для сравнения вынесены кривые температуры глубинных вод (DOT), средней планетарной температуры (GAT) и температуры тропического пояса (TT). Значения SWT для Перитетиса в среднем на 5 °C ниже, чем для Тетиса. Для четвертичного этапа кривые SWT и MAT для Тетиса построены по аналогии с кривыми DOT и GAT в работе [Scotese et al., 2021].

Для раннеюрского этапа значения палеотемпературы на составленных кривых (MAT и SWT) для Тетиса выше величин средней планетарной температуры (GAT) и температуры тропического пояса (TT). Для Центрального Тетиса SWT составляет 13–22 °C, MAT 21–29 °C, для Восточного Тетиса SWT — 16–31 °C, MAT — 25–39 °C. Для среднеюрско-оксфордского этапа эти же значения (SWT и MAT) для Тетиса выше значений температуры глубинных вод (DOT), GAT и TT. Для Центрального Тетиса SWT — 13–38 °C, MAT 23–45 °C, для Восточного SWT составляет 24–40 °C, MAT — 25–39 °C. Для кимеридж-бериасского этапа величины SWT и MAT Тетиса выше значений GAT и TT. Для Центрального Тетиса SWT — 11–21 °C, MAT 19–29 °C, для Восточного Тетиса SWT — 14–24 °C, MAT 21–31 °C. Для мелового этапа величины SWT и MAT Тетиса лежат в пределах значений DOT, GAT и TT. Для Центрального Тетиса SWT — 14–38 °C, MAT — 23–47 °C, для Восточного Тетиса SWT — 7–25 °C, MAT — 15–34 °C. В частности, значения температуры для Тетиса в диапазоне 30–35 °C на сеноман-туронском рубеже характерны для Атлантического океана (скв. 1260, пробуренная по программе ODP) [Forster, Schouten,

Moriya et al., 2007]. Для датско-рюпельского этапа значения SWT и MAT Тетиса лежат в пределах значений DOT и GAT. Для Центрального Тетиса SWT — 17–34 °C, MAT 18–43 °C, для Восточного Тетиса SWT — 7–25 °C, MAT — 12–30 °C. С хаттского времени величины SWT для Тетиса меньше значений DOT, а величины MAT — в пределах значений DOT. С хаттского времени для Центрального Тетиса SWT — 8–14 °C, MAT — 13–21 °C, для Восточного SWT — 2–5 °C, MAT — 6–10 °C.

Заключение. По собственным и литературным данным составлены кривые для температуры океанических вод (SWT) и средней годовой температуры (MAT) для юрско-четвертичного этапа геологической истории Центральной и Восточной частей океана Тетис.

Отмечена хорошая сходимость значений палеотемпературы для Крымско-Кавказской (Центральной) и Закаспийской (Восточной) частей Тетиса как по абсолютным значениям, так и по тренду климатической цикличности. Значения SWT для Перитетиса в среднем на 5 °C ниже, чем для океана Тетис.

Характер полученных кривых показывает климатическую цикличность, совпадающую с основными этапами похолодания (C1–C9), по [Scotese et al., 2021]: четвертичный (C1), позднелангйско-мессинский (C2), позднеаквитанский-среднебурдигальский (C3), позднелютетский-среднехаттский (C4), среднекампанский-среднетанетский (C5), ранне-среднеальбский (C6), титон-барремский (C7), байос-среднеоксфордский (C8), синемюрско-раннетюарский (C9).

Для раннеюрского этапа для Центрального Тетиса SWT — 13–22 °C, MAT — 21–29 °C, для Восточного Тетиса SWT — 16–31 °C, MAT — 25–39 °C. Для среднеюрско-оксфордского этапа для Центрального Тетиса SWT — 13–38 °C, MAT — 23–45 °C, для Восточного Тетиса SWT — 24–40 °C, MAT — 25–39 °C. Для кимеридж-бериасского этапа для Центрального Тетиса SWT — 11–21 °C, MAT — 19–29 °C, для Восточного Тетиса SWT — 14–24 °C, MAT — 21–31 °C. Для мелового этапа для Центрального Тетиса SWT — 14–38 °C, MAT — 23–47 °C, для Восточного Тетиса SWT — 7–25 °C, MAT — 15–34 °C. Для датско-рюпельского этапа для Центрального Тетиса SWT — 17–34 °C, MAT — 18–43 °C, для Восточного Тетиса SWT — 7–25 °C, MAT — 12–30 °C. С хаттского времени для Центрального Тетиса SWT — 8–14 °C, MAT — 13–21 °C, для Восточного Тетиса SWT — 2–5 °C, MAT — 6–10 °C.

Финансирование. Работа поддержана РФФИ (проекты № 18-05-00503, № 18-05-00495), частично выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 2019-0858), Программы деятельности научно-образовательного центра мирового уровня «Рациональное недропользование» на 2019–2024 годы и при финансовой поддержке

Минобрнауки России (распоряжение Правительства РФ от 30 апреля 2019 г. № 537). Исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной

научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Али-Заде Ак.А., Алиев С.А. Изотопные палеотемпературы аптских бассейнов Юго-Восточного Кавказа // Геохимия. 1975. № 10. С. 1585–1589.

Бадулина Н.В., Яковичина Е.В., Габдуллин Р.Р. и др. Литолого-геохимическая характеристика и условия формирования верхнемеловых разрезов Северного Перитетиса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Вып. 4–5. С. 136–147.

Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3–17.

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском тропе в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 34–50.

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 39–56.

Захаров Ю.Д., Какабадзе М.В., Шарикадзе М.З. и др. Предварительные данные по изотопному составу аптских брахиопод и моллюсков Кавказа // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: Изд. дом Черноморпресс, 2016. С. 118–120.

Карпук М.С. Остракоды верхнего баррема–апта Горного Крыма: стратиграфическое значение и палеоэкология: Автореф. канд. дисс. М., 2016. 25 с.

Кисилев Д.Н. Динамика термического режима келловей–оксфордских морей северо-западной Евразии по относительным палеотемпературным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 4. С. 32–53.

Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. Стратиграфия, ^{13}C и ^{18}O отложений Крымской карбонатной платформы (поздняя юра, Северный Перитетис) // Литология. Полезные ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.

Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р. и др. Реконструкция палеосолёности и батиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 37–46.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Задорожный И.К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов // Геохимия. 1964. № 10. С. 971–979.

Тесакова Е.М. Реконструкция палеотемператур Среднерусского моря в средней и поздней юре по остракодам // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии: Сб. тр. Всеросс. научн. конф., посвященной памяти профессора В.Г. Очева / Под ред. А.В. Иванова. Саратов: Саратов. гос.-техн. ун-т, 2014. С. 133–147.

Ясаманов Н.А. Новые данные о температурных условиях раннемелового бассейна Западного Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 145–148.

Akhmet's'ev M.A., Beniamovski V.N. The Paleocene and Eocene in the Russian part of West Eurasia // Stratigr. Geol. Correl. 2006. Vol. 14. P. 49–72.

Alsenz H., Regnery J., Ashckenazi-Polivoda S. et al. Sea surface temperature record of a Late Cretaceous tropical Southern Tethys upwelling system // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. Vol. 392. P. 350–358.

Billon-Bruyat J.-P., Lécuyer C., Martineau F. et al. Oxygen isotope compositions of Late Jurassic vertebrate remains from lithographic limestones of western Europe: implications for the ecology of fish, turtles, and crocodilians // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 216, Iss. 3–4. P. 359–375.

Erdei B., Hably L., Kázmér M. et al. Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 253, Iss. 1–2. P. 115–140.

Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B. et al. Stable isotope analysis of the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea // Cretac. Res. 2005. Vol. 26, N 6. P. 853–863.

Forster A., Schouten S., Moriya K. et al. Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event (OAE 2): sea surface temperature records from the equatorial Atlantic // Paleoclimatology. 2007. Vol. 22. PA1219.

Iqbal Sh., Wagreich M., Irfan U. et al. Hot-house climate during the Triassic/Jurassic transition: The evidence of climate change from the southern hemisphere (Salt Range, Pakistan) // Global and Planetary Change. 2019. Vol. 172. P. 15–32.

Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V. et al. Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. Vol. 304, Iss. 3–4. P. 262–275.

Huber B.T., Norris R.D., Macleod K.G. Deep-Sea paleo-temperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. 2002. Vol. 30. N 2. P. 123–126.

Li C., Yang S.Y. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310, N 2. P. 111–127.

McLennan S.M. Weathering and Global Denudation // J. Geol. 1993. Vol. 101. P. 295–303.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299, N 5885. P. 715–717.

Ogg J., Ogg G., Gradstein F. A concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.

Ovechkina M.N., Erba E., Bottini C. Calcareous nannoplankton proxies for palaeoenvironmental reconstruction of the Albian–Cenomanian succession in North-western Israel (Mount Carmel Region) // Marine Micropaleontology. 2019. Vol. 152. Publ. N 101742.

Quan C., Liu Y.-Sh., Utescher T. Paleogene temperature gradient, seasonal variation and climate evolution of northeast China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 313–314. P. 150–161.

Scotese C.R., Song H., Mills B.J.W. et al. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years // *Earth Sci. Rev.* 2021. Vol. 215. Publ. N 103503.

Uhl D., Klotz S., Traiser C. et al. Cenozoic paleotemperatures and leaf physiognomy — A European perspective // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 248. Iss. 1–2. P. 24–31.

Utescher T., Bruch A., Erdei B. et al. The Coexistence Approach—Theoretical background and practical consid-

erations of using plant fossils for climate quantification // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. Vol. 410. P. 58–73.

Yang J., Cawood P.A., Du Y. et al. Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: correlating high and low-paleolatitude sedimentary records // *Geology*. 2014. Vol. 42, N 10. P. 835–838.

Поступила в редакцию 27.03.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 551.24 (571.511)

Г.В. Брянцева¹, Л.И. Демина², М.Ю. Промыслова³, Н.И. Косевич⁴**НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Приводятся результаты структурно-геоморфологического анализа северо-восточной части Таймырского полуострова. Выделены основные новейшие структуры региона. Показано, что нарастание интенсивности неотектонических процессов происходит в северо-восточном направлении, это обусловлено приближением к зоне спрединга хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана. В этом же направлении повышаются тектоническая раздробленность Таймыра, высота горных сооружений, сейсмическая активность.

Ключевые слова: неотектоника, структурно-геоморфологический анализ, разрывы, сдвиги, надвиги, Таймыр.

The article presents the results of structural and geomorphological analysis of the Taimyr Peninsula North-Eastern part. The main neotectonic structures of the region are identified. It is shown that the intensity of neotectonic processes increases in the North-East direction, which is due to the approach to the spreading zone of the Gakkel ridge in the Arctic ocean. In the same direction, the tectonic fragmentation of Taimyr, the height of mountain structures, and seismic activity are increasing.

Key words: neotectonics, structural and geomorphological analysis, faults, shear displacements, thrusts, Taimyr.

Введение. Новейший этап тектонического развития Таймырского полуострова, представляющего собой часть Западно-Арктической континентальной пассивной окраины Евразийского бассейна, начался по разным данным в среднем–позднем эоцене [Афанасенков и др., 2016], олигоцене [Мусатов, 1996] или на их границе [Drachev et al., 2018]. С этого времени наблюдалось общее поднятие Таймыра, включая территорию Енисей-Хатангского прогиба [Проскурин и др., 2016]. В пределах последнего возобновился рост антиклинальных складок (валов) в условиях транспрессии [Афанасенков и др., 2016].

В составе Таймырского горного сооружения большинство исследователей выделяют три тектонические зоны: Северо-, Центральную и Южно-Таймырскую, существенно различающиеся по строению и условиям формирования. Южно-Таймырская зона представляет собой пассивную окраину Сибирского континента, Центральная-Таймырская имеет сложное строение и аккреционную природу, а Северо-Таймырская представляет собой пассивную окраину Карского континентального блока. Перечисленные структуры 1-го порядка были тектонически совмещены по многочисленным надвигам с горизонтальными

перемещениями по наиболее крупным из них на несколько сотен километров, что сопровождалось процессами магматизма и метаморфизма. Несмотря на то что складчатые сооружения Таймыра были сформированы к концу триаса, движения по надвигам наблюдаются и в настоящее время [Верниковский, 1996]. По мнению Г.Б. Федорова с соавторами [2001], особенность режима современных тектонических движений заключается в унаследованном развитии структур с последней эпохи активизации (вероятно, рубеж среднего и позднего плейстоцена).

Изучение новейших структур северо-востока Таймырского полуострова, выраженных в рельефе, проводилось нами с помощью специального структурно-геоморфологического метода, который в значительной степени был разработан Н.П. Костенко [Костенко, 1999]. Его особенность — изучение пространственного положения новейших деформаций в плане и в двух вертикальных сечениях — продольном и поперечном и в их взаимной увязке. Структурно-геоморфологический анализ рельефа проводился по топокартам с использованием геологических и тектонических данных.

Структурно-геоморфологический анализ северо-востока Таймырского п-ова. В результате детального

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

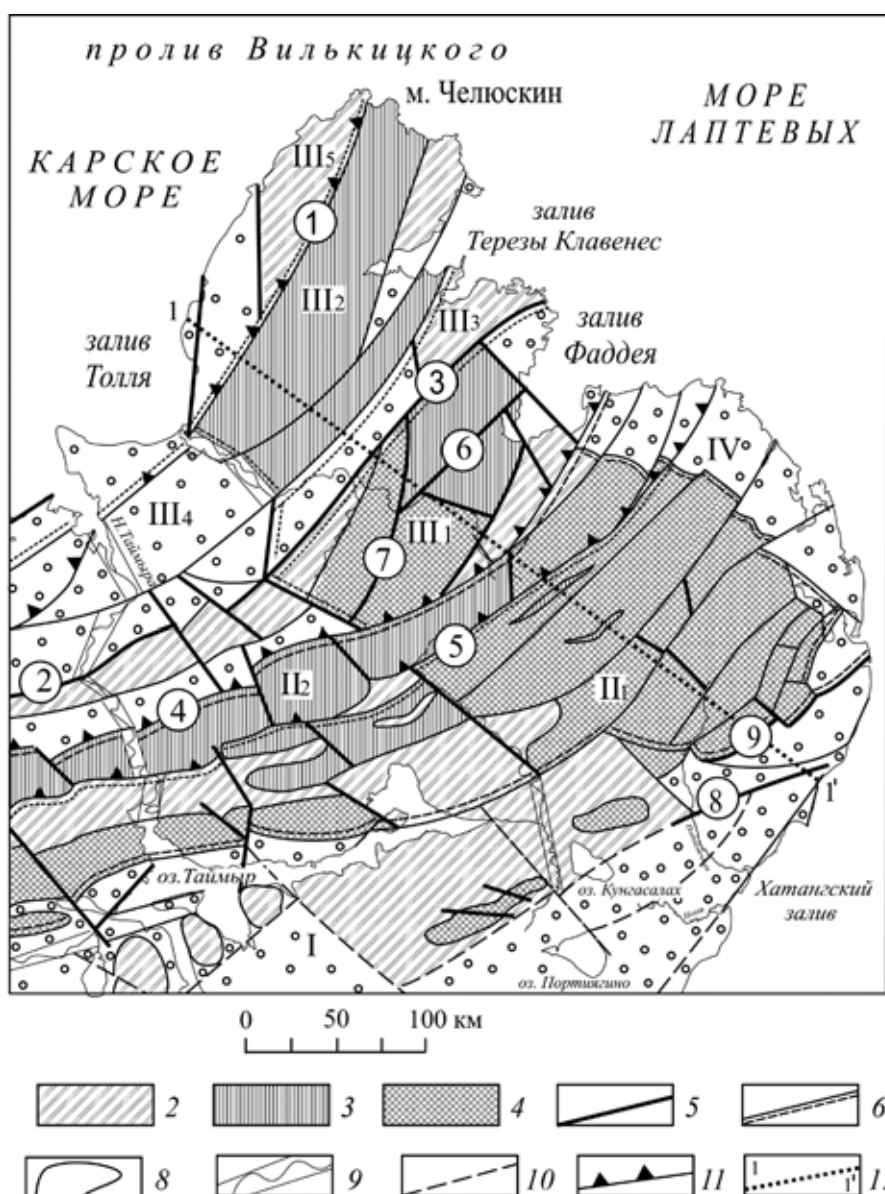
² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: lidem06@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: mary_promyslova@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геогр. н.; e-mail: nkosevich@gmail.com

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема восточной части Таймырского п-ова (1:1 000 000): 1–4 — суммарные конэрозионные поднятия, м: 1 — <200, 2 — 201–300, 3 — 301–500; 4 — >501; 5 — разломы; 6 — границы структур 1-го порядка; 7 — границы структур 2-го и более мелких порядков; 8 — границы отдельных поднятий; 9 — долины рек в поясе меандров; 10 — линеаменты; 11 — надвиги; 12 — линия профиля Цифры на карте: I — Северо-Сибирская равнина; II — Быррангское горное сооружение (хребты-поднятия: II₁ — Главные, II₂ — Топографические); III — Северо-Таймырское горное сооружение (III₁ — Фаддеевские хребты-поднятия, III₂ — хребты поднятия Лодочникова, III₃ — впадина Симса, III₄ — впадина Нижнетаймырская, III₅ — Прибрежная низменность), IV — Притаймырская равнина.

Цифры в кружках — разломы: 1 — Главный Таймырский надвиг, 2 — Мамонтово-Ярский, 3 — Дорожнинский, 4 — Пясино-Фаддеевский надвиг, 5 — Пограничный, 6 — Ждановский, 7 — Ленинградско-Гольцовый, 8 — Киряк-Тасско-Цветковский, 9 — Черенохребетнинский



изучения топографических карт разного масштаба были построены структурно-геоморфологические схемы для северо-восточной части Таймырского п-ова. Исходным материалом служила топографическая карта масштаба 1:1 000 000, а также карта масштаба 1:200 000 для области сочленения Северо-Таймырского и Быррангского горных сооружений в районе залива Фаддея.

На схемах обозначены участки с разными значениями суммарного воздымания за конэрозионный этап развития. Это позволило выделить новейшие структурные формы, а также разрывные нарушения разного порядка, их ограничивающие. При выделении основных систем хребтов и впадин и разграничивающих их разрывов использованы геоморфологические данные, такие, как спрямленные участки береговой линии озер и морей, цепочки одинаковых форм рельефа, резкие перегибы долин рек, хребтов и др. Для определения динамической характеристики разрывов построены поперечные геолого-геоморфологические

профили. С их помощью проводили анализ деформаций зон водораздельной денудации, перекоса приразломных долин, разновысотности блоков, резкого изменения крутизны склонов долины в однородных толщах и др. Выделенные линейные зоны могут представлять собой как молодые (или обновленные) разрывные нарушения, так и зоны повышенной трещиноватости.

На структурно-геоморфологической схеме, составленной по топографической карте масштаба 1:1 000 000, выделены Северо-Сибирская (I) и Притаймырская (IV) равнины, Быррангское (II) и Северо-Таймырское (III) горные сооружения (рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. Северо-Сибирская равнина (I) расположена в пределах крупной тектонической структуры — Енисей-Хатангского мезозойского регионального прогиба. Равнина протягивается с юго-запада на северо-восток и характеризуется суммарным конэрозионным поднятием до 300 м.

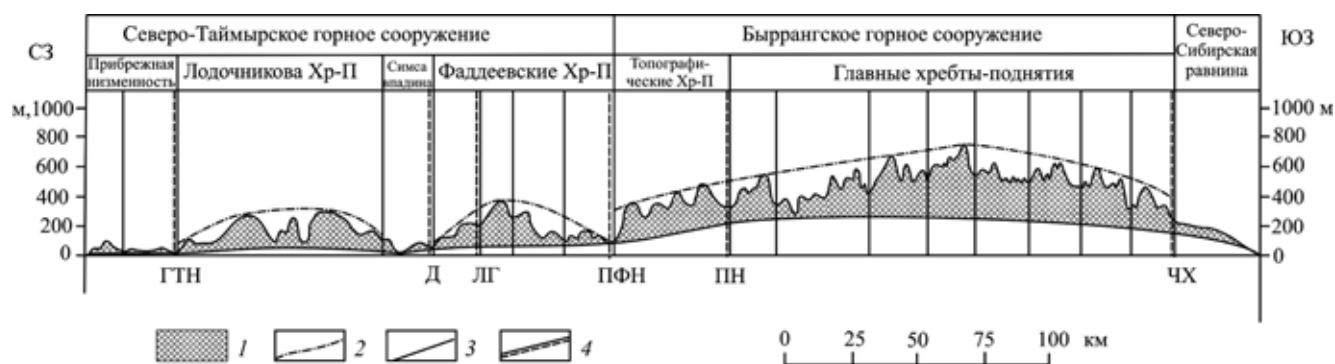


Рис. 2. Геоморфологический поперечный профиль по линии 1–1' на рис. 1: 1 — горный массив, расчлененный крупными реками; 2 — обобщенная поверхность поднятий горного сооружения; 3 — границы блоков, установленные по геоморфологическим данным; 4 — границы блоков, установленные по геоморфологическим и геологическим данным. Сокращения, принятые на профиле: ГТН — Главный Таймырский надвиг, Д — Дорожнинский разлом, ЛГ — Ленинградско-Гольцовый разлом, ПФН — Пясино-Фаддеевский надвиг; ПН — Пограничный надвиг, ЧХ — Чернохребетнинский разлом. Хр-П — хребты поднятия

Граница Северо-Сибирской равнины с Быррангским горным сооружением неровная. Она проходит по разлому, который разрабатывает в настоящее время р. Верхняя Таймыра и расположен чуть севернее Таймырского озера, имеющего, скорее всего, тектоническое происхождение, а на востоке совпадает с Чернохребетнинским разломом [Проскурин и др., 2013]. На границе с Быррангским горным сооружением находятся Кирык-Тасское и Тулай-Кирыкское горстообразные поднятия, высота которых достигает 600 м и более. Очертания северо-западной береговой зоны Хатангского залива часто определяются разрывами, частично переработанными эрозионными процессами.

С юрского времени во впадине начали накапливаться терригенные отложения мезозоя и кайнозоя общей мощностью 3–5 км, иногда до 14 км [Объяснительная..., 1998]. И в настоящее время впадина испытывает устойчивое опускание, на фоне которого можно наблюдать локальные поднятия. Суммарные поднятия Северо-Сибирской равнины редко превышают 100 м, долины рек широкие, часто заболоченные. В пределах впадины по прямым и косвенным геоморфологическим признакам можно выделить многочисленные локальные поднятия с высотой более 200 м, которые осложняют эту структуру. В целом наблюдается понижение Северо-Сибирской равнины в восточном направлении. Ее наиболее низкая часть частично заполнена водами Хатангского залива.

В поле силы тяжести эта зона (шов) характеризуется деструктивным типом земной коры большой мощности (более 35 км), формирование которой связывают с активизацией обдукционно-дивергентных процессов в раннем мелу [Объяснительная..., 1998]. Более позднее развитие обдукционно-конвергентных движений вдоль шва контролировалось глубинными разломами сдвиго-надвигового характера и сопровождалось утонением коры и подъемом мантийного вещества. Это нашло отражение в наличии совмещенных положительных полосовых магнитных и гравитацион-

ных аномалий высокой интенсивности. Указанные линейные объекты имеют северо-восточное простирание, расположены кулисообразно и разбиты поперечными разрывными нарушениями взбросо-сдвиговой кинематики. На структурно-геоморфологической схеме они четко прослеживаются в виде линеаментов, имеющих как северо-западное, так и северо-восточное простирание и выделенных по косвенным геоморфологическим признакам. В настоящее время эти структуры разрабатываются реками. Наиболее крупный сдвиг между Кирык-Тасским и Тулай-Кирыкским поднятиями [Объяснительная..., 1998] хорошо выражен в рельефе и показан на структурно-геоморфологической схеме (рис. 1).

Быррангское горное сооружение (II) протягивается полосой с юго-запада на северо-восток. В новейшей структуре оно представляет собой складчато-сводовое сооружение, образованное многочисленными хребтами и разделяющими их межгрядовыми понижениями (рис. 2). Простирание хребтов горного сооружения совпадает с простиранием осей складок, которые в целом также имеют северо-восточное направление. Наиболее древние разломы северо-восточного простирания, заложение которых произошло в период формирования складок, имеют взбросово-сбросовую и надвиго-сдвиговую кинематику [Проскурин и др., 2013]. В ряде случаев они хорошо выражены в рельефе и представляют собой омоложенные древние надвиги, которые претерпели в результате орогенеза подновление и усложнение из-за сдвиговых перемещений. Совпадение выделенных разрывных нарушений с более древними свидетельствует об их унаследованном развитии. Характерная черта развития Быррангского горного сооружения — его значительная раздробленность вкрест простирания секущими разрывами разного порядка. Они определяют деление горного сооружения на крупные блоки разных рангов, местами смещенные в плане один относительно другого с разной высотой и раздробленностью, блоки характеризуются дви-

жениями разной интенсивности. Секущие разрывы северо-западного простирания более молодые, часто новообразованные, хорошо выраженные в рельефе в виде каньонообразных речных долин и тектонических уступов. Они имеют преимущественно взбросо-сдвиговую составляющую [Проскурин и др., 2013].

В пределах Бырангского горного сооружения можно выделить Главные и Топографические хребты-поднятия.

Главные хребты-поднятия (Π_1) имеют дугообразную форму, обращенную выпуклостью на юго-восток. На юге они граничат с Северо-Сибирской равниной по системе разрывных нарушений, некоторые из которых развиваются унаследованно, как, например, Чернохребетнинский разлом, расположенный на юго-востоке. Северной границей служит Пограничный надвиг, отделяющий их от Топографических хребтов-поднятий. Эти структуры сложены породами от позднекаменноугольного до триасового возраста и представлены аргиллит-песчаниково-алевритовой и песчаниково-алевролитовой угленосной формациями. В условиях континентального рифта в пермско-триасовое время формировались туфы базальтов и габбро-долериты [Проскурин и др., 2009]. Наиболее протяженные, параллельные складчатости разрывные нарушения дугообразной формы имеют северо-восточное простирание, секущие более молодые — субмеридиональное и север-северо-западное простирание. Они разбивают хребты на отдельные блоки, и по ним же происходит смещение. Эти разрывы разрабатываются реками, формирующими каньонообразные долины, такими, как Фасьюкуда, Постоянная и др.

Суммарные поднятия за конэрозионный этап повышаются, достигая 700–800 м, а отдельные пики имеют высоту более 1000 м (вершина г. Ледниковая 1119 м). Ширина хребтов на восток значительно расширяется, образуя дугообразный изгиб к югу. Многочисленные межгрядовые понижения, разделяющие хребты, имеют высоту 300–400 м. По мнению В.Ф. Проскурина с соавторами [2013], после отступления муруктинских ледников и до настоящего времени происходит общее воздымание всей территории Таймырского п-ова. Вертикальная составляющая тектонических движений на Центральном Таймыре оценивается в 1,4–1,7 см/год [Федоров и др., 2001]. Несколько крупных впадин, выполненных меловыми отложениями и имеющих северо-восточное простирание, осложняют это горное сооружение. Суммарные конэрозионные поднятия в их пределах не превышают 300 м.

Топографические хребты-поднятия (Π_2) протягиваются полосой с юго-запада на северо-восток между Пограничным и Пясино-Фаддеевским надвигами. Наблюдается их более слабая сегментированность по сравнению с Главными хребтами и плавное снижение высотных отметок в северо-за-

падном направлении. Суммарные конэрозионные поднятия редко превышают 400 м. Хребты сложены преимущественно терригенным комплексом пород ордовикско-девонского возраста. В этой новейшей структуре хорошо заметно смещение древних омоложенных надвигов по секущим разломам северо-западного простирания.

Северо-Таймырское горное сооружение (Π) расположено между береговой зоной и Пясино-Фаддеевским надвигом, протягиваясь широкой полосой и веерообразно расширяясь в северо-восточном направлении. В новейшей структуре в его пределах можно выделить складчато-сводовые хребты-поднятия Фаддеевские, Лодочникова, а также впадины Симса, Нижнетаймырскую, Прибрежную (рис. 2).

Фаддеевские хребты-поднятия (Π_1) расположены на западе от залива Фаддея. Они сложены преимущественно метаморфическими гранитизированными породами мезозоя–протерозоя, прорванными метагабброидами и метадолеритами, а также неопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [Кузьмичев, Данукалова, 2018; Самыгин, 2018]. В юго-восточной части встречаются линзы серпентинитов. Гравитационные и магнитные поля имеют значения, характерные для древних выступов кристаллического фундамента [Объяснительная..., 1998]. В новейшей структуре здесь отчетливо выделяется блок, который имеет форму близкую к прямоугольной, расширяясь в центральной части. С юго-востока он ограничен дугообразным Пясино-Фаддеевским надвигом, а с северо-запада — прямолинейным Дорожнинским разломом. Высота хребтов постепенно снижается на северо-восток. На геоморфологическом профиле (рис. 2) хорошо видно сводовое строение блока в поперечном сечении с разницей высот, достигающей 400 м в центральной части и на флангах. Хребты-поднятия разбиты системой разрывных нарушений как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Хорошо выражены в рельефе древние надвиги северо-восточного простирания, такие, как Ждановский, Ленинградско-Гольцовый и другие, которые развиваются в настоящее время унаследованно.

Хребты-поднятия Лодочникова (Π_2) имеют север-северо-восточное простирание, представляют собой протяженные, хорошо выраженные в рельефе пологие и относительно широкие поднятия, разделенные впадинами. На профиле хребты формируют свод с суммарным конэрозионным поднятием, не превышающим 500 м. Здесь вскрываются терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные породы рифейского возраста с многочисленными интрузиями рифейско-мезозойского возраста и различного состава. Северо-западной границей этих хребтов служит Главный Таймырский надвиг, на значительном протяжении выраженный в рельефе.

Узкая и протяженная *впадина Симса* (III₃) расположена между хребтами Фаддеевскими и Лодочникова. От Фаддеевских хребтов она отделяется унаследованно развивавшимся Дорожнинским надвигом. Высота впадины не превышает 200 м и увеличивается в север-северо-восточном направлении. В этом же направлении веерообразно происходит увеличения ее ширины.

Хорошо выражена в рельефе *Нижнетаймырская впадина* (III₄). Она представляет собой изометричную, сложно построенную грабенообразную структуру, сложенную верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями. Ее границами служат разрывы, в основном северо-западного простирания. Впадина разбита системой древних надвигов северо-восточного простирания на отдельные блоки, которые смещены по сдвигам северо-западного простирания. Суммарные конэрозионные поднятия не превышают 200 м. Южная граница на отдельных участках совпадает с Пясино-Фаддеевским надвигом. Главный Таймырский надвиг в пределах впадины плохо выражен в рельефе. Небольшое поднятие восток-северо-восточного простирания с высотой, достигающей 300 м, представляет собой систему блоков, смещенных один относительно другого по разрывам северо-западного простирания. В центральной части впадину пересекает хорошо выраженная заболоченная долина р. Нижняя Таймыра с широким поясом меандров.

Прибрежная низменность (впадина) (III₅) расположена между Главным Таймырским надвигом и береговой линией Карского моря и пролива Вилькицкого. В геологическом строении впадины условно выделяют два структурных этажа. Нижний (складчатый фундамент) — образовался в результате позднебайкальской—раннекаледонской эпох складчатости и сложен флишсоидными терригенными отложениями. Верхний (платформенный чехол) — в нижней части представлен отложениями позднедевонского—раннепермского возраста, связанными с герцинской эпохой складчатости; в верхней части сложен отложениями средней юры—неогена, сформированными в позднекеммерийскую—альпийскую эпохи складчатости. Верхний структурный подэтаж условно относится к плитному чехлу [Объяснительная..., 1998].

В современном рельефе Прибрежная впадина представлена абразионно-аккумулятивной морской равниной с высотой до 200 м. Только на крайнем севере высота достигает 300 м, что может быть связано с наличием эродированных интрузивных массивов.

Притаймырская равнина (IV) отделена от Быррангского горного сооружения разрывами как северо-западного, так и северо-восточного простирания. По мнению В.Ф. Проскурина с соавторами [2013], это опущенный блок, возникший при формировании Евразийского бассейна. Суммарные конэрозионные поднятия здесь не пре-

вышают 100 м. Притаймырская равнина сложена кайнозойскими, преимущественно верхнеплейстоценовыми, отложениями различного генезиса.

Формирование рельефа равнины происходило под влиянием изменения уровня океана вследствие оледенений, а также активных дифференцированных движений, связанных с раскрытием Евразийского бассейна.

Для области сочленения Северо-Таймырского и Быррангского горных сооружений по карте масштаба 1:200 000 была составлена структурно-геоморфологическая схема района залива Фаддея (рис. 3), уточняющая границы выделенных структур и их детализацию. В новейшей структуре выделяются Быррангское (I) и Северо-Таймырское (III) горные сооружения и разделяющая их Преградная впадина (II).

Быррангское горное сооружение (I) на рассматриваемой территории представлено небольшими отрогами хребтов, имеющими северо-восточное простирание. В новейшей структуре они представлены *Северными* (I₁) и *Топографическими* (I₂) хребтами-поднятиями, которые расчленены впадинами, в настоящее время разрабатываемыми реками.

Северные хребты-поднятия (I₁) представляют собой горный массив, расчлененный крупными реками и имеющий наибольшую высоту более 700 м (рис. 4).

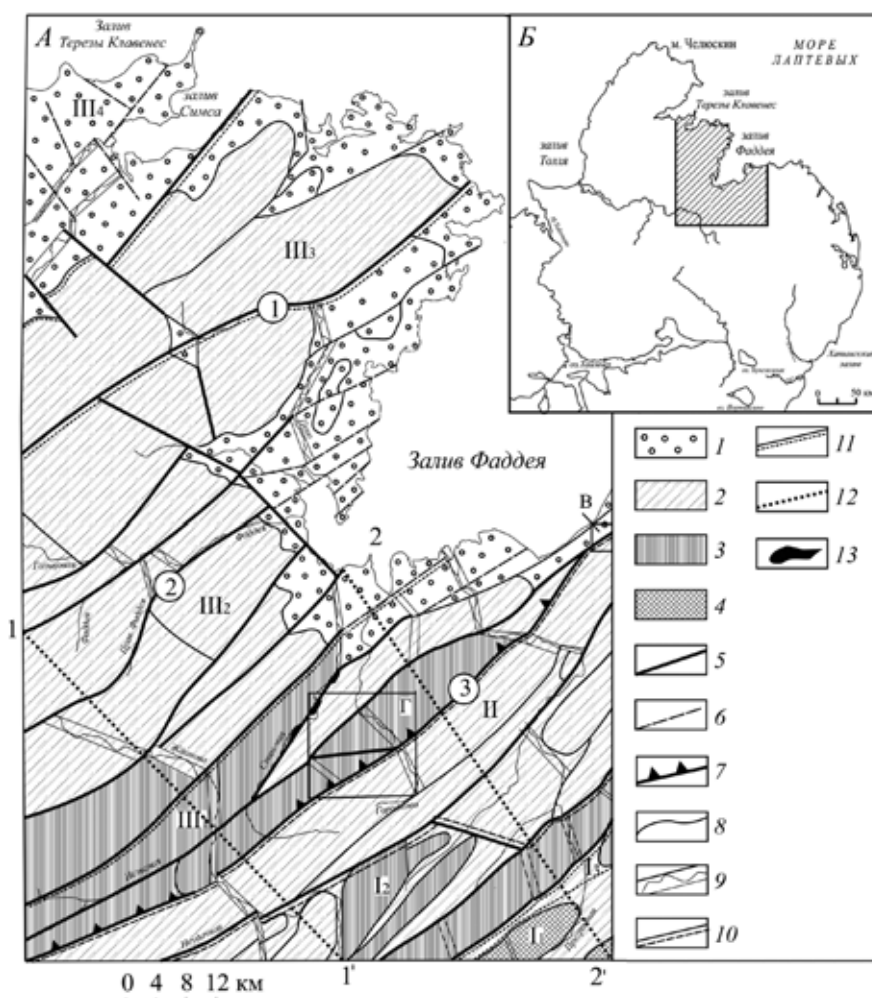
Топографические хребты-поднятия (I₂) представлены на схеме (рис. 3) в виде нескольких субпараллельных узких и протяженных гряд, вытянутых в северо-восточном направлении и разделенных межгорными понижениями. Хребты разбиты секущими разрывами и зонами трещиноватости северо-западного и север-северо-западного простирания, имеющими сдвиговую составляющую и разрабатываемыми реками с формированием сквозных долин. На геоморфологическом профиле хорошо видно уменьшение высоты на юго-восток, по направлению к Русловой впадине.

Грабенообразная очень узкая (1–2 км) и протяженная *Русловая впадина* (I₃), по-видимому, испытывает активное опускание в настоящее время, это отражается на смещении границы зоны плоскостной денудации, что хорошо заметно при анализе профиля. Это тоже свидетельствует об активности разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Впадина Преградная (II), ширина которой меняется по простиранию, отделяет Быррангское горное сооружение от Северо-Таймырского и хорошо выражена в рельефе. Ее северной границей служит Пясино-Фаддеевский надвиг. Участки впадины, примыкающие к горным сооружениям, как Быррангскому, так и Северо-Таймырскому, вовлекаются в поднятие растущими горными сооружениями, что хорошо видно на профилях (рис. 4, Б).

Рис. 3. Структурно-геоморфологическая схема области сочленения Северо-Таймырского и Бырангского горных сооружений в районе залива Фаддея (А); и врезка со схемой положения исследованной территории (Б): 1–4 — суммарные поднятия за конэрозионный этап развития, м: 1 — <200, 2 — 200–400, 3 — 400–700, 4 — >700; 5 — разломы, выделенные по геоморфологическим данным; 6 — линеаменты; 7 — надвиги; 8 — границы отдельных поднятий; 9 — преимущественно сквозные долины, приуроченные к зонам трещиноватости и разрабатываемые реками; 10 — границы структур 1-го порядка; 11 — границы структур 2-го и более мелких порядков; 12 — линии профилей; 13 — выходы серпентинитов.

Цифрами обозначены: I — Бырангское горное сооружение (хребты-поднятия: I₁ — Северные, I₂ — Топографические, I₃ — впадина Русловая); II — впадина Преградная; III — Северо-Таймырское горное сооружение (хребты-поднятия: III₁ — Фаддеевские, III₂ — Жданова, III₃ — Дорожнинские; III₄ — впадина Симса). Цифры в кружках — разломы: 1 — Дорожнинский, 2 — Ждановский, 3 — Пясино-Фаддеевский. Б — расположение врезки на схеме Восточного Таймыра; В, Г — положение врезок, показанных на рис. 5, 6



Впадина Преградная разделена дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания на блоки, имеющие разные высоты и наклон. Наименьшая высота наблюдается в ее центральной части. Разрывы, пересекающие впадину, разрабатываются реками и определяют смещение и изгибы речных долин.

Северо-Таймырское горное сооружение (III) в новейшей структуре подразделяется на хребты-поднятия: Фаддеевские (III₁), Жданова (III₂), Дорожнинские (III₃) и впадину Симса (III₄).

Фаддеевские хребты-поднятия (III₁) на юге граничат с Преградной впадиной по Пясино-Фаддеевскому надвигу. Суммарные конэрозионные поднятия составляют в среднем 500 м. Они значительно расчленены эрозией и образуют многочисленные округлые возвышенности. Хребты нарушены секущими разрывами северо-западного простирания, по которым наблюдается их смещение. Также отмечены разрывы субширотного и северо-восточного простирания, имеющие преимущественного правосдвиговую кинематику (рис. 5). Скорее всего, это активизированные в новейший этап древние разрывы. К одному из них приурочена цепочка выходов серпентинитов Становского комплекса (рис. 3). Отметим, что Пясино-Фаддеевский надвиг в пределах всего района

разбит серией левых сдвигов северо-западного простирания (рис. 6).

Севернее, граница по Ждановскому разрыву, расположены *хребты-поднятия Жданова (III₂)*, характеризующиеся блоковым строением, и *Дорожнинские хребты-поднятия (III₃)*, ограниченные с юго-востока одноименным разломом. Высота указанных хребтов не превышает 300 м.

Впадина Симса (III₄) с конэрозионной высотой, не превышающей 200 м, находится на северо-западе рассматриваемой территории. На структурно-геоморфологической схеме (рис. 3) хорошо видно, что впадина разбита на отдельные блоки системой древних разрывных нарушений северо-восточного простирания, которые смещены по сдвигам северо-западного простирания с амплитудой, достигающей 4 км.

Таким образом, в новейшей структуре северо-восточной части Таймырского п-ова наблюдаются неотектонические поднятия сводово-блокового типа, наибольшую высоту из них имеет Бырангское горное сооружение. Хребты расчленены каньонообразными речными долинами север-северо-восточного простирания и фрагментированы разрывами северо-западного простирания, также разрабатываемыми реками. Блоки имеют разные углы наклона и часто хорошо заметные горизон-

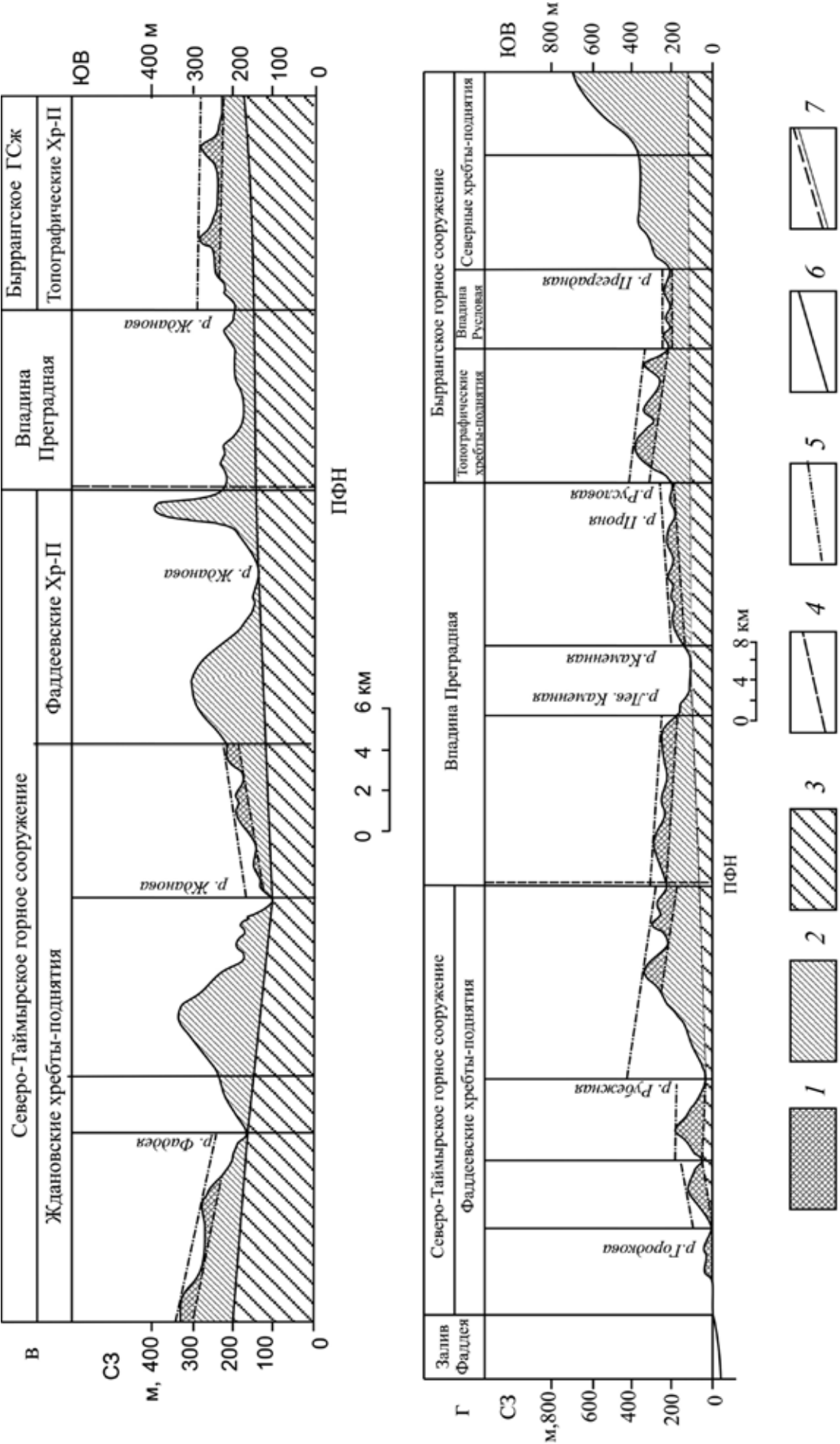


Рис. 4. Геоморфологические поперечные профили, показанные на рис. 3: В — по линии 1–1', Г — по линии 2–2'; 1 — зона плоскостной денудации; 2 — горный массив, расчлененный крупными реками; 3 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 4 — линия главных базисов эрозии; 5 — обобщенная поверхность поднятий горного сооружения; 6 — границы блоков, установленные по геоморфологическим и геологическим данным. Сокращения, принятые на профилях: ПФН — Пасино-Фаддеевский надрыв; Хр-П — хребты поднятия; ГСЖ — горное сооружение

Рис. 5. Правый сдвиг в районе Пясино-Фаддеевского надвига (врезка Г на рис. 3). Космический снимок, Google maps



тальные смещения одного относительно другого. Впадины, разделяющие горные сооружения, испытывают устойчивое опускание в новейший период. Они также разбиты на блоки дизъюнктивными нарушениями как северо-восточного, так и северо-западного простирания. Таким образом, морфоструктурный план северо-восточной части полуострова, как, впрочем, и всей Таймырской складчатой области, контролируется сетью ортогональных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления.

Очертания береговой зоны северо-восточной окраины Таймырского п-ова часто определяются разрывами, частично переработаны эрозионными процессами. Отметим, что эта территория была подвержена многочисленным оледенениям и связанным с ними колебаниям уровня океана. Последняя регрессия относится к позднеплейстоценовому (сартанскому) времени [Шнейдер и др., 2013].

Как уже отмечено, большинство исследователей связывают активизацию тектонических процессов на Таймыре с раскрытием Евразийского бассейна, начало которого в регионе произошло в конце палеоцена, приблизительно 56 млн лет назад. Активизация тектонических движений в пределах северо-восточного Таймыра наступила несколько позже — в конце эоцена—начале олигоцена [Drachev et al., 2018].

Впоследствии Таймырский ороген неоднократно испытывал тектоническую активизацию, последняя из которых началась на рубеже среднего и позднего плейстоцена [Федоров и др., 2001].

В целом наблюдается нарастание интенсивности неотектонических процессов с юго-запада на северо-восток, что обусловлено приближением

к зоне спрединга хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана [Брянцева и др., 2019]. В этом же направлении повышаются тектоническая раздробленность Таймыра и высота горных сооружений. На востоке также довольно часто проявляется сейсмическая активность [Середкина, Козьмин, 2017], в то время как на западе она отмечена, но крайне редка [Гусев, 2015]. Северо-восточная часть Таймыра пространственно входит в Лено-Таймырскую зону землетрясений Арктико-Азиатского сейсмического пояса [Имаева и др., 2019]. Землетрясения приурочены преимущественно к



Рис. 6. Серия левых сдвигов Пясино-Фаддеевского надвига (врезка В на рис. 3). Космический снимок, Google maps

зоне Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома, относящегося к правому сдвигу и простирающегося в северо-восточном направлении, как и основные тектонические структуры Таймырской складчатой области. Как показано в представленной работе, смещения по древним разрывам этого направления также носят правосдвиговый характер, что указывает на суперпозицию современных процессов океанического рифтогенеза на более древнюю структуру Таймырской складчатой области.

Разрывные нарушения и зоны трещиноватости северо-западного направления, по-видимому, более молодые и, как правило, имеют левосдвиговую природу. Указанные дизъюнктивные нарушения секут разломные зоны северо-восточного простираения, смещение достигает нескольких километров.

Выводы. 1. Структурно-геоморфологический анализ северо-восточной части Таймырского п-ова позволил выделить новейшие структурные формы, а также ограничивающие их разрывные нарушения разного порядка. Северо-восточное простираение новейших структур согласуется с геологическим строением территории. Большинство разрывных нарушений, согласных с простираением складчатости, проявлено в рельефе.

2. Показано, что морфоструктурный план северо-восточной части полуострова, как, впро-

чем, и всей Таймырской складчатой области, контролируется сетью ортогональных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления.

3. Смещения по древним разрывам северо-восточного направления носят преимущественно правосдвиговый характер, что указывает на суперпозицию современных процессов океанического рифтогенеза в зоне спрединга хр. Гаккеля на более древнюю структуру Таймырской складчатой области.

4. Секущие разрывные нарушения и зоны трещиноватости северо-западного направления, по-видимому, более молодые. Указанные дизъюнктивные нарушения секут разломные зоны северо-восточного простираения, смещение достигает нескольких километров.

5. Нарастание интенсивности неотектонических процессов происходит в северо-восточном направлении, что обусловлено приближением к зоне спрединга хр. Гаккеля Северного Ледовитого океана. В этом же направлении повышаются тектоническая раздробленность Таймыра, высота горных сооружений, сейсмическая активность.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № AAAA-A16-116033010119-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. и др. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.

Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И. Новейшие структуры Западного Таймыра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 17–23.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Гусев Е.А. Неотектонические нарушения новейшего чехла в районе Енисейского залива Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 5–14.

Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Динамика рельефа и сейсмостектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника. 2019. № 5. С. 62–71.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 383 с.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Центральнo-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Мат-лы I Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2018. С. 352–356.

Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78

Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000) / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 128 с.

Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Сер. Таймырско-Североземельская. Лист S-48 — оз. Таймыр (восточная часть). Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.

Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 — Хатангский залив. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 275 с.

Проскурин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 — Тарей. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 534 с.

Самыгин С.Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18, № 1. С. 5–19.

Середкина А.И., Козьмин Б.М. Очаговые параметры Таймырского землетрясения 9 июня 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473, № 2. С. 2114–217.

Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большианов Д.Ю. Особенности режима современных тектонических движений

Центрального Таймыра // Изв. РГО. 2001. Т. 133, вып. 1. С. 76–81.

Шнейдер Г.В., Верецагин М.Ф., Кабаньков В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Сер. Таймырская. Лист Т-47 XXXIV, XXXV, XXXVI (р. Нижняя Таймыра). Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 133 с.

Drachev S.S., Mazur S., Campbell S. et al. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // J. Geodynamics. Vol. 119. URL: <https://www.researchgate.net/publication/323895673/> DOI: 10.1016/j.jog.2018.03.005.

Поступила в редакцию 06.11.2020

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 553.981/.982::551.462.32(571.6)

А.Д. Дзюбло¹, В.В. Сидоров², М..С. Зонн³, И.Г. Агаджанянц⁴

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОРДОВИКСКО-НИЖНЕФРАНСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА ШЕЛЬФА ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

*РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 119991, Москва, Ленинский пр-т, 65, корп. 1
ВНИГНИ, 105118, Москва, шоссе Энтузиастов, 36*

*Gubkin Russian State University of Oil and Gas, 119991, Leninsky Prospekt, 65, bd. 1
VNIGNI, 105118, Moscow, highway of Enthusiasts, 36*

Принципиально важный результат морских геологоразведочных работ — выявление нового нефтеносного района в восточной части Печороморского шельфа. Здесь открыты крупные нефтяные месторождения Приразломное, Варандей-море, Медынское-море, Долгинское. Разведанные запасы и ресурсы углеводородов (УВ) позволяют считать, что в недалеком будущем на шельфе Печорского моря будет сформирован новый нефтедобывающий район. Всего начальных сырьевых ресурсов нефти в Печорском море на Госбалансе числится 3273,2 млн т.

Основная задача работы заключалась в желании авторов привлечь внимание к проблеме ускорения темпа поисков перспективных объектов на шельфе Печорского моря и доразведки уже открытых залежей в ордовикско-нижнефранском нефтегазоносном мегакомплексе на территории Варандей-Адзвинской структурной зоны (ВАСЗ). Сложившаяся диспропорция между планами развития топливно-энергетического комплекса, его ресурсной обеспеченностью и темпом восполнения минерально-сырьевой базы углеводородного сырья (УВ) шельфа Печорского моря могут обернуться серьезными проблемами для энергетической безопасности страны.

Дальнейшее развитие крупного кластера нефтедобычи на шельфе Печорского моря связано прежде всего с поисками и освоением ресурсов УВ относительно глубокозалегающего нефтегазоносного преимущественно карбонатного ордовикско-нижнефранского мегакомплекса (МК) на территории шельфа ВАСЗ и прилегающих участков, особенно на месторождениях Приразломное и Медынское-море.

Ключевые слова: акватория, Печорское море, ордовикско-нижнефранский нефтегазоносный мегакомплекс, девон, силур, ресурсы углеводородов, риф, коллектор, нефть.

A fundamentally important result of offshore exploration is the identification of a new oil-bearing region in the eastern part of the Pechomorsk shelf. Large oil fields have been discovered here: Prirazlomnoye, Varandey-more, Medynskoye-more, Dolginskoye. The explored reserves and resources of hydrocarbons (HC) suggest that in the near future a new oil-producing region will be formed on the shelf of the Pechora Sea. According to the State Balance, the total initial raw oil resources in the Pechora Sea are 3273.2 million tons.

The main task of our work is the desire of the authors to draw attention to the problem of accelerating the pace of searches for promising objects on the shelf of the Pechora Sea and additional exploration of already discovered deposits in the Ordovician-Lower Fransk oil and gas megacomplex in the Varandey-Adzvin'skaya structural zone (VASZ). The prevailing disproportion between the plans for the development of the fuel and energy complex, its resource availability and the rate of replenishment of the hydrocarbon raw material base of the Pechora Sea shelf may turn into serious problems for the energy security of the country.

The further development of a large oil production cluster on the shelf of the Pechora Sea is primarily associated with the prospecting and development of hydrocarbon resources of the relatively deep-lying oil and gas bearing predominantly carbonate Ordovician-Lower Fransk megacomplex (MC) on the VASZ shelf and adjacent areas, especially at the Prirazlomnoye and Medynskoye-more fields.

Key words: water area, Pechora Sea, Ordovician-Lower Frasnian oil and gas megacomplex, Devonian, Silurian, hydrocarbon resources, reef, reservoir, oil.

Геолого-геофизическая изученность мегакомплекса (МК). Карбонатный ордовикско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс входит в состав ордовикско-нижнефранского МК [Мандель,

2005]. Он подразделяется еще на три нефтегазоносных подкомплекса: нижний ордовикский терригенный пестроцветный, средний карбонатный ордовикско-нижнедевонский и верхний среднеде-

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: dzyublo.a@gubkin.ru

² РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, профессор, канд. техн. н.; e-mail: sidorov.v.v@gubkin.ru

³ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: zonn@rambler.ru

⁴ ВНИГНИ, зав. сектором геологии и нефтегазоносности шельфа РФ; e-mail: agadzhanants@vnigni.ru

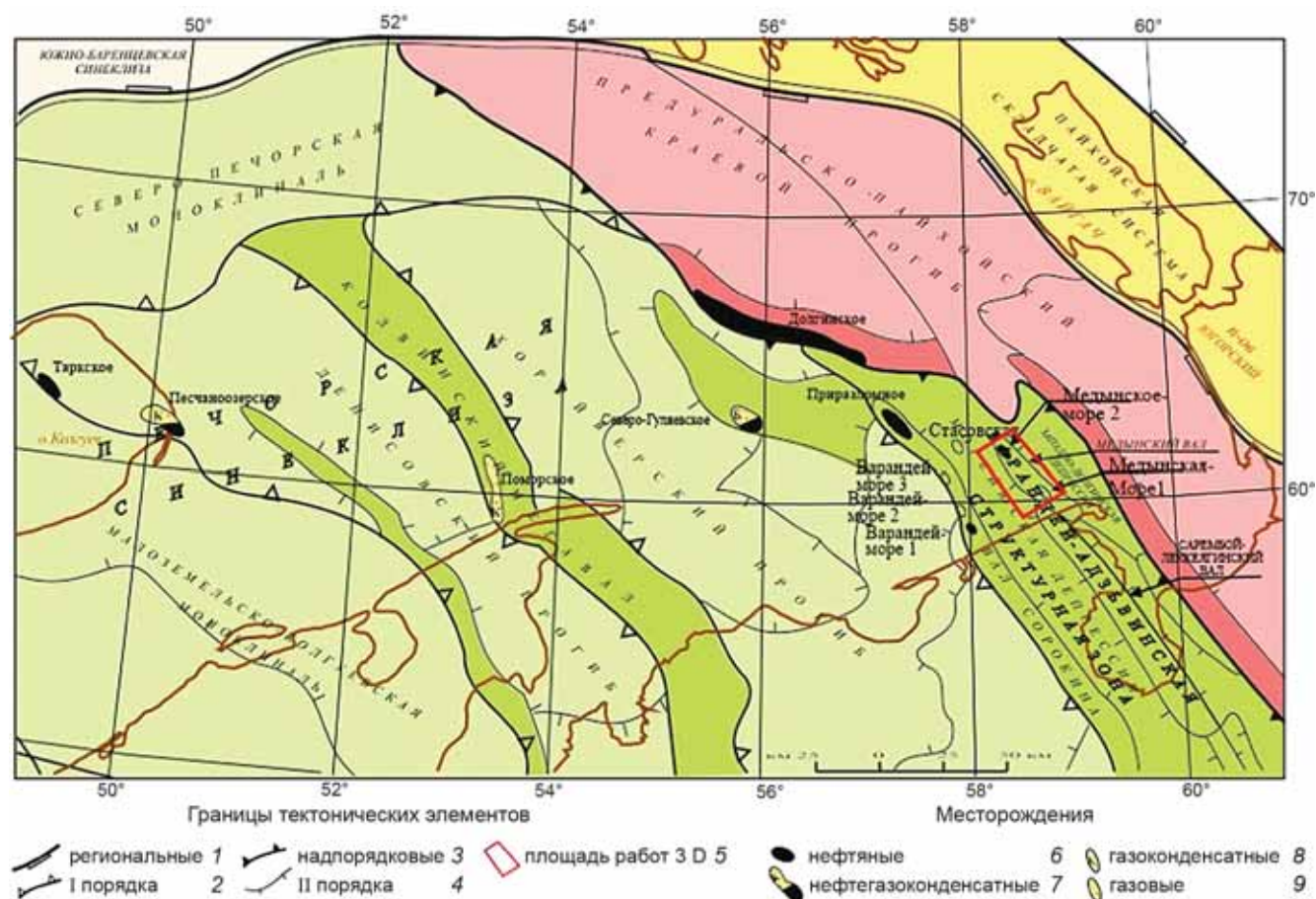


Рис. 1. Схема тектонического районирования северной части Тимано-Печорской провинции (СМНГ 2004 г.): 1–4 — границы тектонических элементов: 1 — разломы, 2 — I порядка, 3 — надпорядковые, 4 — II порядка, 5 — площадь работ 3D; 6 — нефтяные месторождения; 7 — нефтегазоконденсатные месторождения; 8 — газоконденсатные месторождения; 9 — газовые месторождения.

вонско-нижнефранский терригенный с девонской тиманско-саргаевской покрывкой (рис. 1, 2).

Отложения мегакомплекса широко распространены в пределах материковой части Тимано-Печорской провинции и акватории Печорского моря и залегают на глубине от 2 до 8 км. Толщина отложений акваториальной части МК превышает 1,5–3 км. Нижняя граница карбонатного МК трансгрессивная, разграничивает терригенные кембрийско-нижнеордовикские и карбонатные нижнеордовикские отложения. Верхней границей комплекса служат региональные предсредне-предпозднедевонские размывы.

Изученность отложений комплекса на шельфе ВАСЗ слабая, несмотря на то что первые упоминания о геологическом строении отдельных участков шельфа появились по результатам мелкомасштабных аэромагнитной и гравиметрической съемок в 1960–1962 гг. В 1977–1979 гг. в результате региональных профильных работ МОВ ОГТ в комплексе с набортной гравиметрией выявлена и околонтурна Приразломная антиклинальная складка. Выделены и прослежены отражающие горизонты в девонских, каменноугольных и триасовых отложениях [Ступакова, Кирюхина, 1998; Ступакова и др., 2016].

Приразломная структура была подготовлена к глубокому бурению в 1980–1982 гг. Поисковое бурение первой скважины и получение промышленного притока нефти из нижнепермско-среднекаменноугольных отложений состоялось в 1989 г. В 1992–1994 гг. пробурены разведочные скважины 2–5. Разведана залежь нефти в нижнепермско-среднекаменноугольных отложениях и опробованы нижележащие отложения нижнего карбона, верхнего и нижнего девона (одной скважиной, пробуренной до глубины 4503 м). Разрез этих перспективных отложений бурением на месторождении практически не изучен. В период с 1993 по 2004 г. на базе переинтерпретации материалов сейсморазведки 2D–3D уточнялось строение складки, оценена роль разрывных тектонических нарушений, выявлены предполагаемые рифовые ловушки в нижнедевонских и силурийских отложениях, подготовлены предложения на бурение следующих скважин. В последующие годы компанией ООО «Газпромнефть шельф» на Приразломной площади дополнительно выполнены по современной технологии сейсморазведочные 3D работы в объеме 627 км².

На Медынском участке по результатам комплексной интерпретации данных бурения четырех

Особенности стратиграфии палеозойских толщ, вскрытых бурением на структуре Медынское-море 2, можно лучше представить на фоне известных закономерностей строения осадочного чехла и литофациальной изменчивости палеозойских отложений в северной части Варандей-Адзвинской структурной зоны [Меннер, 1989].

В южной части структурной зоны и на севере в районах продолжения ВАСЗ в пределах акватории Печорского моря мощность палеозойских комплексов уменьшается как за счет их конседиментационного сокращения, так и за счет все более глубокого предпозднедевонского и других размывов (рис. 2). В северном направлении проявляется и значительная литофациальная изменчивость ряда стратиграфических горизонтов.

Корреляция силурийских разрезов и разделение их на ярусы и региональные горизонты проведена по диаграммам ГИС с учетом немногочисленных палеонтологических данных и главным образом на основе сравнения с обнажениями на о-ве Долгий, на грядях Чернова и Чернышова и лучше изученными разрезами в более южных районах и по скважинам 2 и 3 Медынское-море. Крупные несогласия или стратиграфические перерывы внутри силурийской системы не выявлены. Исключение составляет лишь сокращение мощности лудловского яруса верхнего силура на Паханческой площади (рис. 2).

Силурийские отложения вскрыты Паханческой скважиной в интервале глубины 3989–4417 м. По каротажной характеристике они разделены (снизу вверх по разрезу) на три толщ, охватывающие суммарный интервал верхов лландоверийского, венлокского, лудловского и пржидольского ярусов.

Нижняя толща вскрыта в интервале 4417–4257 м, вскрытая мощность 160 м охарактеризована керном. Она сложена известняками серыми, слоистыми, микрокристаллическими, микрогустковыми и микрокомковатыми, местами неравномерно перекристаллизованными, изредка пятнисто доломитизированными. Часто встречаются слои, содержащие остатки строматопоров, брахиопод, остракод и криноидей, отмечены строматолиты. Для нижней части толщи характерны слои обломочных известняков (грейнстоуны), которые могут указывать на присутствие в разрезе строматопоровых и водорослевых биостромов.

Средняя толща вскрыта в интервале 4257–4072 м (мощность 185 м), охарактеризована керном в нижней части. Она отличается от нижней более высокими фоновыми значениями ГК, т.е. большей глинистостью. В разрезе толщи ритмично чередуются пачки и пласты слабо- и более сильно глинистых известняков. В последних отмечены пласты мергелей мощностью до 2–3 м. Известняки преимущественно темно-серые, микрокристаллические, микрогустковые, с остатками брахиопод, множеством остракод,

криноидей, иногда со строматопорами и табулятами, встречаются строматолиты. Отмечены пласты осадочных брекчий, слои с ходами илоедов (узорчатые известняки). Доломитизация слабая. У кровли толщи в шлифах отмечена алевритовая примесь кварцевых зерен.

Верхняя толща вскрыта в интервале 4072–3989 м (мощность 83 м), охарактеризована керном в верхней части. От нижележащих толщ отличается резким увеличением общей глинистости, фиксируемой по кривой ГК. Из основания толщи в керне подняты карбонатные конгломераты и брекчий, переслаивающиеся с карбонатно-глинистыми породами. Выше преобладают известняки серые и темно-серые, тонкослоистые, часто с характерным желваковым или комковатым строением.

Присутствуют интервалы тонкого переслаивания карбонатных и карбонатно-глинистых слоев, нередко отмечена перемятость пород. Из остатков организмов чаще встречаются брахиоподы и криноидеи. Глинистая и алевритовая примесь постоянно присутствует в породах. Глинистое вещество имеет гидрослюдистый состав.

По современным представлениям гребенской горизонт охватывает верхнюю часть лудловского и пржидольский ярус верхнего силура. Небольшая мощность гребенского горизонта в разрезе Паханческой скважины, возможно, объясняется размывом отложений верхней части горизонта (преимущественно его пржидольской части). Датировка силурийских толщ сделана по сопоставлению с разрезами Северо-Чернореченской, Варктнавской и Оленьей площадей на суше.

Карбонатные отложения имеют предположительно силурийский возраст, залегают в самой нижней части разреза, вскрытого скв. 2, 4 на структуре ММ2. Положение в разрезе, каротажные характеристики, групповой состав остатков организмов, определения брахиопод, петрографические особенности пород, слабая доломитизация известняков, наконец, вскрытая мощность толщи позволили стратифицировать их как верхнесилурийские отложения, предположительно пржидольского яруса.

В скв. 4 ММ2 в интервале 3785–3980 м вскрыты верхнесилурийские отложения пржидольского яруса гребенского горизонта, представленные преимущественно глинистыми известняками. Толща известняков гребенского горизонта по данным ГИС условно разделена на три пачки снизу вверх в следующих интервалах (м): 3980–3954, 3954–3866, 3866–3785 соответственно. Нижняя пачка более глинистая. Известняки органогенно-обломочные, неравномерно доломитизированные.

Отложения, вскрытые в интервале 3530–3212 м в скв. ММ2, отнесены к гердьюскому и гребенскому горизонтам (лудловский и пржидольский ярусы) верхнего силура. По данным ГИС весь интервал разделен на две части.

Нижняя часть (глубина 3530–3390 м) характеризуется низкими значениями ГК, безглинистым составом слагающих ее карбонатных пород. Керн из интервала 3465–3492 м представлен серыми, пятнистыми, полосчатыми и линзовидно-слоистыми известняками. Пятнистость определяется присутствием двух основных разновидностей пород. Первая разновидность — светлые органично-обломочные известняки с раковинами остракод, гастропод, двухстворок, реже брахиопод, немногочисленными остатками иглокожих и мшанок. Остатки сцементированы микрогустковым и микрокристаллическим, мелкокристаллическим кальцитом. Вторая разновидность — известняки темно-серые, преимущественно микрокристаллические, иногда с тонкими карбонатно-глинистыми пропластками и небольшой алевритовой примесью кварца.

В целом в изученном интервале не встречены относительно высокеемкие породы коллекторов вследствие специфических первичных особенностей пород, перекристаллизации совместно с уплотнением пород и наличием глинистой примеси. Отдельные маломощные пропластки содержат порово-трещинный низкоемкий коллектор.

Фациально-палеогеографическими исследованиями [Танинская, 2010] силурийской эпохи установлено развитие обширной трансгрессии и существование обширного мелководного шельфа с обстановками нижней и верхней сублиторали с биогенной карбонатной седиментацией на территории шельфа палеоморя глубиной 10–20 м с одиночными биогермами и биостромами кораллов, мшанок, строматопороидей, водорослей на восток от границ Большеземельского палеосвода. Размеры построек также эволюционировали в течение силура от 30–60 м (иногда 150) до 5–15 м в северо-восточной части Хорейверской впадины. В конце пржедольского века началось обмеление бассейна и увеличение площади суши, в том числе островной, на территории Хорейверской впадины.

Среди основных рифостроителей в позднем ордовике и силуре преобладали водоросли, часто образующие так называемые иловые холмы. Важнейшими строителями были водоросли цианеи, зеленые и красные водоросли и гидроидные. В этих условиях обитали мшанки, строматопороидеи, табуляты и некоторые ругозы, но они не имели каркасообразующего значения. Только в венлокское время раннего силура началось формирование каркасных построек [Кузнецов, 2003] — биогермов и рифов.

Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений. С девонской системой связаны важнейшие продуктивные горизонты Варандей-Адзвинской структурной зоны, поэтому изменчивость разрезов заслуживает более детального рассмотрения. В составе нижнего девона уста-

новлено распространение отложений лохковского, пражского и эмского ярусов (рис. 2, 3).

Однако повсеместно распространены лишь отложения лохковского яруса, а толщи пражского и эмского ярусов сохранились от предпозднедевонского размыва преимущественно в субширотной полосе в центральной части ВАСЗ, протягивающейся на восток от Варандейской площади и включающей участки Приразломной, Медынской, Тобойской, Мядсейской, Перевозной, Усть-Талотинской, Междуреченской, Западно-Лекейгинской площадей.

Лохковский ярус подразделен на нижний — овинпармский (D_1l op, хатаяхинская свита) и верхний — сотчемкыртинский (D_1l sk, торавейская свита) горизонты.

Хатаяхинская свита залегает согласно на отложениях верхнего силура, представлена морскими глинисто-карбонатными отложениями. По соотношению глинистых и карбонатных пластов разрез свиты разделен на 4 пачки (нумерация снизу вверх по разрезу). Наибольшей глинистостью отличаются пачки I и III. Карбонатные пласты пачки II получили буквенную индексацию. В северном направлении возрастает общая глинистость разрезов, безглинистые пласты карбонатных пород сохраняются лишь в пачке II. Они продуктивны на Медынской, Перевозной, Тобойской, Мядсейской, Наульской площадях, где получили индексы А, Б, В, Г, Д (сверху вниз по разрезу пачки). Зональной покрывкой (рис. 2) для залежей в малоемких коллекторах служит глинистая пачка III, иногда, как в южных районах зоны, единственная компетентная покрывка представлена региональной глинистой толщей тиманского и саргаевского горизонтов верхнего девона.

Продуктивные пласты пачки II с более высокими коллекторскими свойствами характерны для соседних месторождений Хорейверской впадины (месторождения имени Титова, имени Р. Требса), где хатаяхинская свита с размывом перекрыта отложениями тиманского горизонта верхнего девона. Торавейская свита состоит из двух пачек: нижней глинисто-карбонатной, сложенной переслаиванием аргиллитов и доломитов, и верхней ангидрито-доломитовой [Агаджанянц и др., 1999; Дзюбло, 2010, 2018].

По сейсморазведочным данным отложения лохковского яруса прослеживаются из районов суши в акваториальное продолжение ВАСЗ и вскрыты бурением на месторождениях Медынского-море и Приразломное. В этих разрезах сохраняется тенденция к увеличению глинистости толщ, а в ангидритодоломитовой пачке уменьшается количество сульфатных пластов.

В скв. 5 на Приразломной структуре разрез нижнего девона стратифицирован на литологические пачки условно, ввиду отсутствия определений фауны и спорово-пыльцевых комплексов. Нижняя

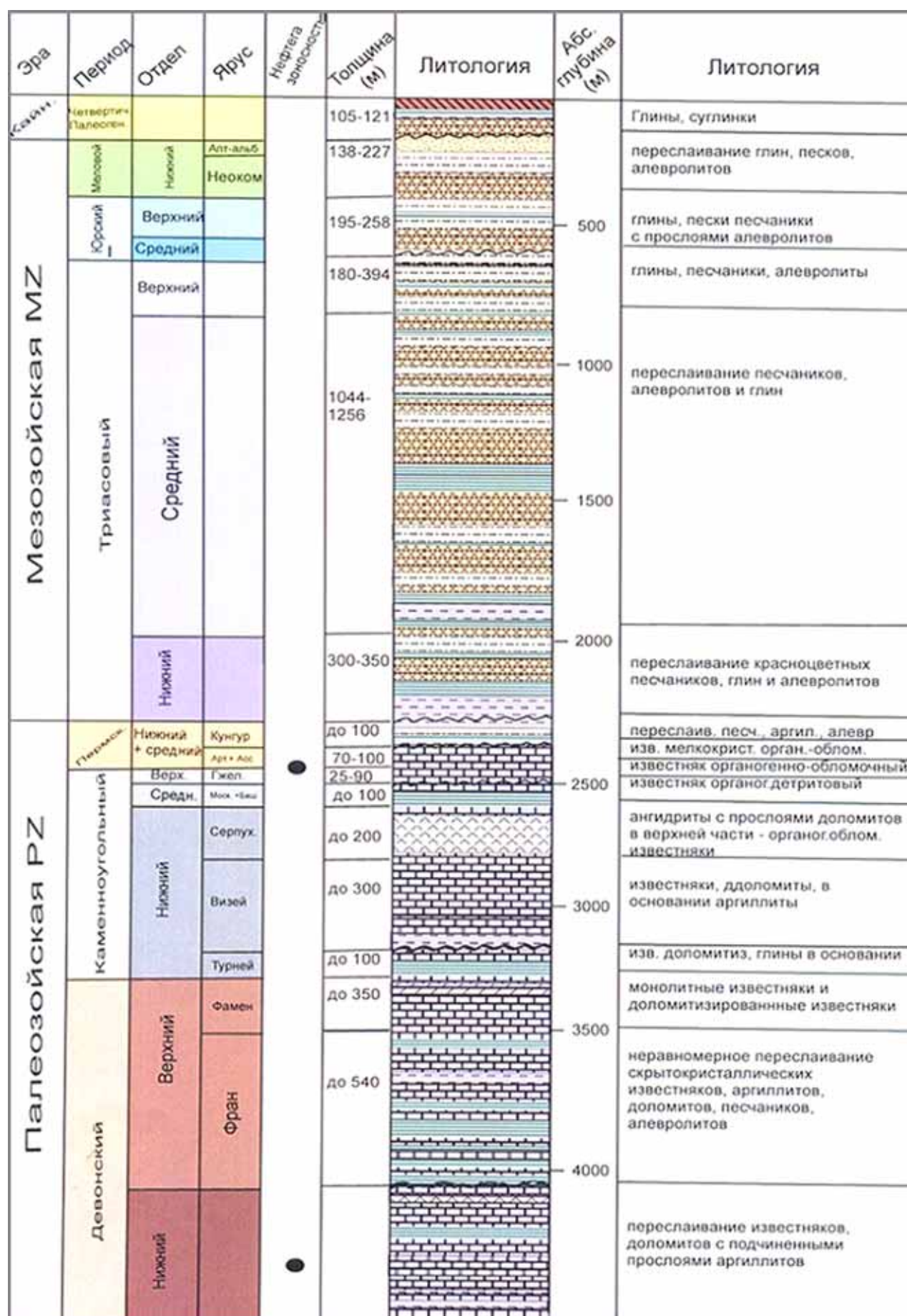


Рис. 3. Литолого-стратиграфический разрез месторождения Приразломное

пачка (4463–4389 м) глинисто-карбонатного состава сложена переслаиванием маломощных пластов известняков белых, кремовых, с прослоями серых глин, массивных, с включениями пирита. Толща условно отнесена к I и II пачкам низов овинпармского горизонта лохковского яруса.

Нижний отдел девона, представленный лохковским ярусом, вскрыт в скв. 2 и 4 на ММ2 и в скв. 3 на ММ1.

В скв. 4 ММ2 отложения лохковского яруса овинпармского горизонта выделены в интервале глубины 3785–3391 м, мощность 394 м.

В скв. 2 ММ2 нижедевонские отложения выделены в интервале 3212–2762 м. Обоснованием для выделения нижедевонских толщ послужило сравнение диаграмм ГИС и строение разреза в скв. 2 Медынская-суша, где выделение горизонтов и свит нижнего девона проведено на основе сравнения с палеонтологически охарактеризованными разрезами площадей на юге Варандей-Адзвинской зоны и Хорейверской впадины.

В скв. 2 ММ2 нижняя и верхняя части хатаяхинской свиты сильноглинистые, а в средней, в основном, вероятно, соответствующей пачке II, присутствует несколько (до 5) безглинистых карбонатных пластов мощностью 4–8 м. В аналогичном пласте мощностью 8 м на Тобойском месторождении открыта залежь при испытании совместно с пластом Г. Пласт Г в скв. 2 ММ-2 в интервале 3127–3120 м мощностью 7 м сложен известняком тонкокристаллическим, массивным, доломитизированным.

На Мядсейском и Перевозном месторождениях из пласта получен незначительный приток разгазированной нефти. Пласт В в интервале 3113–3099 м мощностью 14 м представлен известняком органогенно-детритовым, массивным, доломитизированным. В скв. 6 Перевозного месторождения из пласта Г получен приток нефти дебитом $4 \text{ м}^3/\text{сут}$ при аномально высоком пластовом давлении (АВПД), превышающем гидростатическое в 1,9 раза. Пласты Г и В разделены пластом аргиллита, алевролита с включениями мергеля и доломита. Пласт Б в интервале 3093–3078 м толщиной 15 м сложен щебнем сильноизвестковистого доломита и карбонатной брекчией доломитизированного известняка, охарактеризован керном.

В целом породы Перевозного месторождения характеризуются сложной пустотной системой, которая представляет собой чередование трещинно-порового коллектора в основании интервала 3090,8–3090,65 м (отбор керна с поровым коллектором в интервале 3090,4–3089,4 м) и трещинно-порового коллектора на глубине 3088,52 м. Затем их сменяют каверново-поровый коллектор (глубина 3088,3 м) и трещинно-поровый (3084,9–3084,15 м). Таким образом, пустотная система нижедевонских доломитов сложная, комбинированная, с преобладанием на отдельных участках

пластов коллекторов тех или иных сочетаний типов пустотного пространства. При испытании пласта Б в колонне в интервале 3080–3089 м получен приток нефти дебитом $612 \text{ м}^3/\text{сут}$. Пласт А в интервале 3061–3037 м толщиной 24 м сложен известняками с пропластками аргиллитов и алевролитов.

В скв. 3 ММ1 отложения лохковского яруса вскрыты в интервале 4270–3029 м и представлены толщами овинпармского и сотчемкыртинского региональных горизонтов. Овинпармскому горизонту соответствует глинисто-карбонатная хатаяхинская свита. Граница с силуром не вскрыта. По диаграмме ГИС мощность пачек составляет: вскрытая мощность пачки II — 116 м (4154–4270 м), пачки III — 119 м (4035–4154 м), пачки IV — 99 м (4035–3936 м).

Сотчемкыртинскому горизонту соответствует торавейская свита, состоящая из двух пачек — нижней терригенно-карбонатной и верхней ангидрито-доломитовой.

Скважиной 3 ММ1 торавейская свита вскрыта в интервале 3936–3424 м. Нижняя граница свиты на диаграммах ГИС нечеткая, но благодаря более сильной глинистости терригенно-карбонатная пачка торавейской свиты в целом достаточно надежно отличается от IV пачки хатаяхинской свиты.

Верхняя граница торавейской свиты с вышележащей наульской свитой проводится по резкому и значительному увеличению глинистости разреза. Терригенно-карбонатная пачка торавейской свиты, как и в разрезах соседних скважин, сложена частым переслаиванием сероцветных аргиллитов, доломитовых мергелей и доломитов, причем среди доломитов присутствуют не только вторичные, но и седиментационные разновидности. Мощность пачки 86 м (3937–3851 м). Ее мощность больше в соседних разрезах. Граница пачки с ангидрито-доломитовой пачкой на диаграммах ГИС проводится по резкому снижению гамма-активности и глинистости пород.

Ангидрито-доломитовая пачка сложена ритмичным переслаиванием пластов сероцветных ангидритов, доломитов с подчиненными пластами доломитовых мергелей.

Отнесение торавейской свиты к верхней части лохковского яруса основано на достоверных аналогиях с разрезами на суше в северной части Тимано-Печорской провинции. Палеогеографические условия осадконакопления лохковского века характеризуются широким распространением обстановок верхней сублиторали на исследованной территории, связанных с кратковременным подъемом уровня моря в раннелохковское время [Танинская, 2010]. В позднелохковское время сократились территории мелководного морского шельфа, ее сменили обстановки супралиторали и прибрежной себхи с карбонатно-сульфатным типом осадконакопления. На запад и юго-запад

от исследуемой территории увеличилась площадь областей денудации.

Осадконакопление в пражский век происходило в условиях аридного климата и обмеления литоральной зоны моря, а в позднепражское время — в условиях наступления супралиторальных лагунно-себховых обстановок с сульфатно-терригенным осадконакоплением.

Отложения эмского яруса нижнего девона условно выявлены в разрезах скв. 4 и 3 на структурах Медынское-море, сопоставляемых с разрезами Перевозного, Тобойского месторождений как варандейская свита (рис. 2). В разрезе скв. 4 ММ2 отложения залегают в интервале 2945–2792 м мощностью 153 м, в скв. 3 ММ1 — в интервале 3238–3029 м мощностью 209 м. В составе толщи в скв. 4 ММ2 выделены снизу вверх три пачки: нижняя (в интервале 2945–2880 м, мощность 65 м) терригенная, сложенная аргиллитами с редкими тонкими прослоями кварцевых песчаников и алевролитов; средняя (в интервале 2880–2809 м, мощность 71 м) терригенно-сульфатная и верхняя (в интервале 2809–2792 м, мощность 17 м) доломитово-глинистая. Отложения эмского яруса условно выделены в скв. 3 ММ1 в интервале 3238–3029 м, толщина 209 м. Сложены аргиллитами с редкими тонкими прослоями кварцевых алевролитов, известняков, доломитов, с прослоями ангидритов, которые накапливались в условиях литорали и супралиторали, временами себхи. Глинистые породы варандейской свиты служат покрывкой для залежей нефти в песчаниково-алевролитовом пласте верхов наульской свиты.

К эйфельскому ярусу среднего девона условно отнесена терригенно-карбонатная толща, вскрытая скв. 3 ММ1 в интервале 3029–2952 м мощностью 77 м. Отложения среднего девона имеют ограниченное распространение на изученной территории. Они представлены в разрезах Перевозного, Мядсейского, Западно-Лекейягинского месторождений, а на двух последних содержат небольшие залежи в толще переслаивания аргиллитов, алевролитов и кварцевых песчаников.

На основе комплексных исследований керна, отобранного из разреза овинпармского горизонта нижнего девона в северной части ВАСЗ на Тобойском и Перевозном месторождениях, и с использованием результатов работ по древним отложениям Восточной Сибири [Кузнецов, Журавлева, 2014] изучены мелководные литоральные и сублиторальные отложения и выделен особый тип отложений под названием тайдалиты (Tidal), — специфические отложения палеозойских водоемов. Литоральные и сублиторальные отложения карбонатного состава характеризуются преимущественно микрозернистой, реже тонкозернистой структурой со следами биотурбаций, перерывов и широким развитием микробиальных матов и биопленок глинисто-карбонатного состава.

Для разных литотипов пород овинпармского горизонта характерно пустотное пространство преимущественно трещинно-порового типа с анизотропией проницаемости, присущей литоральным и сублиторальным отложениям, когда низкая проницаемость перпендикулярна слоистости, а относительно высокая — параллельна слоистости.

Проведенные исследования имеют важное значение для последующей оценки коллекторского потенциала пород, поскольку установлена цикличность процесса осадконакопления пород ордовикско-нижнедевонского комплекса, а также широкое распространение условий литорали и супралиторали, в которых формировались породы типа тайдалитов; начиная со среднего ордовика до среднего девона на изученной территории предположительно до 40% пород приходится на долю тайдалитов.

Ресурсы и объекты разведки в изученном мегакомплексе. На Приразломном нефтяном месторождении с морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП) «Приразломная» с 2013 г. ведется промышленная эксплуатация. В 2019 г. добыча составила 3,1 млн т. Извлекаемые запасы нефти на 01.01.2020 г. по категории B_1 составили 47 956 тыс. т, по категории B_2 — 21 297 тыс. т.

Запасы нефти на Госбалансе по горизонту III–IV (D_3-S) по категории C_3 составляют 74 658 млн т, а извлекаемые при коэффициенте извлечения нефти (КИН) 0,3 равны 22 409 тыс. т. В карбонатном комплексе (риф) в районе скв. 5 (D_1-S) балансовые запасы нефти по категории C_3 составляют 17 397 тыс. т, а извлекаемые запасы нефти категории C_3 — 5219 тыс. т.

В рифоподобной терригенной постройке (D_3) в подгазовой зоне месторождения по категории запасов C_3 и при коэффициенте извлечения нефти 0,35 балансовые запасы оцениваются в 58 971 тыс. т, извлекаемые запасы — 20 640 тыс. т.

Недропользователь ООО «Газпромнефть шельф» — владелец лицензии, планирует доразведку нижнепермско-каменноугольной залежи Приразломного месторождения и поиск новых залежей в нижележащих девонских и силурийских отложениях.

Согласно проекту доразведки Приразломного месторождения ООО «ВНИИГАЗ» (2006) прогнозируется нефтеносность нижнедевонских и силурийских отложений. С целью выявления залежей предлагалось бурение на девон и силур двух поисковых скважин до глубины 4700 м. Планируемый прирост запасов нефти по нижнедевонским–силурийским отложениям по категориям C_1+C_2 (геологические/извлекаемые) — 40,9–4,5 млн т (рис. 4).

Проект доразведки основан на результатах обработки материалов сейсмических работ 2D–3D. По отражающему горизонту III_1I^1 в кровле карбонатной толщи лохковского яруса нижнего девона Приразломная антиклинальная складка имеет

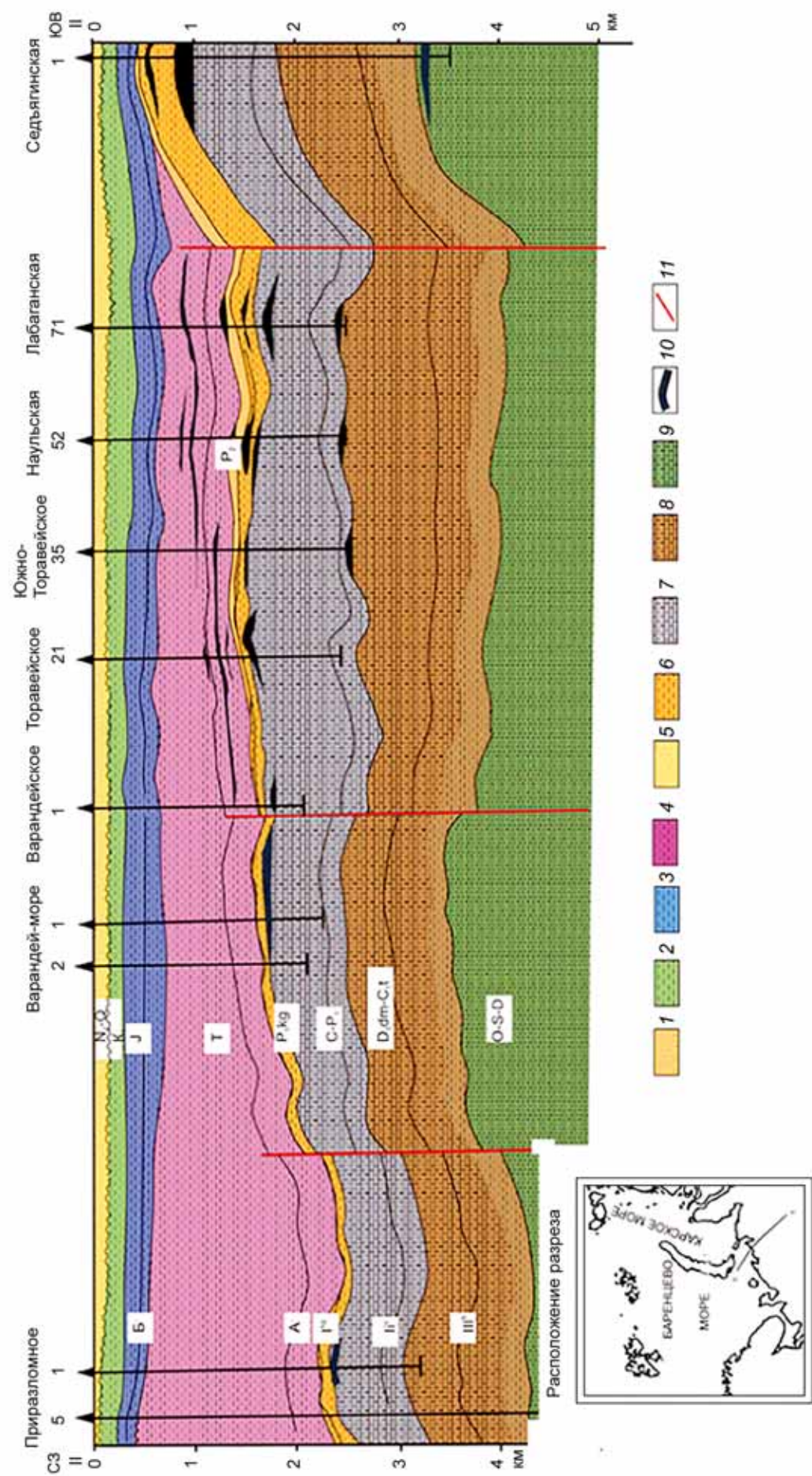


Рис. 4. Приазловское месторождение. Геологический разрез вдоль простирания вала Сорокина. Отложения: 1 – неоген-четвертичные; 2 – мезозойские; 3 – юрские; 4 – триасовые; 5 – верхняя перми; 6 – нижняя перми (кунгур); 7 – пермо-карбона; 8 – девона; 9 – ордовика-нижнего девона; 10 – залежи углеводородов; 11 – разломы

сложное блоковое строение. Блоки, сформированные серией разрывных нарушений северо-западного простирания, ступенчато погружаются с северо-запада на юго-восток от 4150 до 4350–4400 м. Общее замыкание структуры происходит по изогипсе –4450 м. Размеры структуры 11,2 x 2,6 км, амплитуда около 300 м. Максимальная амплитуда вертикального смещения по сбрасывателю отмечена в северо-западной части складки и составляет 250–300 м.

По отражающему горизонту III-IV, приуроченному к кровле терригенной пачки, подстилающей карбонаты нижнего девона, Приразломная антиклинальная складка разбита серией разрывных нарушений на отдельные блоки. Наиболее гипсометрически приподнятое положение (отметка –4400 м) отмечено в северо-западной части структуры. Общее замыкание структуры происходит по изогипсе –4700 м. Размеры структуры 11,5 x 2,2 км, амплитуда около 300 м. Максимальная амплитуда вертикального смещения по сбрасывателю выявлена в северо-западной части складки и составляет 150–200 м.

Многочисленные малоамплитудные сбросы и надвиги, осложняющие структуру, создают зоны повышенной трещиноватости. Перспективный рифовый объект по данным сейсморазведки выделен на 80–100 м ниже забоя скв. 5. Он расположен ниже отражающего горизонта (ОГ) III и D₁, подошва тела рифа выделена ниже ОГ III-IV (S-D₁).

Месторождение Медыньское-море находится на стадии доразведки. Извлекаемые запасы нефти по категориям C₁+C₂ составляют 97,3 млн т. В основной залежи нижнепермского–каменноугольного возраста сосредоточено 96% выявленных запасов нефти.

В пределах северо-западного блока месторождения по данным испытания скв. 4 MM2 в отложениях верхнего силура открыта пластово-сводовая залежь нефти. В интервале 3785–3805 после СКО получен приток легкой нефти с плотностью 0,83 г/см³ и дебитом 4,67 м³/сут. По результатам ГИС в скв. 2 MM2 также прогнозируется нефтяная залежь. Предполагается, что в случае наличия единой залежи ее площадь составит до 20 км².

По данным сейсморазведки в современном структурном плане локальные поднятия месторождения Медыньское-море представляют собой приразрывные постседиментационные линейные складки сжатия, приуроченные пространственно к восточному борту Мореюской депрессии. Их строение определяется наличием двух основных типов нарушений: взбросо-надвига с северо-восточным падением плоскости сместителя и антитического ему взброса со встречной юго-западной плоскостью падения сместителя. Эти нарушения выражены по силурийско-триасовой части разреза и пересекают Медыньский вал в направлении с северо-запада на юго-восток субпараллельно одно-

другому. Крылья складок нарушены разрывными нарушениями по отложениям от силура до триаса. Наибольшая амплитуда горизонтального перекрытия основного взбросо-надвига отмечена по подошве нижнего девона и составляет 700–800 м. Величина вертикального смещения изменяется от 250–350 м (MM2) до 50–70 м (MM1).

В толще МК выявлено 6 залежей: залежи D₁-А и D₁-Б в карбонатах овинпармского горизонта лоховского яруса нижнего девона в центральном блоке структуры MM2; залежь D₁ в карбонатах гребенского горизонта пржидольского яруса верхнего силура в центральном блоке структуры MM2; залежи D₁-А и D₁-Б в карбонатах овинпармского горизонта лоховского яруса нижнего девона на северо-западном блоке структуры MM2; залежь D₁ в карбонатах гребенского горизонта пржидольского яруса верхнего силура в северо-западном блоке структуры MM2 (рис. 5).

Структуры MM1 и MM2 представляют собой антиклинальные складки сжатия между двумя плоскостями встречных взбросов, веерообразно расходящихся снизу вверх. Такая тектоническая позиция определила увеличение ширины поднятий. На северной периклинали структуры MM2 выявлено осложнение локальной структурой (№ 2а) сжатия. Структура наиболее контрастна по кровле S-D₁ор.

Поисково-оценочные работы на месторождении ведет владелец лицензии ЗАО «Арктикшельф-нефтегаз». Целевое назначение геологоразведочных работ — выявление залежей УВ в девонских и верхнесилурийских отложениях.

В настоящее время ЗАО «Арктикшельф-нефтегаз» осуществляет бурение на подготовленной сейсморазведкой 3D Мадагаской структуре, расположенной на Варандей-Медыньском участке. Бурение ведется с берега о. Песякова наклонно направленной скважиной на отложения нижней перми (P₁a+s), девона-верхнего силура. Ожидаемый прирост запасов нефти в силуре до 1,5 млн т.

Выводы. 1. Приведенные выше данные убедительно показывают как основные общие черты объектов на изученной территории, так и их различия. Общие закономерности строения отложений МК от среднего ордовика до нижнего девона на исследованной территории следующие: цикличность осадконакопления и формирования коллекторских толщ и покрышек; последовательная смена моделей седиментации от гумидной карбонатной рампы в среднем ордовике до аридной и гумидной карбонатной платформы с широкой литоральной зоной в силуре–нижнем девоне; тектоническая природа антиклинальных складок сжатия с широким развитием элементов разрывной тектоники как элементов, формирующих типы залежей и их местоположение на структурах и трещинную составляющую коллекторов; существование относительно устойчивых биоценозов с преобладанием

водорослей, обеспечивших формирование одиноких биогермных построек; пустотная система нижнедевонских карбонатов — сложная, комбинированная поровая, кавернозная, трещинная емкость, с преобладанием на отдельных участках пластов коллекторов тех или иных сочетаний типов пустотного пространства, с преобладанием тектонически экранированных ловушек сводового типа. Формирование залежей происходило за счет реализации их собственного нефтегазогенерационного потенциала в связи с малой вероятностью перетоков из более молодых отложений, наличием в МК собственных нефтепроизводящих толщ в благоприятных термодинамических условиях преобразования ОВ.

2. Различия перспективных объектов поисков и разведки залежей УВ изученной территории заключаются в строении регионального резервуара ордовикского—нижнефранского МК и степени изученности объектов сейсмикой, глубоким бурением, в методах и результатах обработки полевых материалов. На Приразломной структуре МК имеет сокращенный объем по сравнению со

структурами Медыньское-море за счет сокращенной толщины ангидритово-доломитовой пачки сотчемкыртинского горизонта нижнего девона, а также из-за отсутствия отложений пражского и эмского ярусов и сокращенной мощности нижнефранской региональной покрывки за счет предпозднедевонского размыва.

3. В результате анализа геолого-геофизической информации по объектам Печорского моря предлагается продолжить поисково-оценочное бурение на структурах Полярная, Паханчская, Папанинская, Саханинская, Русская, Южно-Русская и доразведку на месторождениях Приразломное и Медыньское-море.

4. Освоение перспективных на нефть объектов силурийско-девонского возраста Приразломного месторождения необходимо продолжить после проведения геологоразведочных работ и обоснования запасов УВ промышленных категорий. В дальнейшем это даст синергетический эффект, возникающий от эксплуатации ниже лежащих залежей и добычи дополнительной продукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанянц И.Г., Дзюбло А.Д., Зонн М.С., Таныгин И.А. Характеристика, распространение и генезис коллекторов палеозойских отложений юго-восточной части Печорского моря // Тр. 4-й Междунар. конференции РАО'99. СПб., 1999. С. 219–222.

Дзюбло А.Д. Коллекторский потенциал рифогенных палеозойских отложений юго-восточной части Печорского моря // Газовая промышленность. 2008. № 6. С. 62–65.

Дзюбло А.Д. Нефтегазоносность и геолого-геофизические модели шельфа Российской Арктики и Дальнего Востока: Учебное пособие. М.: Российский гос. ун-т нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2018. 235 с.

Журавлева Л.М. Литология и типы пустотного пространства карбонатных отложений овинпармского горизонта (Варандей-Адзвинская зона Тимано-Печорской НГП): Автореф. канд. дисс. М., 2014.

Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Пустотное пространство карбонатных тайдалитов — палеоклиматический аспект // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 4. С. 351–363.

Мандель К.А. Нефтегазоносность и перспективы освоения северной части Тимано-Печорской провинции (Печорское море): Автореф. канд. дисс. СПб., 2005.

Меннер В.В. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.

Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Развитие Тимано-Печорского осадочного бассейна и размещение в нем нефти и газа // Ломоносовские чтения. МГУ, 1998. С. 67–75.

Ступакова А.В., Суслова А.А., Сауткин Р.С. и др. Перспективы открытия новых месторождений в пределах арктического шельфа // Вести газовой науки. 2016. № 4(28). С. 154–164.

Танинская Н.В. Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонском комплексе // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5, № 4. С. 1–29.

Федоровский Ю.Ф., Захаров Е.В., Хоштария В.Н., Исаева В.В. Геологоразведочные работы в восточной прибортовой части Баренцева моря могут обеспечить создание нового нефтедобывающего района на Российском шельфе // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 12. С. 4–9.

Хоштария В.Н. Стратегия и тактика проведения поисково-оценочных работ на девонские отложения в транзитной зоне северо-восточной части Хорейверской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 2.

Поступила в редакцию 01.03.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 553.048: 550.8.05

Н.Н. Игнатьев¹, А.Х. Богомолов²**РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕХАНИЧЕСКОГО КАРОТАЖА
ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ОЛОНЬ-ШИБИРСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

При добыче угля подробная геологическая информация о строении угленосной толщи и качестве пластов угля позволяет минимизировать риски, связанные с осложняющими горно-геологическими факторами и изменением качественных характеристик угля. Рассмотрен опыт применения метода механического каротажа в качестве экспресс-метода эксплуатационной разведки на Олонь-Шибирском каменноугольном месторождении. Данные механического каротажа сопоставляли с данными опробования керна и геофизического исследования скважин. В результате выделены критерии для расчленения угленосной толщи месторождения на литотипы. По этим критериям можно выделить общую закономерность для рассматриваемой угленосной толщи: при уменьшении размерности зерен, слагающих породу, увеличивается скорость бурения, с увеличением содержания органического вещества в породе скорость бурения также растет, максимальной скоростью бурения характеризуются угольные пласты. Скорость бурения — определяющий параметр, другие же параметры бурения дополняют ее показания в случае неоднозначности при дешифрировании графика. Для угольных пластов определена зависимость скорости бурения от зольности пласта. При этом наиболее корректно зависимость подходит для пластов мощностью более 1 м. На основе данных эксплуатационной разведки с использованием механического каротажа для некоторых участков выяснена морфология угольных пластов, а также сложность их строения и зольность, что позволило уточнить запасы и качество по геологическим блокам. При итоговом сравнении подтвердилось увеличение точности подсчета с применением метода механического каротажа. Практическая значимость результатов исследования заключается в улучшении качества эксплуатационной разведки на месторождении при снижении затрат.

Ключевые слова: бескерновое бурение, механический каротаж, уголь, определение зольности, эксплуатационная разведка, добыча угля.

Mining coal requires detailed geological information about the structure of the coal seam and the quality of coal seams that allows to minimize the risks associated with the complicating mining and geological factors and changes in the quality characteristics of coal. The article discusses the experience of applying the mechanical logging method as an express method of operational exploration in the Olon-Shibirsk coal deposit. The mechanical logging data were compared with core sampling data and geophysical well surveys. As a result, criteria for dividing the coal-bearing sequence of the deposit into lithotypes were identified. According to these criteria, it is possible to identify a general pattern for the considered coal seam: drilling speed increases with decreasing grain size, drilling speed also increases with increasing the content of organic matter in the rock, the maximum drilling speed is characterized by coal seams. The drilling speed is the determining parameter, while the other drilling parameters complement its readings in case of ambiguity in the interpretation of the graph. For coal seams, the dependence of drilling speed on ash content was determined. At the same time, the dependence is most correct for coal seams with thickness more than one meter. On the basis of operational exploration data using mechanical logging for some areas, the morphology of coal seams, as well as the complexity of their structure and ash content, which allowed to specify the reserves and quality by geological blocks. In the final comparison with the fact was confirmed an increase in the accuracy of calculations using the method of mechanical logging. Practical significance of the results of the study is to improve the quality of operational exploration in the field while reducing costs.

Key words: non-core drilling, mechanical logging, coal, ash content estimation, operational exploration, coal mining.

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

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

Введение. Важность геологических данных при добыче полезных ископаемых сложно переоценить. На этапе детальной разведки вскрываются лишь некоторые самые крупные геологические нарушения, поэтому для исправного функционирования горнодобывающего предприятия необходимо проводить эксплуатационную разведку [Миронкин и др., 2002; Кулак и др., 2015]. Однако всегда необходимо искать баланс между количеством данных и стоимостью их получения. Подробная геологическая информация позволяет избежать огромного числа рисков, но стоимость геологоразведочных работ составляет существенную часть себестоимости добываемого сырья, поэтому недропользователи стараются ограничиться необходимым минимумом для увеличения рентабельности [Сидоренко, 2011].

Учитывая высокую конкуренцию на рынке твердого топлива, проблема прогнозирования качества добываемого угля приобретает все большую важность. Один из наиболее важных показателей качества угля — его зольность, так как содержание минеральных примесей в органическом веществе угля влияет на его теплотворную способность, что важно как для энергетических марок углей, так и на пригодность углей для коксования в металлургии.

Классический и наиболее точный метод геологической разведки — бурение с отбором керна для последующих лабораторных испытаний. Однако этот метод весьма затратен как с финансовой точки зрения, так и с точки зрения затрат труда и времени. Дополнением, а в некоторых случаях альтернативой исследований керна, служат геофизические методы исследования скважин (ГИС) [Гриб, Никитин, 2015]. Благодаря широкому набору методов эти исследования позволяют косвенно получить информацию о различных характеристиках изучаемой толщи.

Известный угольщик-геофизик В.В. Гречухин был одним из пионеров в области использования методов ГИС при геологической разведке [Гречухин, 1965]. Он активно внедрял скважинные геофизические методы в процесс разведки угольных месторождений. Благодаря усилиям Владимира Васильевича и его коллег геофизические методы в обязательном порядке применяются при разведке угольных месторождений, что существенно улучшило качество геологоразведочных работ на уголь [Гречухин, 1990].

Однако методы ГИС часто требуют особых условий бурения скважин и специального геофизического оборудования, что выливается в дополнительные затраты при проведении разведки.

В статье приводятся результаты изучения возможности применения механического каротажа в качестве экспресс-метода исследования угленосной толщи и зольности угля непосредственно в процессе бурения скважины на каменноугольном

месторождении, а также новые данные о строении угленосной толщи и пластов угля Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения Тугнуйской угленосной депрессии.

Подобный метод с 2008 г. используется и на буругольном разрезе Билина в Чехии для геологической разведки [Мах, 2012].

Материалы и методы исследований. В основу работы легли данные бурения скважин эксплуатационной разведки, полученные одним из авторов в период с июля 2016 г. по август 2019 г., а также записи механического каротажа в процессе бурения этих скважин. Бурение проводилось буровыми станками «Atlas Copco Pit Viper 271» с использованием трехшарошечного долота диаметром 250 мм, запись параметров бурения проводилась контроллерами буровых установок (КОБУС) от фирмы «Blast Maker». Под механическим каротажем мы подразумеваем параметры, снимаемые в процессе бурения с бурового станка, а именно: скорость проходки скважины или скорость бурения, скорость вращения бурового снаряда, момент вращения, давление на забой, давление в системе воздушной промывки. Наиболее показателен параметр скорости бурения, так он имеет сильную корреляционную связь с физико-механическими свойствами пород, что будет описано далее.

Для сопоставления данных механического каротажа с результатами геологоразведочных работ предыдущих лет скважины эксплуатационной разведки бурили в ближайшей окрестности (≤ 5 м) от мест расположения геологоразведочных скважин. Для определения места бурения на буровых станках использовалась GPS-аппаратура, работающая в RTK (real time kinematic) режиме, что позволяет определять положение с высокой точностью.

Данные механического каротажа мы сопоставляли с каротажными кривыми ГИС, полученными в результате геологоразведочных работ, и данными кернового опробования. Сопоставление проводилось по абсолютным высотным отметкам, а в случае необходимости коррелировалось на основании положения кровли и почвы угольных пластов.

Для сопоставления данных механического каротажа и зольности угольных пластов использована кривая ГГК-С, так как зольность на этапе доразведки принимали по данным указанного метода.

В основу работы легли данные геологоразведочных работ 1974 г. и доразведки южной части Олонь-Шибирского месторождения в 2010 г., а также данные, полученные авторами непосредственно на месторождении в процессе эксплуатационной разведки:

Всего нами рассмотрена 121 скважина разведочного бурения с отбором керна и комплексом ГИС и 46 скважин бескернового бурения глубиной от 15 до 50 м с использованием механического каротажа, скважины пробурены одним из авторов на

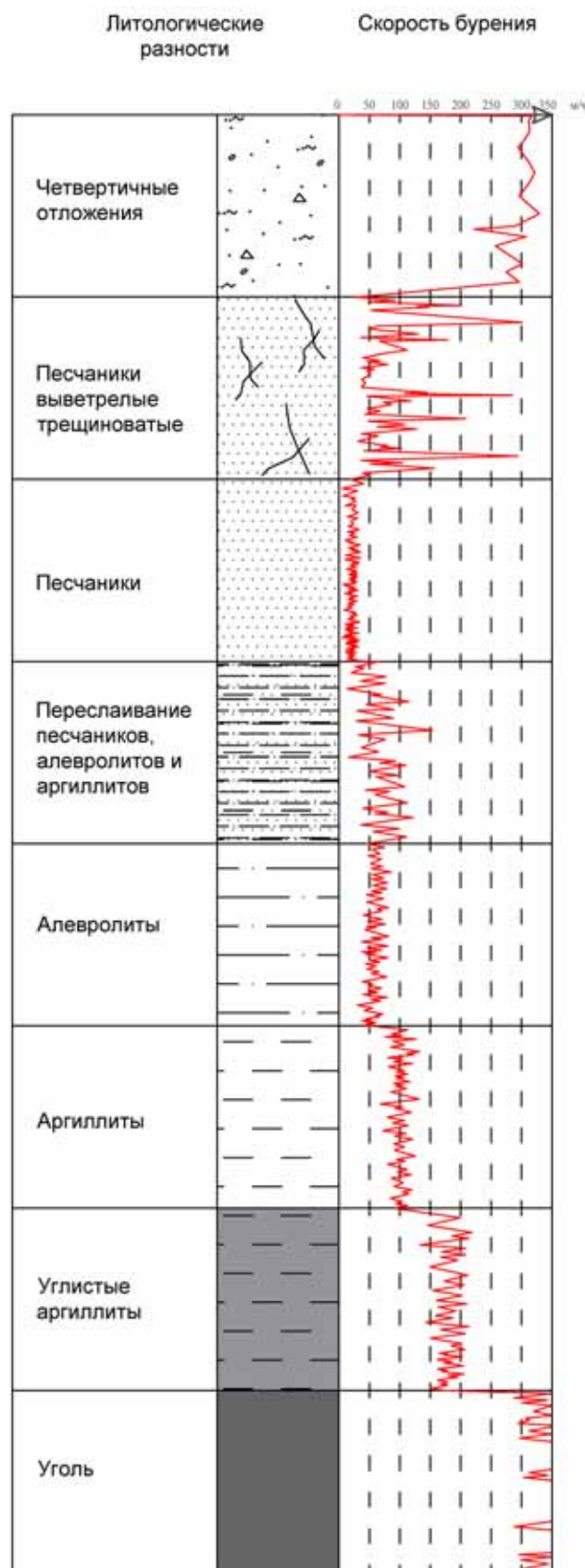


Рис. 1. Характерный вид кривой скорости бурения для пород и углей Олонь-Шибирского месторождения

этапе эксплуатационной разведки месторождения в период с 2016 по 2019 г.

Результаты исследований и их обсуждение.

В результате исследований для каждой литологической разности, охваченной бурением, нами выявлены характерные признаки, см. кривые на графике скорости бурения механического каротажа (рис. 1).

Покровные четвертичные отложения сплошным чехлом перекрывают коренные породы, они представлены песками, супесями, суглинками, валунно-галечными и песчано-гравийными образованиями. Рыхлые осадки имеют аллювиальное, пролювиальное и эллювиально-делювиальное происхождение. Из-за малой механической прочности и рыхлой структуры отложений выявлена достаточно равномерная картина с высокой скоростью бурения, достигающей >300 м/ч. Однако при сезонном промерзании грунта их механическая прочность увеличивается, соответственно меняется и скорость бурения по ним. Кроме того, возможно появление неоднородностей на графике каротажа, которые можно объяснить наличием льда в отложениях из-за их разной влажности на момент промерзания.

Выветрелые и трещиноватые песчаники демонстрируют очень неравномерный график скорости бурения, значения на графике изменяются скачкообразно от 50 до 300 м/ч. Такая неоднородность объясняется наличием трещин и ослабленных зон в массиве породы, что значительно влияет на их прочностные свойства.

Песчаники представлены всеми гранулометрическими разностями — от грубозернистых до алевроитовых и характеризуются равномерно низкой скоростью бурения (~ 50 м/ч). Доминирующую роль среди песчаников играют среднезернистые разности кварц-полевошпатового состава с глинистым цементом. Доля песчаников с известково-глинистым и кремнистым цементом незначительна и не превышает 2–3%.

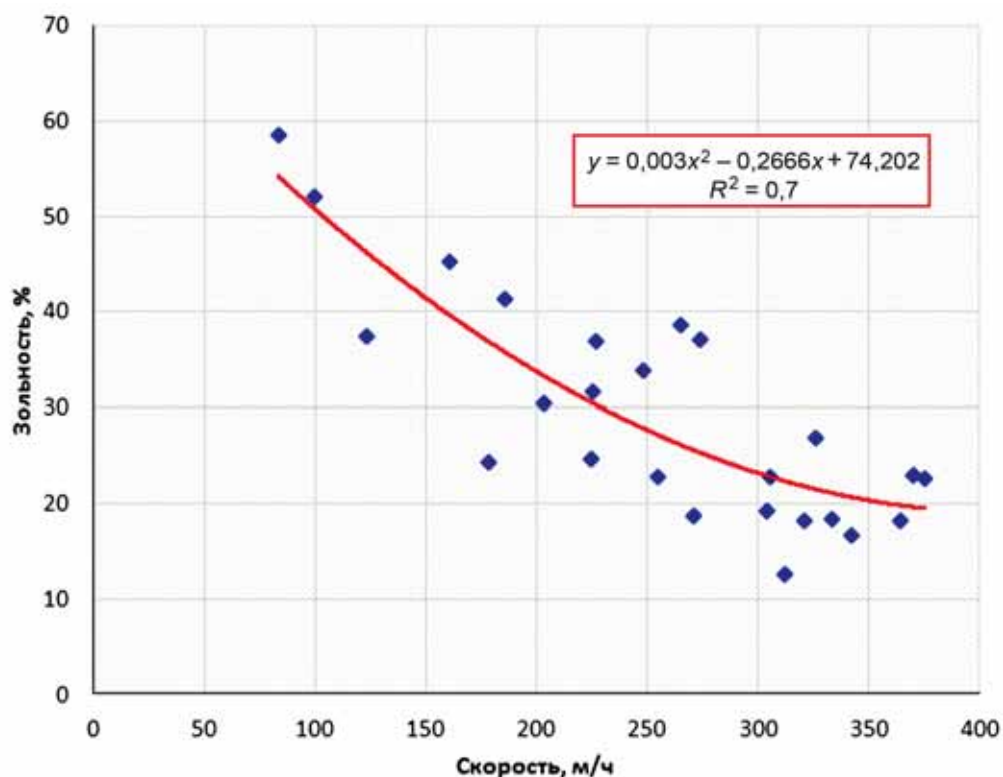
Алевролиты имеют комковатую текстуру и грязно-серую пятнистую окраску. Сложены породы зернами кварца, плагиоклаза, микроклина, цемент гидрослюдистый, реже карбонатно-сидеритовый, характеризуются повышенной равномерной скоростью бурения (> 50 м/ч) относительно песчаников.

Аргиллиты состоят из более тонкого материала того же вещественного состава, что и алевролиты, и характеризуются более высокой скоростью бурения, чем более грубозернистые породы (~ 100 м/ч).

Встречаются также переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, график при этом изменяется скачкообразно в пределах значений, характерных для этих пород.

Углистые породы залегают в непосредственной близости от пластов угля, иногда углистые породы очень тонко переслаиваются с линзами угля.

Рис. 2. График зависимости скорости бурения от зольности пластов угля



Состав обломочной части и цемента аналогичны таковым у алевролитов и аргиллитов. Породы характеризуются повышенными значениями скорости бурения (~200 м/ч).

Угольные пласты представлены каменными гумусовыми углями низкой стадии метаморфизма марки «Д». По физико-механическим характеристикам они резко отличаются от вмещающих пород, что выражается в значительно большей скорости бурения в них (>200 м/ч).

В результате анализа полученных данных можно сделать следующее обобщение: с увеличением размерности зерен, слагающих осадочные породы месторождения, увеличиваются их прочностные свойства, что приводит к уменьшению средней скорости бурения в них. Увеличение содержания органического вещества в породах, напротив, уменьшает их прочностные свойства, что приводит к увеличению скорости бурения от крупнозернистых песчаников к низкозольным углям. На основе этих данных впервые нами была создана методика определения пород и углей тугнуйской угленосной свиты.

Как видно на рис. 1, выделение угольных пластов по данным скорости бурения происходит по скачкообразному увеличению скорости бурения в них. При этом выделение маломощных породных прослоев в пласте угля возможно по локальным минимумам на графике скорости бурения, однако необходимо учитывать и другие параметры бурения, чтобы исключить их влияние на график каротажной кривой, например, вмешательство машиниста буровой установки в процесс бурения.

Отдельно проанализирована зависимость зольности угольных пластов от скорости их бурения. В результате установлено, что при увеличении суммарной зольности угольных пластов уменьшается скорость бурения по ним, что отчетливо видно на рис. 2.

Такое изменение скорости бурения объясняется как наличием породных прослоев в пластах, так и изменением физико-механических характеристик углей при увеличении в них доли минеральных компонентов или золы. При этом отделить внешнюю зольность от внутренней можно по выделению на графике вероятных породных прослоев в пласте угля, однако эта задача из-за малой мощности таких прослоев неоднозначна, для ее решения необходимо принимать во внимание как другие параметры бурения, так и информацию о строении пласта по предыдущим исследованиям.

Таким образом, нами установлено, что мощность, сложность строения и как следствие зольность угольных пластов месторождения могут быть оценены по данным бескернового бурения с использованием механического каротажа. Дешифровать кривые механического каротажа можно как качественно, для определения сложности строения угольного пласта или строения угленосной толщи в целом, так и количественно, определяя зольность пласта.

Однако испытания метода показали, что при бурении по угольному пласту мощностью <1 м результаты для количественного определения зольности могут быть искажены, так как буровой снаряд не всегда достигает характерной для этой



Рис. 3. Локальные расщепления угольного пласта, выявленные на этапе эксплуатационной разведки

зольности скорости бурения, хотя возможность качественного определения строения пласта по-прежнему остается. При этом наиболее точные результаты механический каротаж показывает на пластах большей мощности — от 2 м и более.

Описанный метод активно применяется геологами на месторождении в целях эксплуатационной разведки, при этом накоплены данные, которые позволили детальнее выяснить строение угольных пластов и впоследствии уточнить качество угля и запасы в геологических блоках, рассчитанных по данным геологоразведочных работ.

В частности, установлено, что на некоторых участках пласты угля имеют большее число породных прослоев, а также меньшую мощность, чем это установлено геологоразведочными работами ранее. При пересчете качества и запасов угля с использованием новых данных удалось точнее предсказать извлекаемые запасы и их качество, что было установлено при сравнении результатов, полученных на этапах подсчета запасов, эксплуатационной разведки и добычных работ (таблица).

Сравнение запасов и качества угля в геологическом блоке на разных этапах изучения

Параметры	Данные подсчета запасов	С учетом эксплуатационной разведки	Фактические данные
Номер блока	39С1		
Число скважин	3	5	-
Мощность, м	8,55	7,69	7,9
Зольность, %	18,3	20,7	21,0
Запасы, тыс. т	332	298	303

Кроме того, выявлен ряд особенностей строения некоторых пластов, например, локальные расщепления пласта, дизъюнктивные тектонические нарушения в виде взбросов и надвигов, приводящие к удвоению мощности пласта. Эти особенности значительным образом влияют на процесс вскрышных и добычных работ (рис. 3).

В результате можно утверждать, что пласты угля Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения на отдельных участках имеют более сложное строение, чем это было установлено в результате геологоразведочных работ. Данные эксплуатационной разведки позволяют уточнить запасы угля, поставленные на государственный баланс, а также качество угля, планируемого к добыче.

Выводы. 1. Рыхление вскрышных пород, как правило, а иногда и угля, на каменноугольных месторождениях производится буровзрывным способом, что подразумевает бурение большого числа скважин по густой сети. Метод механического каротажа при бурении скважин без отбора керна позволяет частично сократить затраты на геологоразведочные работы и получить большой объем

данных об угленосной толще, что обуславливает практическую значимость исследования.

2. Подробно рассмотрена методика применения механического каротажа для изучения строения угленосной толщи и качества углей Тугнуйской угленосной депрессии.

3. Впервые выделены критерии для определения литотипов угленосной толщи Тугнуйской угленосной депрессии по данным механического каротажа.

4. Продемонстрирована возможность и описана методика определения мощности угольных

пластов и оценки зольности пластов каменных углей марки «Д» по данным механического каротажа без отбора керна и применения стандартных методов ГИС.

5. Практическая значимость результатов исследования заключается в возможности их применения при эксплуатационной разведке, подсчете запасов, потерь и выявлении качества угля при добыче, что способствует повышению эффективности геологоразведочных и добычных работ, а также выполнению требований по рациональному использованию и охране недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гречухин В.В. Геофизические методы исследования угольных скважин. М.: Недра, 1965. 468 с.

Гречухин В.В. Петрофизика угленосных формаций. М.: Недра, 1990. 471 с.

Гриб Н.Н., Никитин В.М. Изучение показателей качества углей и горно-геологических условий разработки угольных месторождений по результатам геофизических исследований скважин // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2015. № 4. С. 34–40.

Кулак В.Ю., Волошин В.А., Фрянов В.Н. Оценка влияния качества разведанности угольных месторождений на эффективность проектных решений // ГИАБ. 2015. № 5. С. 13–22.

Мах К. Использование записи механических параметров бескернового бурения (механический каротаж) в

процессе геологической разведки буроугольного месторождения Билина (Чешская Республика) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2012. № 4. С. 80–84.

Миронкин В.А., Торсукова К.С., Синьковский В.Н. Проблемы нормирования потерь и разубоживания при открытых разработках в зонах нарушений // ГИАБ. 2002. № 11. С. 180–181.

Рябчиков С.Я., Важанин Р.Е. Совершенствование технологии бурения скважин при разведке угольных месторождений Кузбасса // Изв. Томск. политех. ун-та. 2010. Т. 317, № 1. С. 169–172.

Сидоренко П.Ф. Проблемы повышения достоверности прогноза горно-геологических факторов, осложняющих отработку угольных пластов // ГИАБ. 2011. № 2. С. 55–59.

Поступила в редакцию 29.03.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 550.84 + 551.22

В.И. Сначёв¹, А.В. Сначёв², Б.А. Пужаков³, М.А. Романовская⁴**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ САРСАНГИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПОГРАНИЧНОЙ
ЗОНЫ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА**

Институт геологии УФИЦ РАН, 45077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
ООО НПП «Челгео», 454048, Челябинск, ул. Омская, 61а
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2
Open Company NPP "Chelgeo", 454048, Chelyabinsk, Omsk st., 61a
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Приводится описание геологического строения сарсангинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса, расположенного в пограничной зоне Среднего и Южного Урала. Становление его массивов произошло в позднесилурийское время в абиссальной зоне на глубине ~6,5–7,0 км. Температурный интервал кристаллизации гранодиоритов составил 900–990 °С, а для габбро — 1180–1280 °С. Давление системы в этот момент соответствовало 190–200 МПа. Габброиды, слагающие рассматриваемые массивы, образовались в условиях растяжения на коре океанического типа. По петрогеохимическим особенностям они отвечают породам основания островных дуг и принадлежат офиолитовой формации.

Ключевые слова: сарсангинский комплекс, Южный Урал, Средний Урал, граниты, габбро, массив, давление, температура, петрогеохимия, геодинамика.

The article describes the geological structure of the Sarsanginsky gabbro-diorite-plagiogranite complex located in the border zone of the Middle and South Urals. The formation of its massifs took place in the late Silurian time in the abyssal zone at depths of about 6,5–7,0 km. The temperature range of crystallization of granodiorites was 900–990 °C, and for gabbro 1180–1280 °C. The system pressure at this moment corresponded to 190–200 MPa. The gabbro that make up the massifs under consideration were formed under stretching conditions on the oceanic crust. In terms of petrogeochemical features, they correspond to rocks at the base of island arcs and belong to the ophiolite formation.

Key words: sarsanginsky complex, South Urals, Middle Urals, granites, gabbro, massif, pressure, temperature, petrogeochemistry, geodynamics.

Введение. Пограничная зона между Южным и Средним Уралом уже давно привлекает внимание исследователей в силу своего ключевого значения для понимания истории формирования всей складчатой области [Пучков и др., 1986; Ферштатер, 2013]. Обусловлено это большим разнообразием развитых здесь магматических формаций, на основе изучения петрогеохимических особенностей которых можно восстановить геодинамическую обстановку их образования [Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Орлов и др., 1991; Rollinson, 1993; Wang et al., 2017; Zaitsev et al., 2019]. Большой интерес представляет и изучение расплавных включений в породообразующих минералах гранитоидов [Наумов, 1979; Frezzotti, 2001; Мельников и др., 2008]. Так, микротермометрические исследования позволяют определить

P–T условия кристаллизации кислых интрузий, выяснить фациальные особенности и ориентировочную глубину их становления. Кроме того, ряд данных о расплавных включениях, в частности концентрация хлора, воды и растворенных в ней солей, обеспечивающих экстракцию и перенос рудообразующих компонентов [Коваль, Прокофьев, 1998; Бортников, 2006], имеют важное значение для оценки потенциальной рудоносности гранитоидных массивов и уровня эрозионного среза связанных с ними гидротермальных месторождений [Zhu et al., 2011; Прокофьев, Пэк, 2015; Vikent'eva et al., 2018].

Материалы и методы исследований. Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина).

¹ Институт геологии Уфимского ФИЦ РАН, гл. науч. с., док. геол.-минер. н.; *e-mail*: SAVant@inbox.ru

² Институт геологии Уфимского ФИЦ РАН, вед. науч. с., заведующий лабораторией, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: SAVant@rambler.ru

³ ООО НПП «Челгео», главный геолог, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: pujakov.b@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: maria_roman@mail.ru

Для изучения физико-химических условий становления гранитоидов сарсангинского комплекса нами в ИГЕМ РАН (Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем были обнаружены многофазовые включения, среди дочерних минералов установлены два полевых шпата и кварц, а также пузырьки и водный флюид в интерстициях. Анализ состава стекла после закалки включений не проводился в силу их мелких размеров. Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова [1969] с точностью определения температуры $\pm 10^\circ\text{C}$ [Коваль, Прокофьев, 1998]. Метод предполагает долгую (1–3 ч) выдержку препаратов при стабильной температуре, закалку на воздухе и наблюдение при комнатной температуре за фазовыми превращениями при ступенчатом нагреве. Величина «ступеньки» (т.е. увеличение температуры между опытами) при приближении к фазовым переходам уменьшалась, что позволило с достаточной степенью точности определить не только температуру гомогенизации, но и начало плавления силикатных фаз. Микротермометрические исследования водного флюида проводились в микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam». Флюидное давление и концентрацию воды в расплаве оценивали по методике В.Б. Наумова [1979]. Для каждой пробы исследованы три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Давление «кристаллизации кварца» оценивали по изохоре, которая определяется температурой гомогенизации и величиной солёности водно-солевого флюида в многофазовом расплавном включении. Величина давления рассчитана для температурного интервала между температурой гомогенизации водного флюида и температурой 650°C (температура появления силикатного расплава) согласно методике В.Б. Наумова [1979]. Концентрацию воды в расплаве рассчитывали на основе данных о соотношениях объемов водной фазы в расплавном включении и плотности водной фазы, а также общего объема включения. Объем вакуоли измеряли оптически, по трем осям (с использованием столика Федорова), и рассчитывали по формуле объема эллипсоида вращения. При этом вводилась поправка на увеличение объема вакуоли за счет растворения кварца стенок включения, рекомендованная Ф.Г. Рейфом и Е.Д. Бажеевым [1982] и равная 70 об.%. Концентрацию хлора в расплаве оценивали по величине солёности водного флюида, предполагая состав флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Объем флюида вычисляли по объему газовой фазы, величине температуры ее гомогенизации и солёности водной фазы флюида [Леммлейн, Клевцов, 1956]. Это сделано из-за сложной формы фазы водного флюида, заключенной между силикатными минералами, и входит в

методику В.Б. Наумова. Пузырек обычно круглый или овальный, и его объем оценить проще (также с использованием столика Федорова).

Составы орто- и клинопироксенов, отобранных из габбро Сарсангинского массива, проанализированы В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 эВ); ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка 1–2 мкм (эталон для ортопироксена — ортопироксен, для клинопироксена — авгит N122142). Средняя квадратичная погрешность (s) и доверительные границы погрешности результатов (D ($P=95\%$)) измерения составили: SiO_2 — 0,33 и 0,82; TiO_2 — 0,08 и 0,19; Al_2O_3 — 0,13 и 0,31; FeO — 1,04 и 2,58; MnO — 0,10 и 0,24; MgO — 1,12 и 2,79; CaO — 0,31 и 0,76; Na_2O — 0,08 и 0,19 соответственно.

Редкоземельные элементы определяли инструментальным нейтронно-активационным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников). Измельченные пробы массой 15 мг облучали в ядерном реакторе ТВР потоком нейтронов 1,2 с в течение 20 ч. После облучения образцы измеряли на гамма-спектрометре с полупроводниковым $\text{Ge}(\text{Li})$ -детектором и 4096-канальным анализатором амплитуд импульсов NUC-8192. Расчет содержания элементов проводили в сравнении со стандартными образцами (КН, ST-1, SGD-1, FFA, RUS-1) на основе измерения площадей соответствующих фотопиков с учетом времени измерения и массы образца. Ошибка определения La, Ce, Ne, Sm, Eu и Yb составляла ± 5 –10%, а Tb и Lu — ± 10 –20%. Остальные элементы получены методом экстраполяции. Детально методика и процесс подготовки проб описан в работе И.А. Бергмана с соавторами [1985].

Геологическое строение. В процессе геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 в пределах Кунашакской площади (лист N-41-II), участниками которых были и авторы предлагаемой статьи, установлено, что сарсангинский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс широко развит в пограничной зоне Среднего и Южного Урала. В его состав входят как небольшие самостоятельные интрузии (в частности Сарсангинская), так и отдельные тела в северной и юго-восточной частях Тюбукского массива (рис. 1).

В Сарсангинском и Тюбукском массивах (рис. 1) рассматриваемый комплекс представлен тремя фазами пород: 1-я — габбро, габбродолериты, габбронориты; 2-я — диориты, кварцевые диориты, реже гранодиориты; 3-я — плагиограниты, реже тоналиты, плагиогранит-порфиры. Габброиды установлены лишь во внешней части зонального Сарсангинского массива, а диоритоиды — в центральной. Плагиограниты широко развиты в составе Тюбукского массива. Среди

Таблица 1

Результаты оценки давления и концентрации воды в расплаве по данным исследования расплавных включений в кварце гранодиоритов сарсангинского комплекса

№ п/п	Параметры	n		T гомогенизации флюида, °С	T плавления льда, °С	С солей, масс.% (NaCl)	V флюида, об.%	P, МПа
1	Ку-78/155	1	15	—	—	—	—	н. о.
2	Ку-18/0	1	4	384 Ж	−1,5	2,6	8,3	190
		2	3	379 Ж	−1,8	3,1	9,8	186
		3	2	373 Ж	−1,9	3,2	11,1	193
№ п/п	Параметры	n		d флюида, г/см³	С (H₂O), масс. %	С (Cl), масс. %	T начала плавления, °С	T гомогенизации расплава, °С
1	Ку-78/155	1	15	-	н. о.	н. о.	750	990
2	Ку-18/0	1	4	0,55	1,8	0,03	690	940
		2	3	0,58	2,3	0,04	670	910
		3	2	0,60	2,7	0,05	670	900

Примечания. 1 — гранодиорит (Тюбукский массив) (точки отбора № 1, 2, см. рис. 1); 2 — гранодиорит (Сарсангинский массив); n — число изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями. Исследования расплавных включений проведены В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ, Москва). Методика в кратком виде описана в тексте статьи, а подробно — в работе В.Б. Наумова [1979].

габброидов отмечены параллельные дайки [Пужаков и др., 2018].

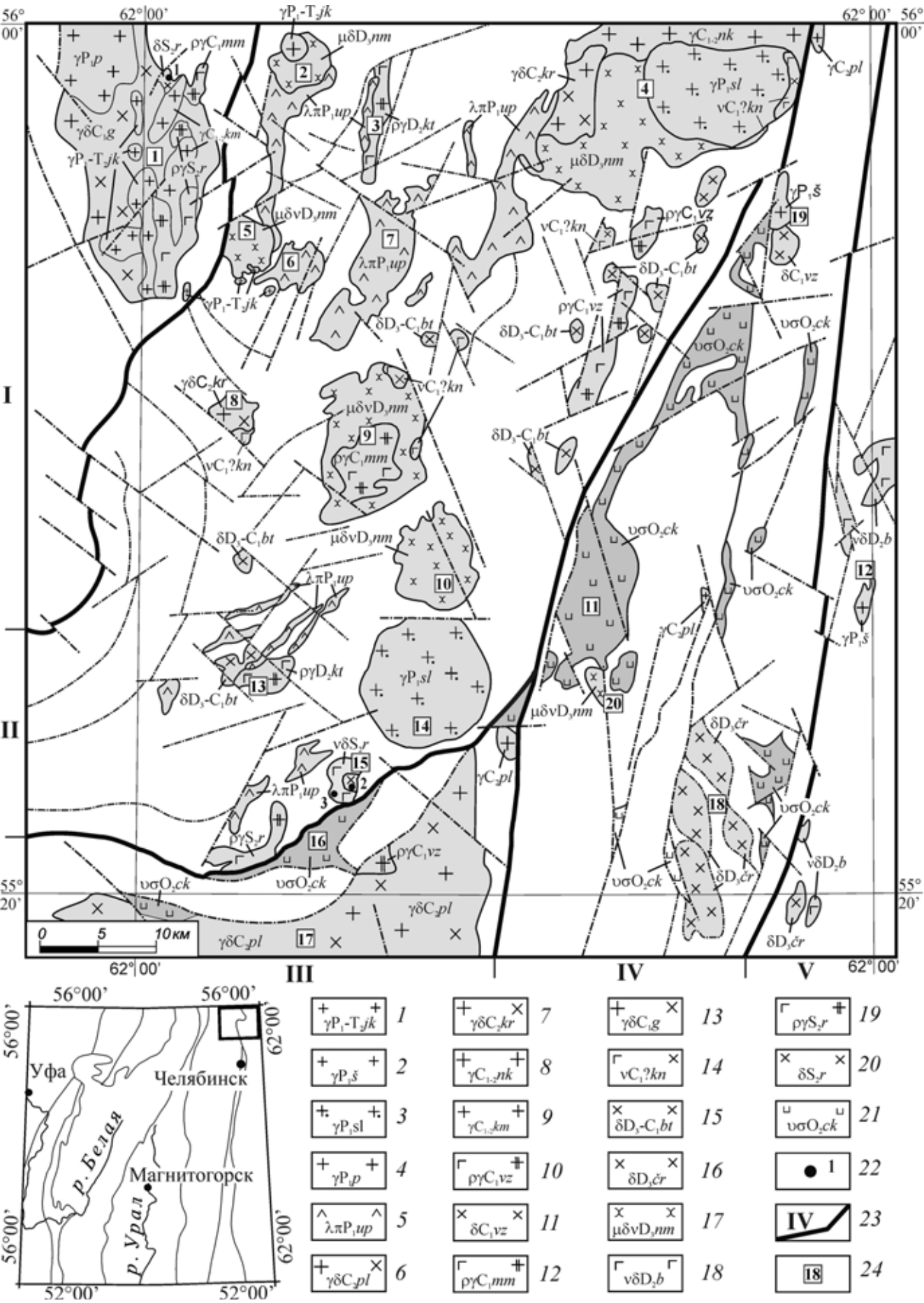
Габбро — темнозеленые крупно-, среднезернистые массивные породы, состоящие из моноклинного пироксена (40%) и плагиоклаза № 48–50 (40%). Вторичные минералы — эпидот (20%), хлорит (10%). Клинопироксен образует идиоморфные таблитчатые зерна размером в среднем 0,2–0,3 мм и последовательно замещается роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, эпидотом. Структура габбровая, реже офитовая. Среди габбро встречаются габбронориты. В их составе выявлен: плагиоклаз — 35%, ортопироксен — 45%, клинопироксен — 20%. Ортопироксен представлен таблитчатыми изометричными зернами. По клинопироксену развиты амфибол и хлорит, по плагиоклазу — эпидот и альбит.

Диориты и кварцевые диориты 2-й фазы — среднезернистые мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза № 35 (60%), амфибола и биотита (25%), кварца (12%) с незначительным количеством микроклина. Структура пород гипидио-

морфнозернистая. Плагиоклаз сосюритизирован, серицитизирован или альбитизирован. Обыкновенная роговая обманка замещается хлоритом, эпидотом, магнетитом, выявлена в виде вростков в плагиоклазе. Биотит образует иногда сростки с роговой обманкой. Для кварца характерны угловатые ксеноморфные зерна, которые развиты в промежутках между плагиоклазом и роговой обманкой.

Плагиограниты 3-й фазы широко представлены в составе Тюбукского массива. Это мезократовые неравномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, кварца и калиевого полевого шпата в переменном количестве. Плагиоклаз зональный, по составу отвечает андезину № 31–33, в краевых зонах — олигоклазу № 22. Его доля в породе — 45–55%, калиевого полевого шпата — 3–16%, биотита (частично хлоритизированного) — до 5–7%, кварца — 19–25% (последний выполняет угловатые промежутки между зернами плагиоклаза или перекристаллизован в мелкозернистые агрегаты), роговой обманки — до 5%. Акцессорные минералы представлены апатитом,

Рис. 1. Схема интрузивного магматизма Кунашакского листа N-41-II (составлена на основе данных Б.А. Пужакова с соавторами [2018]): 1–21: интрузивные комплексы: 1 — югоконёвский (гранит-лейкогранитный), 2 — шалкарский (гранитный), 3 — султаевский (умеренно щелочно-гранитовый), 4 — петуховский (монодиорит-гранитовый), 5 — урукульско-покровский (трахириолит-риолитовый), 6 — полетаевский (гранодиорит-гранитовый), 7 — курайский (гранодиорит-гранитовый), 8 — не-красовский (гранодиорит-гранитовый), 9 — каменский (гранодиорит-гранитовый), 10–11 — вознесенский (габбро-диорит-плагиогранитовый), 12 — маминский (плагиогранитовый), 13 — газетинский (гранодиорит-гранитовый), 14 — канзафаровский (габбро-диоритовый), 15 — биргильдинско-томинский (диоритовый), 16 — черкасовский (диоритовый), 17 — надыровомостовский (монцогаббро-монодиорит-граносиенитовый), 18 — баклановский (габбро-диорит-гранодиоритовый), 19–20 — сарсангинский (габбро-диорит-плагиогранитовый): 19 — плагиограниты, 20 — диориты; 21 — чебаркульско-казбаевский (габбро-дунит-гарцбургитовый); 22 — точки отбора проб (1 — гранодиорит Ку-78/155, 2 — гранодиорит Ку-18/0, 3 — габбро, из которого отобраны орто- и клинопироксены), 23 — главные структуры и их номера: I — Шилово-Конёвская антиформа, II — Касаргино-Рефтинский синклиний, III — Челябинское поднятие, IV — Айбукульско-Копейская грабен-синклиналь, V — Красногвардейский антиклиний; 24 — интрузивные массивы и их номера: 1 — Тюбукский, 2 — Татарско-Карабольский, 3 — Кульмяковский, 4 — Буринско-Карабольский, 5 — Куяшский, 6 — Теренкульский, 7 — Урукульский, 8 — Шарыкульский, 9 — Калдинский, 10 — Надыровомостовский, 11 — Муслюмовский, 12 — Ветроудыйский, 13 — Тептяргинский, 14 — Султаевский, 15 — Сарсангинский, 16 — Касаргинский, 17 — Челябинский, 18 — Черкасовская группа массивов, 19 — Кубагушевский, 20 — Сураковский



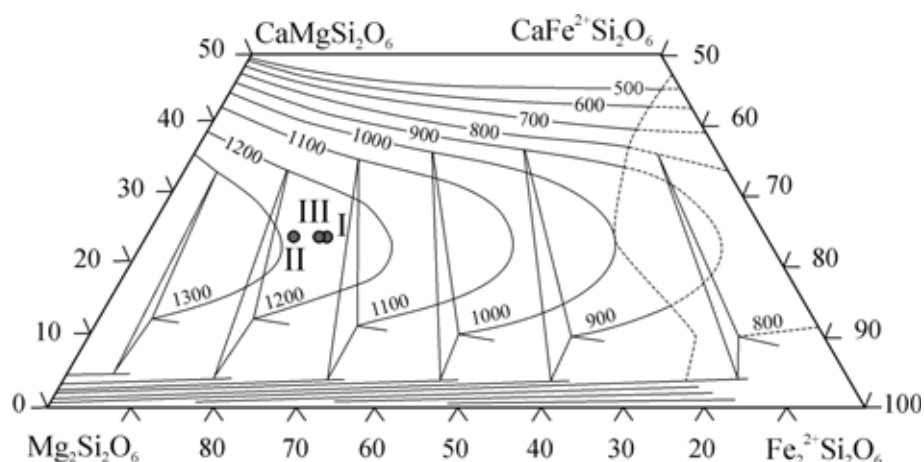


Рис. 2. Оценка температуры образования пироксенов в габброидах Сарсангинского массива по методу Lindsley, [1983] (I, II, III — минеральные пары, см. табл. 2)

цирконом, магнетитом. В южной части массива в плагиогранитах отмечено замещение плагиоклаза мусковитом (серицитом) и альбитом, увеличение содержания калиевого полевого шпата до 20%, биотитизация роговой обманки, перекристаллизация кварца. Здесь встречена серия развалов кварцевых жил с пирит-халькопиритовой минерализацией. Позднесилурийский возраст пород сарсангинского комплекса убедительно доказан как абсолютными, так и геологическими данными [Пужаков и др., 2018].

Результаты исследований и их обсуждение. Для реконструкции условий формирования гранитоидов сарсангинского комплекса использованы три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры — концентрация солей и хлора во флюиде, объем и плотность флюида и др. Температуру кристаллизации кварца определяли по моменту гомогенизации расплавных включений, а давление — по давлению воды в системе расплав–включение.

Результаты термометрических исследований кварца гранодиоритов Тюбукского и Сарсангинского массивов приведены в табл. 1. Начало плавления силикатных фаз фиксируется при 670–750 °C. Гомогенизация флюида происходила при 373–384 °C с переходом в жидкость. Плавление льда наступало при температуре –1,9...–1,5 °C, что соответствует концентрации 2,6–3,2 масс.% раствора NaCl [Bodnar, Vityk, 1994]. Полная гомогенизация включений происходила при 900–990 °C, причем до гомогенизации удалось довести только единичные, наиболее мелкие включения. Большинство расплавных включений вскрывалось при нагреве, что свидетельствует о высоком внутривакуольном давлении летучих компонентов. Давление воды, рассчитанное для значений температуры начала плавления, составляет 186–193 МПа.

Если учесть, что давление воды в расплавных включениях гранитов связано прямо пропорциональной зависимостью с давлением системы в

момент кристаллизации расплава [Коваль, Прокофьев, 1998], то глубина становления гранитоидов Сарсангинского и Тюбукского массивов составляла ~6,5–7,0 км, что соответствует верхней части абиссальной зоны. Наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе гранитоидов рассматриваемого комплекса.

Для получения термобарометрических данных для габброидов нами использован ортопироксен-клинопироксеновый парагенезис, довольно широко развитый в Сарсангинском массиве (табл. 2) и всесторонне изученный рядом исследователей [Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия..., 1977]. Составы орто- и клинопироксена получены микронзондовым методом. Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1964]. Разброс магнезиальности для сосуществующих пар небольшой и составил: $Mg\#Opx=0,67\div0,71$; $Mg\#Cpx=0,71\div0,76$. Согласно стандартной диаграмме En–Fs–Woll [Poldervaart, Hess, 1951] рассматриваемые клинопироксены относятся к субкальциевому авгиту. С помощью диаграммы, приведенной в [Lindsley, 1983], получены значения температуры образования габбро (1250–1280 °C) (рис. 2), расчетные данные — по [Putirka, Tepley, 2008] — 1180–1260 °C, по [Wood, Banno, 1973] — 1223–1248 °C, которые заметно выше, чем данные термобарометрии (900–990 °C) по гранодиоритам, что и должно быть в магмах с разной кремнекислотностью.

Определенный интерес представляет рассмотрение металлогенических особенностей пород сарсангинского комплекса. Известно [Коваль, Прокофьев, 1998], что флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержание в нем хлора и солей, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов, — важные характеристики расплава. В указанной работе на большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометалльных, довольно высока концентрация хлора, воды и растворенных в ней солей. Для Сарсангинского массива концентрация

Таблица 2

Химический состав ортопироксенов и клинопироксенов из габброидов Сарсангинского массива, вес. %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{ОРх-СРх}
ОРх — I	54,50	0,13	0,90	17,99	0,24	24,54	1,34	0,25	99,89	0,71
СРх — I	52,01	0,79	5,54	12,27	0,09	17,11	11,13	1,10	100,04	0,71
ОРх — II	53,87	0,08	1,09	19,75	0,43	22,49	1,95	0,30	99,96	0,67
СРх — II	53,47	0,02	2,25	11,18	0,15	20,08	12,32	0,00	99,47	0,76
ОРх — III	54,35	0,01	0,85	19,83	0,38	22,72	1,70	0,15	99,99	0,67
СРх — III	51,99	0,79	5,54	12,11	0,09	17,09	11,1	1,02	99,73	0,72
ОРх — I — (Mg _{1,34} Fe _{0,55} Mn _{0,01} Ca _{0,05} Al _{0,03} Na _{0,02}) ₂ (Si _{1,99} Al _{0,01}) ₂ O ₆										
СРх — I — (Ca _{0,44} Mg _{0,94} Fe _{0,38} Al _{0,15} Ti _{0,02} Na _{0,08}) ₂ (Si _{1,91} Al _{0,09}) ₂ O ₆										
ОРх — II — (Mg _{1,24} Fe _{0,61} Mn _{0,01} Ca _{0,08} Al _{0,04} Na _{0,02}) ₂ (Si _{1,99} Al _{0,01}) ₂ O ₆										
СРх — II — (Ca _{0,49} Mg _{1,10} Fe _{0,34} Al _{0,07}) ₂ (Si _{1,97} Al _{0,03}) ₂ O ₆										
ОРх — III — (Mg _{1,25} Fe _{0,61} Mn _{0,01} Ca _{0,07} Al _{0,04} Na _{0,01}) ₂ Si ₂ O ₆										
СРх — III — (Ca _{0,44} Mg _{0,94} Fe _{0,37} Al _{0,16} Ti _{0,02} Na _{0,07}) ₂ (Si _{1,92} Al _{0,08}) ₂ O ₆										

Примечания. К₂O — не обнаружено. X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe + Mn), где Mg, Fe, Mn — значения элементов в формулах орто- и клинопироксенов. Положение пробы габбро (точка 3) см. рис. 1.

воды в расплаве оценивается в 1,8–2,7 масс.% (табл. 1), а содержание хлора, рассчитанное в предположении, что солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, составляет 0,03–0,05 масс.%. По этим параметрам гранитоиды сарсангинского комплекса далеки от лейкократовых редкометалльных гранитов и не перспективны на этот тип оруденения (табл. 3).

Их металлогеническую специализацию можно оценить с помощью классификационной диаграммы A_c — (K+Na)/Ca, разработанной Л.С. Боро-

диным [2004], на которую вынесены эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций классических редкометалльных, оловорудных и медных провинций мира (рис. 3). Параметры A_c и (K+Na)/Ca — расчетные и основаны на данных силикатного анализа (табл. 4). Первый из них, названный универсальным параметром кислотности–основности, учитывает не только содержание, но и химическую активность породообразующих элементов, а второй — характеризует степень щелочности–известковистости.

Рис. 3. Диаграмма (Na+K)/Ca — A_c для пород сарсангинского комплекса с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций [Бородин, 2004]: 1 — габбро, 2 — кварцевые диориты, 3 — тоналиты, 4 — плагиограниты (табл. 3). У нескольких анализов габбро параметр (Na+K)/Ca составляет <0,3 и на диаграмме они не показаны. Классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное (IIa — субизвестковистые, IIб — известково-щелочные, IIв — субизвестково-щелочные граниты); III — субщелочное (IIIa — субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб — щелочные агапитовые граниты); IV — щелочное. Эталонные тренды: CA — главный известково-щелочной, LM — латитовый (монцонитовый). Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций: Sn — оловянный, Cu — медно-порфировый, Mo—(Cu) — молибденовый, W(Mo) — вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn — литий-тантал-ниобий-оловянный

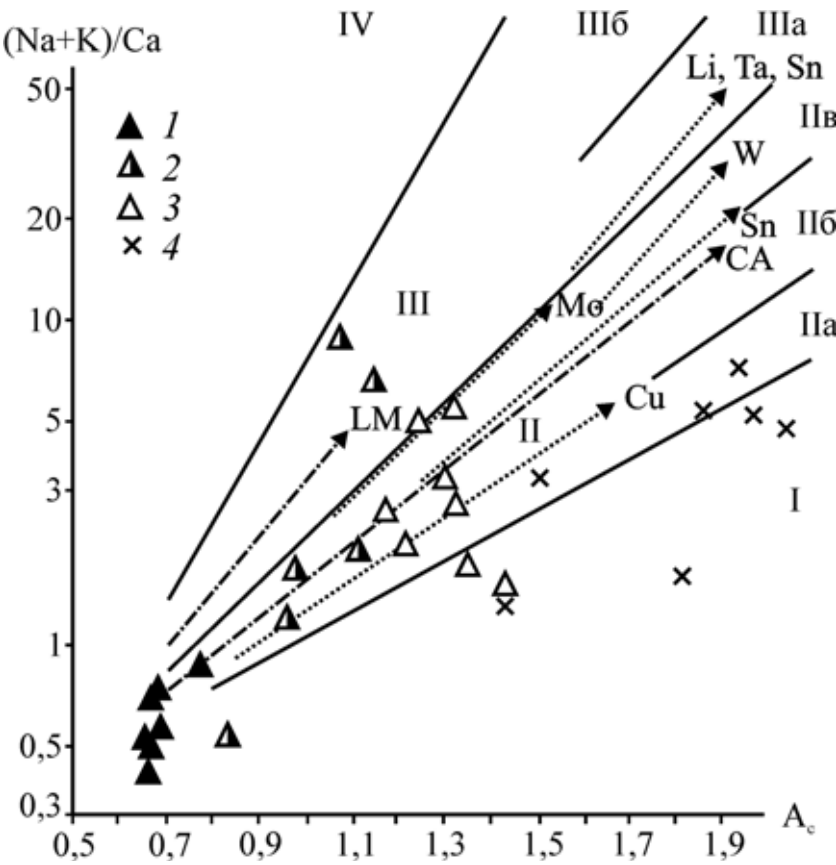


Таблица 3

Содержание РЗЭ (г/т) в габбро сарсангинского комплекса

Элемент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	1,62	1,13	2,73	1,31	1,23	1,21	3,50	1,35	2,51	1,20
Ce	5,10	2,71	6,89	3,72	3,28	3,42	6,88	3,60	7,00	3,40
Pr	0,96	0,37	1,13	0,60	0,54	0,60	0,81	0,61	1,11	0,62
Nd	6,19	1,82	6,03	3,59	2,79	3,59	2,97	3,20	6,03	3,50
Sm	1,5	0,56	2,05	1,17	1,01	1,30	0,82	1,13	2,21	1,37
Eu	0,33	0,15	0,22	0,40	0,13	0,70	0,12	0,37	0,85	0,40
Gd	3,70	0,78	3,19	2,01	1,42	1,75	1,14	1,86	2,76	1,88
Tb	0,54	0,12	0,49	0,28	0,23	0,26	0,21	0,32	0,41	0,33
Dy	2,97	0,73	2,97	1,59	1,40	1,48	1,23	2,18	2,27	2,17
Ho	0,63	0,19	0,70	0,38	0,33	0,33	0,29	0,53	0,47	0,51
Er	1,70	0,51	2,09	0,98	0,95	0,84	0,94	1,57	1,27	1,44
Tm	0,24	0,07	0,34	0,17	0,17	0,12	0,15	0,25	0,19	0,27
Yb	1,22	0,40	1,68	0,83	0,80	0,64	0,79	1,58	0,93	1,49
Lu	0,18	0,07	0,32	0,13	0,15	0,11	0,18	0,29	0,19	0,20

* 1-10 — см. табл. 4.

Таблица 4

Содержание петрогенных элементов (вес.%) и ванадия (г/т) в породах сарсангинского комплекса

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V
1	48,54	1,02	13,24	3,79	6,88	0,20	11,69	7,14	2,08	1,12	0,14	3,24	99,08	304
2	48,50	0,31	11,00	2,43	8,62	0,14	15,40	10,80	0,84	0,50	0,01	1,08	99,63	204
3	48,50	0,12	10,50	2,00	6,97	0,23	18,40	10,80	0,50	0,20	0,03	1,50	99,75	150
4	50,00	0,12	7,10	2,00	7,18	0,21	19,00	11,10	0,50	0,30	0,01	2,30	99,82	180
5	50,00	0,18	7,90	1,83	6,82	0,22	19,40	10,80	0,50	0,30	0,01	1,90	99,86	198
6	50,35	0,30	6,00	1,39	8,12	0,22	17,50	14,20	0,80	0,20	0,01	0,50	99,59	191
7	50,70	0,31	13,60	1,82	6,31	0,30	12,60	9,78	2,27	0,50	0,01	1,00	99,20	245
8	50,75	0,30	8,30	2,50	10,20	0,26	16,20	9,08	0,83	0,45	0,01	0,60	99,48	215
9	58,30	0,53	15,76	3,94	6,03	0,12	5,20	1,26	6,00	0,16	0,06	3,00	100,36	-
10	58,50	0,70	17,45	2,95	3,55	0,09	3,69	5,35	3,40	2,36	0,27	1,08	99,39	-
11	61,90	0,60	15,93	3,20	2,41	0,09	4,30	4,42	3,64	1,63	0,13	1,76	100,01	-
12	61,94	0,55	16,51	3,45	2,69	0,07	3,59	1,64	5,50	1,43	0,18	2,26	99,81	-
13	58,50	0,50	16,80	2,34	4,74	0,29	5,80	5,96	3,53	0,54	0,06	0,60	99,66	-
14	65,02	0,47	16,12	2,20	2,05	0,08	2,35	4,14	4,28	2,40	0,22	0,84	100,17	-
15	65,40	0,46	15,94	3,20	1,52	0,09	1,40	5,04	4,65	1,50	0,17	1,48	100,85	-
16	66,14	0,46	16,00	2,54	1,57	0,06	1,89	3,07	3,95	2,49	0,13	1,54	99,84	-
17	66,38	0,49	16,61	2,26	1,82	0,06	2,31	2,34	4,34	2,76	0,15	1,34	100,86	-
18	66,48	0,68	15,10	1,74	3,60	0,18	2,72	3,28	4,41	0,60	0,60	1,56	100,95	-
19	69,06	0,41	12,26	2,22	2,84	0,06	2,40	5,76	4,08	0,07	0,06	1,74	100,96	-
20	71,90	0,18	12,67	2,44	2,06	0,02	2,00	3,16	5,29	0,42	0,01	0,50	100,65	-
21	75,40	0,23	13,14	0,43	1,56	0,01	0,20	4,90	4,09	0,36	<0,01	0,48	100,80	-
22	75,58	0,09	12,71	0,25	1,42	<0,01	1,10	1,87	5,28	0,05	0,02	0,42	98,79	-
23	76,99	0,09	12,47	0,70	0,64	0,02	0,67	1,99	4,83	0,21	0,01	0,58	99,20	-

Примечания. 1–8 — габбро; 9–13 — кварцевые диориты; 14–18 — тоналиты; 19–23 — плагиограниты.

Большая часть анализов пород рассматриваемого комплекса расположена в левой части диаграммы, где параметр $A_c < 1,4$, а также в пределах известково-щелочного поля (II). В субщелочное поле попали всего две пробы гранодиоритов, а в щелочное — ни одной. Хорошо видно, что габбро, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты последовательно сменяются в направлении от на-

чала к окончанию эталонного медно-порфирового тренда. В связи с этим медная специализация пород сарсангинского комплекса не вызывает сомнений. Наибольший интерес с металлогенической точки зрения представляют кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. В последних, как отмечено выше, установлен ряд проявлений с пирит-халькопиритовой минерализацией.

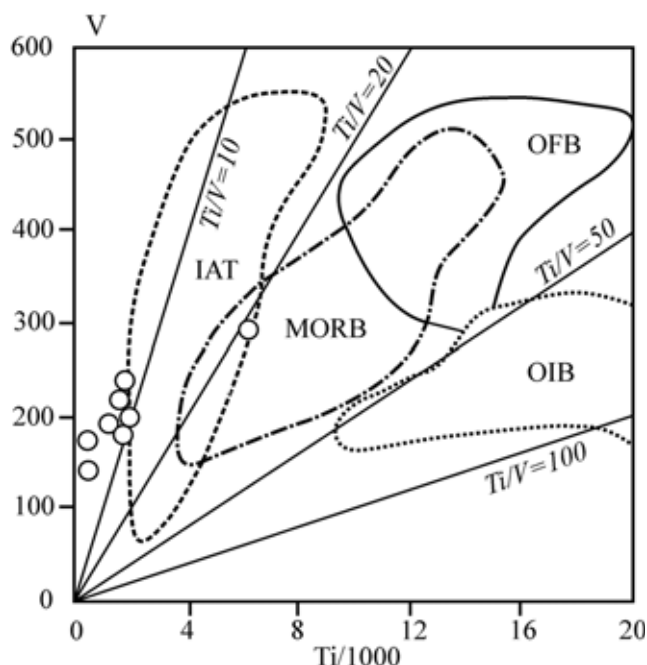


Рис. 4. Диаграмма $V - Ti/1000$ (г/т), по [Shervais, 1982], для габбро Сарсангинского массива (табл. 3). Геодинамические поля [Rollinson, 1993]: IAT — толеиты основания островных дуг, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OFB — базальты океанического дна, OIB — базальты океанических островов

Обратимся к реконструкции геодинамических условий формирования пород сарсангинского комплекса. Известно, что габбро, габбро-долериты, габбро-нориты зарождаются на больших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и наиболее близко отвечают исходному расплаву. Поэтому именно они использованы нами для решения этой задачи.

Для значительной части габбро Сарсангинского массива характерны высокие значения концентрации элементов группы железа (Co, Ni, Cr), K_2O (0,2–1,0%), MgO (12,0–19,5%), CaO (9,0–14,0%), низкие — TiO_2 (0,12–0,31%), Al_2O_3 (6,0–13,0%), Na_2O (0,5–2,0%) (табл. 3). Судя по первичным отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габбро Сарсангинского массива, составляющим 0,7038–0,7052 ед., скорее всего, это обогащенные выплавки верхней мантии.

Подтверждения вышеизложенному находим при анализе диаграмм $V-Ti/1000$ (рис. 4), $TiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (рис. 5) и $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3)/MgO$ (рис. 6), где рассматриваемые породы Сарсангинского массива укладываются в поля: 1) базальтов IAT (толеиты основания островных дуг) и MORB (базальты срединно-океанических хребтов) (рис. 4), 2) офиолитовой дунит-гарцбургитовой формации (рис. 5) и 3) габброидов срединно-океанических хребтов (рис. 6). По петрогеохимическим особенностям габбро сарсангинского комплекса не похожи ни на породы габбро-гранитной серии [Сначёв и др., 2009], ни на континентально-рифтогенные [Ковалев и др., 1995; Савельев и др., 2009].

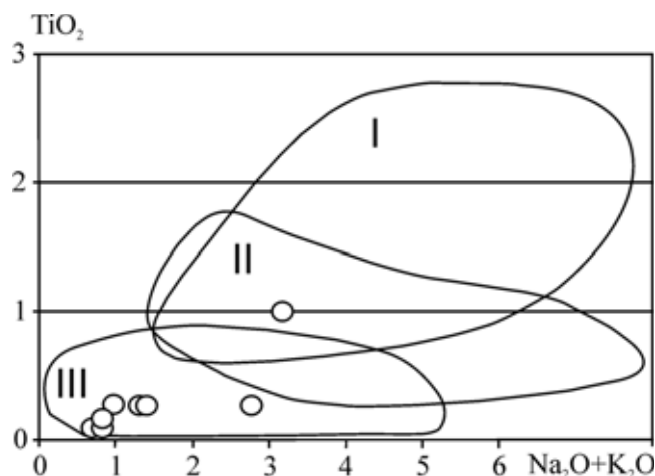


Рис. 5. Диаграмма $(Na_2O+K_2O)-TiO_2$ (вес.%) для габбро Сарсангинского массива (табл. 3) и габброидов различных формаций Южного Урала (I — габбро-гранитной, II — дунит-клинопироксенит-габбровой, III — дунит-гарцбургитовой), по [Сначев и др., 2009]

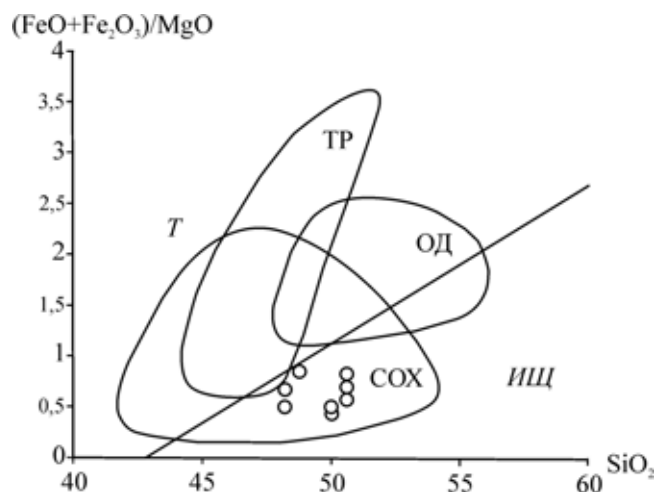


Рис. 6. Классификационная диаграмма $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3)/MgO$, по [Орлов и др., 1991], для габброидов Сарсангинского массива (табл. 3). Поля составов: OD — островные дуги, COX — срединно-океанические хребты, TP — траппы. Серии пород: T — толеитовая, ИЩ — известково-щелочная

Наконец рассмотрим геодинамические условия образования сарсангинского комплекса. Так как в процессе геолого-съёмочных работ 2008–2010 гг. [Пужаков и др., 2018] он выделен впервые, геодинамические условия его формирования ранее не установлены. Отнесение этого комплекса к габбро-диорит-плагитогранитной формации позволило нам ответить на этот вопрос. Так, в работе В.Н. Пучкова и др. [1986] отмечено, что породы позднесилурийской габбро-диорит-плагитогранитной формации расположены вдоль тектоно-магматических осей и являются, по-видимому, наиболее четкими следами древних островных дуг. В классической монографии И.И. Абрамовича и др. [Геодинамические..., 1989] магматизм этого типа связывают

с основанием островных дуг, формирующихся на океанической коре, что уверенно указывает на режим растяжения.

Заключение. Анализ приведенного выше собственного и компилятивного исследовательского материала позволяет предположить, что становление сарсангинского комплекса произошло в позднесилурийское время в абиссальной зоне на глубине около 6,5–7,0 км. Температурный интервал кристаллизации гранодиоритов составил 900–990 °С, а для габбро — 1180–1280 °С. Давление системы в этот момент соответствовало 190–200 МПа. При этом породы, слагающие

изученные массивы и развитые в пограничной зоне Среднего и Южного Урала, образовались в условиях растяжения на коре океанического типа. По петрогеохимическим особенностям они отвечают породам основания островных дуг и являются составными элементами офиолитовой дунит-гарцбургитовой формации. Приведенные данные находятся в соответствии с предположением В.Н. Пучкова [Puchkov, 2017] о существовании самостоятельной силурийской Трансуральской зоны субдукции на востоке Южного Урала.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания по теме № 0246-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергман И.А., Колесов Г.М., Воробьев В.С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия. 1985. № 6. С. 821–833.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Бородин Л.С. Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.
- Геодинамические реконструкции / Под ред. В.А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Романовская М.А. Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования кузинско-копанского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 81–85.
- Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология. 1998. Т. 6, № 5. С. 497–511.
- Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей // Записки ВМО. 1956. Т. 3. С. 310–320.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академический Проект, 2008. 224 с.
- Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997–1007.
- Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.
- Орлов Д.М., Липнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций: Справ. пособие. Л.: Недра, 1991. 299 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Прокофьев В.Ю., Пэк А.А. Проблемы оценки и глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 3–24.
- Пужаков Б.А., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-II (Кунашак). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 181 с.
- Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Аманьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85–95.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначёв В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. и др. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 79–81.
- Термо- и барометрия метаморфических пород / Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications / Ed. Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
- Frezzotti M.L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // Lithos. 2001. Vol. 55. P. 273–299. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00048-7.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineralogist. 1983. Vol. 68. P. 477–493.
- Pearce Ju.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25, N 4. P. 956–983.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization basaltic magma // J. Geology. 1951. Vol. 59, N 5. P. 472–489. DOI: 10.1086/625891.
- Puchkov V.N. General regularities of localization of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 4–29. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>.
- Putirka K.D., Tepley F.J. Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. 674 p.

Rollinson H.R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. L.: Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.

Shervais J. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyagin G.N. et al. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. Vol. 102. P. 240–259.

Wang T., Guo L., Zhang L. et al. Granitoid and tectonics // *Acta Petrologica Sinica.* 2017. Vol. 33, N 5. P. 1459–1478.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 109–124. DOI: 10.1007/BF00371501.

Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh Intrusion–Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia): Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential // *Minerals.* 2019. Vol. 9, N 5. P. 297–332. DOI: org/10.3390/min9050297.

Zhu Y., An F., Tan J. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review // *Geosci. Frontiers.* 2011. Vol. 2. P. 367–374.

Поступила в редакцию 28.11.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 549.621.14:549.651.2:549.514.81(477.75)

Э.М. Спиридонов¹, Е.В. Путинцева²

ИНТРУЗИВ ПОСЛЕОСТРОВОДУЖНЫХ ФАЯЛИТОВЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ ГОРЫ КАСТЕЛЬ В КИММЕРИДАХ ГОРНОГО КРЫМА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова»,
119991, Москва ГСП-1, Воробьевы Горы, 1
ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет»,
199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Vorobyovy Gory, 1
S-Petersburg State University, 199034, S-Petersburg, University embankment, 7/9

Гипабиссальный интрузив фаялитовых плагиогранитов г. Кастель внедрился в Южнобережное поднятие Горно-Крымской тектонической зоны киммерид Крыма. Плагиограниты пересекли и контактово метаморфизовали сложно дислоцированную толщу флиша таврической серии T_2-J_1 , тела островодужных габброидов раннебайосского первомайско-аюдагского комплекса и базальтов позднебайосского карадагского комплекса. Судя по рисунку трещин отдельности и характеру контактов, интрузив тектонизирован относительно слабо. Послеостроводужные плагиограниты г. Кастель (SiO_2 72,02 масс.%; Na_2O 4,57; K_2O 1,26; $Na_2O/K_2O = 3,6$; железистость 92,4%; $Th \gg U$) содержат высокожелезистые оливин-фаялит, эулит и аннит, обильные акцессорные — циркон, монацит, ксенотим. В ходе кристаллизационной дифференциации плагиогранитов г. Кастель произошло накопление Fe и Mn в составе оливина, Na и K — в составе плагиоклаза, Mn — в составе ильменита, Hf — в составе циркона, Th — в составе монацита, сузились составы твердых растворов циркона и ксенотима. Эндемичные фаялитовые плагиограниты могли возникнуть в условиях орогенного режима, который, по-видимому, следует выделить в истории мезозойд Горного Крыма.

Ключевые слова: послеостроводужный кастельский плагиогранитный комплекс, эндемичные плагиограниты с фаялитом, ильменит, фторапатит, циркон, монацит, ксенотим, Горный Крым.

The hypabissal intrusive of Mt. Kastel fayalite plagiogranites intruded in the center of the South Bank uplift within Crimean kimmerides. Plagiogranites crosscut and local metamorphose the complexly folded flysch mass of Tauride series T_2-J_1 , the bodies of island-arc gabbroids of Early Bayos Pervomaysk-Aju-Dag complex and basalts bodies of Late Bayos Karadag complex. Judging by the pattern of partings and the contact conditions, the intrusive is relatively weakly tectonized. Kastel postisland-arc plagiogranites (72,02 wt% of SiO_2 ; 4,57 wt% of Na_2O ; 1,26 wt% of K_2O ; $Na_2O/K_2O = 3,6$; 92,4% of ferruginosity; $Th \gg U$) contain high ferriferous olivine — fayalite, eulite and annite, rich in accessory zircon, monazite and xenotime. During the crystallization differentiation of plagiogranites of Mt. Kastel there was an accumulation of Fe and Mn in olivine composition, Na and K in plagioclase composition, Mn in ilmenite composition, Hf in zircon composition and Th in monazite composition, a narrowing of zircon and xenotime solid solutions composition. Endemic fayalite plagiogranites could arise under the conditions of orogenic regime, which, apparently, should be distinguished in the history of Mountain Crimean mesozooids.

Key words: postisland-arc Kastel plagiogranite complex, endemic plagiogranites with fayalite, ilmenite, fluorapatite, zircon, monazite, xenotime, Mountain Crimea.

Введение. В Горном Крыму многие десятилетия проводятся студенческие полевые геологические практики. Один из традиционных объектов этих практик — интрузивный массив горы Кастель, расположенной рядом с Алуштой. Горные породы г. Кастель изучают полтора века [Прендель, 1886; Лагорио, 1887; Лучицкий, 1939; Павлинов, 1946; Фирсов, 1963; Лебединский, Шалимов, 1967; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990; Спиридонов, 2017; Шнюкова, 2019]. В этих работах горные породы г. Кастель описаны как биотитсодержащие плагиогранит-порфиры, или липаритовые

порфиры, или кварцевые порфиры, или плагиограниты. Наблюдения последних лет показали, что это плагиограниты порфировидные до резко порфировидных, но не биотитовые, а фаялитовые и феррогортонитовые, т.е. весьма своеобразные эндемичные горные породы [Спиридонов, Путинцева, 2019].

Фаялит и феррогортонит. Крайне железистый оливин фаялит ($Fe_{0-10}Fa_{100-90}$), а также феррогортонит ($Fe_{10-30}Fa_{90-70}$) [Deer et al., 1982] — редкие минералы магматических, высокотемпературных метасоматических и метаморфических горных

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

² Санкт-Петербургский государственный университет, Петрографический музей, куратор; e-mail: lputintseva@mail.ru

пород. Они образуются в восстановительной обстановке, так как очень богаты Fe^{2+} , нередко формируются при участии газовой фазы с водородом и углеводородами [Иванова и др., 2007].

Магматические горные породы. Фаялит — характерный минерал высокожелезистых внутриплитных гранитоидов и гранитных пегматитов повышенной калиевой щелочности (граниты рапакиви, гранитоиды анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной серии, граниты анорогенных кольцевых комплексов) и сиенитов [Заварицкий, 1955; Howard et al., 1956; Маракушев и др., 1966; Stevenson, Hensel, 1978; Deer et al., 1982, Кривдик и др., 1988; Frost et al., 1988, 1999; Njonfang, Moreau, 2000; Mücke, 2003]. Столь же характерен фаялит для кремнекислых щелочных вулканитов, таких, как пантеллериты [Заварицкий, 1955; Deer et al., 1982; Civetta et al., 1998]. Фаялит развит также в литофизах кремнекислых вулканитов [Deer et al., 1982; Ike et al., 1984]. Иной генетический тип представляют феррогортонолит и фаялит феррогаббро и ферродиоритов — высокожелезистых дифференциатов «сухих» расслоенных платформенных интрузивов типа Бушвельда, Скэргарда, Аламджаха [Масайтис, 1958; Wager, Brown, 1967]. Единственная находка фаялита в субдукционных гранитоидах — гранодиоритах Чили [Vásques et al., 2008] не вызывает доверия, так как железистость этих гранодиоритов низкая (74%), что не характерно для фаялитсодержащих магматических пород.

Метасоматические образования. Фаялит развит в высокотемпературных оловоносных метасоматитах, связанных с орогенными интрузивами высокожелезистых калиевых гранитов [Грачева, 1966]. Фаялит и феррогортонолит распространены в продуктах реакции норильских сульфидных Fe-Cu-Ni-расплавов с силикатными породами при участии восстановленных флюидов, при этом возник и когенит Fe_3C [Золотухин, 1971; Спиридонов, 2010]; в реакционных зонах между габброидами и Fe-Ni-C-расплавом — продуктом природного металлургического процесса во внутренней части Хунгтукунского траппового интрузива Восточно-Сибирской платформы с включениями блоков углистых пород [Рябов и др., 1985; Спиридонов, 2012].

Метаморфические горные породы. Фаялит и феррогортонолит — характерные минералы продуктов метаморфизма кремнистых сидеритов, железистых яшм, пирит-кремнистых пород. Таковы роговики пироксеновой фации с феррогортонолитом из ксенолитов в габброидах интрузива Аю-Даг в Горном Крыму [Ерёменко, Ерёменко, 1972; Ананьев, Ревердатто, 1997]; таковы эвлизиты — фаялит-ферросилитовые породы, продукты регионального метаморфизма гранулитовой фации [Tilley, 1936]; таковы фаялит и феррогортонолит — продукты угольных пожаров в Кузбассе, на Южном Урале и в иных регионах [Sokol et al., 2002;

Новикова, 2009]. Как видно, аналогов фаялитовым плагиогранитам г. Кагель нет.

Материалы и методы исследования. Изучено строение интрузива г. Кагель и окружающих интенсивно дислоцированных толщ флиша таврической серии с множеством секущих интрузивных тел габброидов первомайско-аюдагского комплекса и редких субвулканических даек базальтов и долеритов карадагской серии. Детально изучена коллекция плагиогранитов, собранная авторами в обнаженной части г. Кагель. Химический состав плагиогранитов определен в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, состав минералов — с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480 LV» (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Методика измерений стандартная [Рид, 2008]. Фотографии в режиме отраженных электронов и микронзондовые анализы минералов выполнила аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева.

Киммериды Горного Крыма. Горный Крым — часть грандиозной Альпийско-Гималайской складчатой системы. Это мезозойское, киммерийское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон [Милеев и др., 2006]. Горный Крым — складчатая область с редуцированной историей геологического развития, здесь отсутствуют как типичные образования океанической стадии — мезозойские офиолиты [Спиридонов и др., 2019a], так и типичные образования орогенной стадии — калиевые гранитоиды. Значительную часть складчатого комплекса Горного Крыма составляют терригенные флишевые толщи таврической и эскиординской серий T_2-J_1 , сложно дислоцированные и несогласно перекрытые среднеюрскими угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, также заметно дислоцированными. Более древние толщи составляют ядра антиклинальных структур: Качинского, Южнобережного и Туакского поднятий [Муратов, 1973].

Интрузивные комплексы Горного Крыма. А.Е. Лагорио — один из первых петрографов России, изучавших магматические образования Крыма, установил два поколения интрузивных пород в Южном Крыму: более древние габброиды и секущие их гранодиориты с ксенолитами габброидов [Лагорио, 1887]. В дальнейшем эти соотношения были многократно подтверждены. Ассоциацию габброидов и гранитоидов, среди которых преобладают близкие к плагиогранитам, стали выделять как двухфазную габбро-плагиогранитную формацию [Лучицкий, 1939; Павлинов, 1946; Лебединский, Шалимов, 1967; Муратов, 1973]. Эта схема используется геологами-тектонистами поныне [Никишин и др., 2001; Милеев и др., 2006].

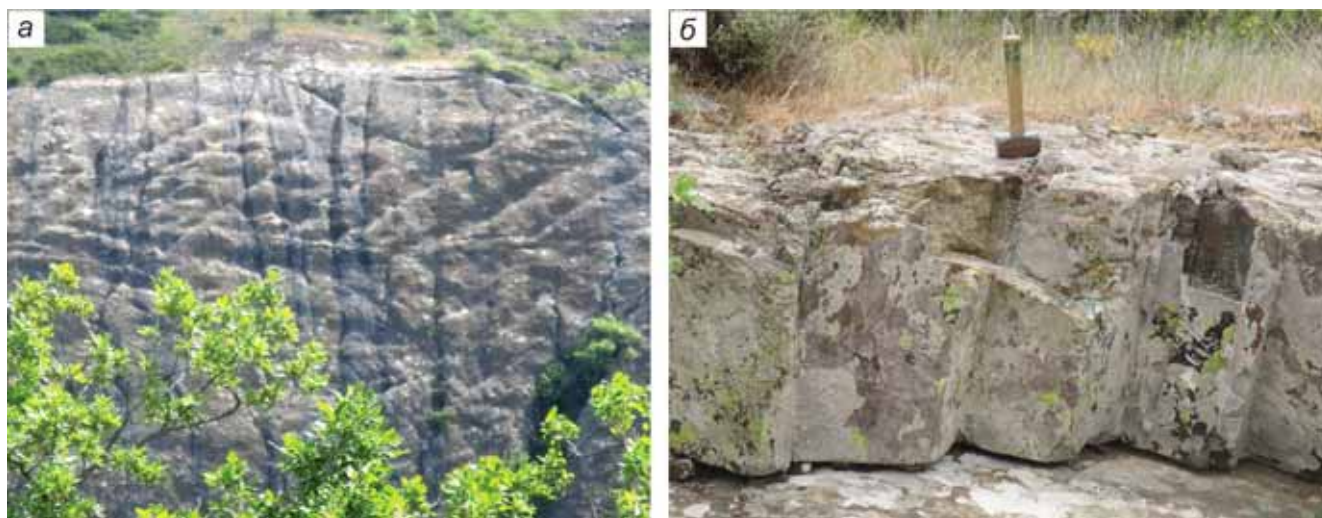


Рис. 1. Ненарушенная система первичных трещин отдельности в плагиогранитах. Северный склон горы Кафель (*а*); пологие криволинейные и крутопадающие параллелепипедообразные трещины отдельности в плагиогранитах у вершины купола (*б*)

Э.М. Спиридонов и Т.О. Федоров обособили два петрологически разных интрузивных комплекса — габброидный первомайско-аюдагский и гранитоидный кафельский [Спиридонов и др., 1990]. Первый комплекс завершился внедрением послеинтрузивных даек долеритов, второй — внедрением даек гранитоид-порфиров. Интрузивы раннебайосского первомайско-аюдагского комплекса пересечены жерловинами и дайками позднебайосской карадагской вулканической серии [Спиридонов и др., 1990]. Интрузивные породы первомайско-аюдагского комплекса и вулканические породы карадагской серии имеют островодужные петрохимические характеристики [Спиридонов и др., 1990; Meijiers et al., 2010]. Плагиограниты г. Кафель секут габброиды первомайско-аюдагского комплекса, субвулканические базальты и долериты карадагской серии, содержат их ксенолиты. Возможно, внедрение плагиогранитов кафельского комплекса сопровождало процессы складчатости вулканитов карадагской серии. Надежные радиометрические датировки для плагиогранитов г. Кафель пока не получены. Галька плагиогранитов, похожих на кафельские, описана в верхнеюрских конгломератах горы Демерджи [Чернов, 1971]. Вероятный возраст фаялитовых плагиогранитов г. Кафель отвечает границе J_2 и J_3 .

Для базитов первомайско-аюдагского комплекса типичны анортит, битовнит, ромбический пироксен, хромшпинелиды, армоколлит, Mg-ильменит, цирконолит, бадделеит, чевкинит, перьерит, алланит-(Ce); для кварцевых диоритов и плагиогранитов этого комплекса — алланит-(Ce) и торит [Спиридонов и др., 2018, 2019]. Для плагиогранитов кафельского комплекса типичны монацит-(Ce) и ксенотим-(Y) [Спиридонов, Путинцева, 2019]. Находка в плагиогранитах г. Кафель фаялита — еще одно свидетельство кардинального различия двух интрузивных комплексов киммерид Горного Крыма.

Интрузив плагиогранитов г. Кафель. Интрузивы плагиогранитоидов кафельского комплекса — Кафельский, Шахра, Ай-Йори, Серагоз — внедрились в ядерной части Южнобережного поднятия Горного Крыма в сложно дислоцированную толщу флиша таврической серии. Осадочные породы в этом регионе содержат заметное количество рассеянного органического вещества. На контакте ороговикованных осадочных пород с плагиогранитами часто развиты примазки графита.

Куполовидный интрузив г. Кафель размером около $1 \times 0,5$ км вытянут в долготном направлении. Рисунок трещин отдельности на хорошо препарированном северном склоне и в купольной части (рис. 1, *а*, *б*) свидетельствует, что интрузив не затронут сколько-нибудь интенсивными процессами тектонизации. Судя по ориентировке первичных трещин отдельности с углом падения до 7° в верхней части пологого купола [Павлинов, 1946], интрузив эродирован незначительно.

Его хорошо обнаженный западный контакт залегает криволинейно круто, почти вертикально, местами с крутым наклоном под интрузив. Интрузивный контакт с ороговикованными осадочными породами и биотитовыми роговиками приварен; поверхность контакта имеет сложную морфологию (рис. 2).

Складчатая толща флиша пронизана множеством небольших интрузивных тел габброидов первомайско-аюдагского комплекса: в кровле купола плагиогранитов, у западного, юго-восточного и северо-восточного его контактов. Там, где удается наблюдать их контакты, резко порфировидные тонко-мелкозернистые плагиограниты эндоконтакта срезают габброиды. Так, в прикровельной части интрузива плагиограниты секут мелко-среднезернистые габброиды и габбро-диориты первомайско-аюдагского комплекса, на юге западного склона г. Кафель плагиограниты пересекли среднезернистые анортит-битовнитовые

Рис. 2. Препарированная поверхность интрузивного контакта плагиогранитов и ороговиковых терригенных пород. Контакт приварен, имеет сложную морфологию; север западного склона г. Кастель



габбро-норит-долериты первомайско-аюдагского комплекса. На отдельных участках юго-восточного склона у подножия г. Кастель плагиограниты контактируют со средне-крупнозернистыми габбро-диоритами того же комплекса, содержат их ксенолиты.

Приконтактная часть интрузива шириной 10–15 м сложена тонко-мелкозернистыми резко порфировидными феррогортонитовыми плагиогранитами, которые местами трудно отличимы по структуре от плагиогранит-порфиров секущих их даек; в породах даек железистого оливина нет. В глубь интрузива развиты фаялитовые плагиограниты, зернистость которых постепенно увеличивается до мелко-среднезернистой и среднезернистой (рис. 3). Интрузив окружен ореолом биотитовых



Рис. 3. Мелко-среднезернистые плагиограниты с вкрапленниками фаялита. В верхней части образца плагиограниты замещены околотрещинными березитами, 108×109 мм. Юго-запад южного склона г. Кастель

роговиков и ороговикованных пород. Роговики содержат кордиерит и андалузит [Прендель, 1887; Лучицкий, 1939], редкую вкрапленность пирротина и халькопирита. По всем признакам интрузив плагиогранитов г. Кастель формировался в гипабиссальных условиях.

Плагиограниты г. Кастель пересечены серией наклонных и крутопадающих плитообразных даек плагиогранит-порфиров мощностью до 3 м. Одна из наклонных даек с углом падения 30° бронирует поверхность интрузива на его северо-западном склоне; поверхность здесь плоская (рис. 4), в отличие от криволинейных поверхностей первичных трещин отдельности Кастельского купола по соседству. Крутопадающие дайки плагиогранит-порфиров развиты и на северном, и на южном склонах купола плагиогранитов — в западном углу карьера строительного камня. Среди плагиогранитов и ороговикованных пород немало зон брекчирования и дробления мощностью от нескольких дециметров до 1,5–6 м. Тектонические брекчии обычно гидротермально изменены. Широко развиты пропилитизированные породы с альбитом, высокожелезистым хлоритом, кварцем, клиноцоизитом-эпидотом, титанитом, пиритом, редким редкоземельным эпидотом; количество пирита варьирует от следов до 5–7%; на выходах такие породы обильно пропитаны гётитом — «ожелезнены». Еще шире развиты слабоберезитизированные породы с мелкочешуйчатым серицитом-мусковитом, карбонатом, хлоритом, пиритом, с гнездами и прожилками молочно-белого кварца. В старой каменоломне на южном склоне г. Кастель была вскрыта зона березитов ярко-желтого цвета с обильным пиритом, кварцевыми жилами. Пропилиты и березиты — средне- и низкотемпературные гидротермальные метасоматиты, наложенные на плагиогранит-порфиры даек.

На южном склоне г. Кастель проходит почти вертикальная долготная зона дробления мощ-



Рис. 4. Участок северо-западного склона плагиогранитного купола бронирован пологой плитообразной дайкой плагиогранит-порфиров

ностью 6–8 м. В ее пределах плагиограниты превращены в аргиллизиты, в центре находится жила гигантокристаллического полупрозрачного кальцита мощностью до 1,2 м, неясно, это производное кагельского комплекса или эпигенетическое образование.

Состав плагиогранитов г. Кагель. Химический состав плагиогранитов Кагельского интрузива устойчив; средний состав пород ($n=4$, масс.%): SiO_2 72,02; TiO_2 0,14; P_2O_5 0,08; Al_2O_3 14,01; FeO 2,84; MnO 0,10; MgO 0,13; CaO 2,52; Na_2O 4,57; K_2O 1,26; ппп 5,12; сумма 99,97. Это высокожелезистые породы ($f = 92,7$), умеренно низкощелочные, со значительным преобладанием натрия над калием — $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O} = 3,6$ тория над ураном.

В плагиогранитных породах более крупные выделения, имеющие вид вкрапленников, сложены осцилляционно-зональным плагиоклазом, фаяли-

том и/или феррогортонолитом, высоким кварцем. Размер вкрапленников плагиоклаза до 3 мм, их состав варьирует от лабрадора до олигоклаза, в среднем отвечает андезину. Форма кристаллов феррогортонолита и фаялита — типичная для оливина (рис. 5). Размер крупных кристаллов до 2 мм, крайне редко до 3 мм, обычно не более 0,5–1 мм. Преобладающий состав оливина — фаялит. Вокруг феррогортонолита и фаялита нередко развиты каймы обрастания и замещения высокожелезистого ромбического пироксена — эулита ($\text{Ca}_{1,0-1,8}\text{Mg}_{1,2-27,5}\text{Fe}_{70,7-79,8}$) и более широкие каймы высокожелезистого биотита аннита. В матрице пород преобладают олигоклаз и кварц, распространены аннит, биотит, титаномагнетит, ильменит, ортоклаз, фторапатит с 1–3 масс.% Fe и Mn, циркон (рис. 6), монацит-(Ce), ксенотим-(Y), F-содержащий Алтитанит. Аннит содержит до 2,5 масс.% и фто-

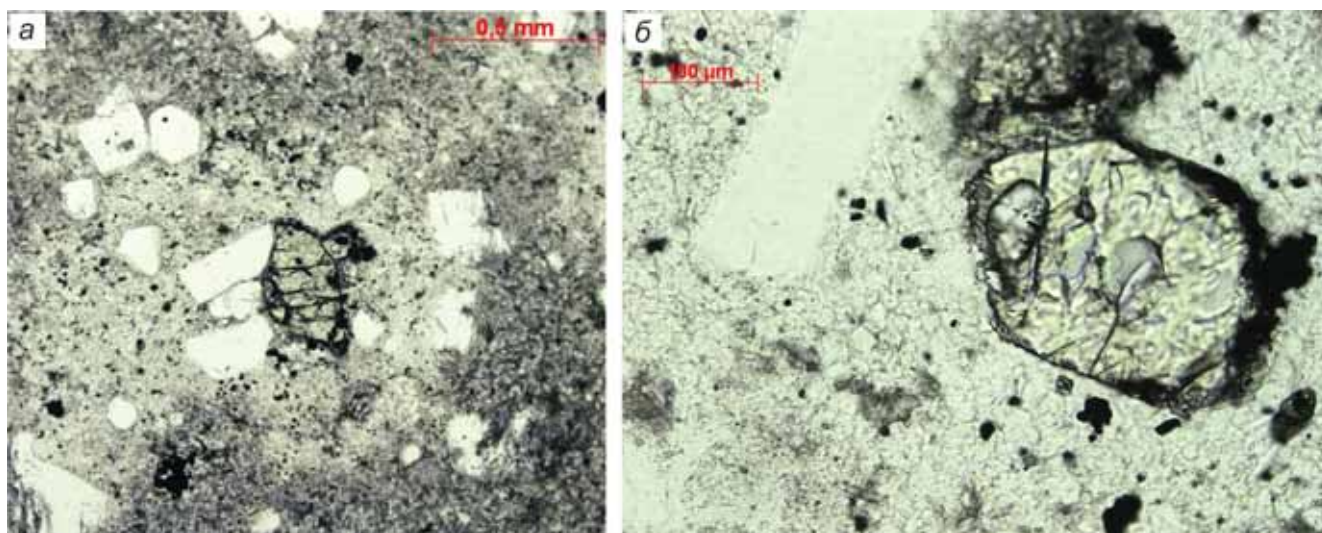
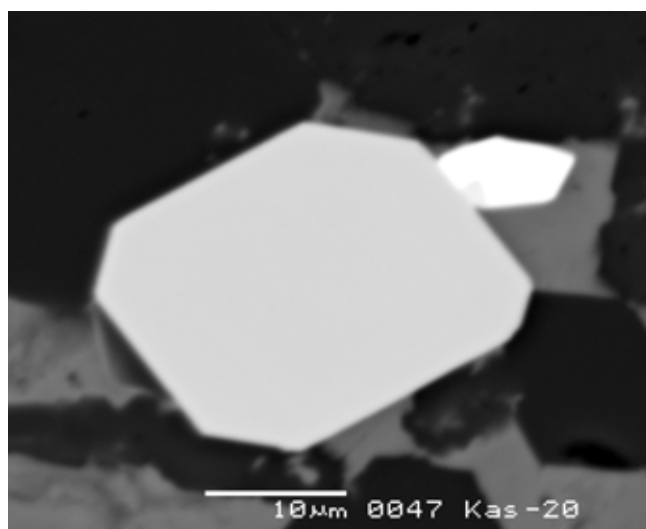
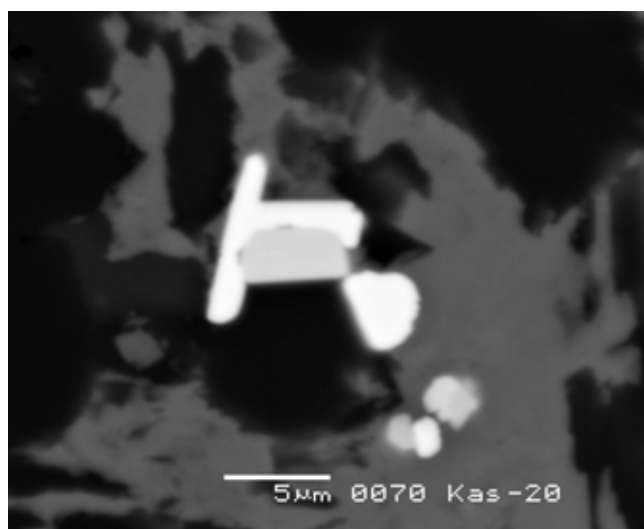


Рис. 5. Резкопорфировидные плагиограниты эндоконтакта с вкрапленниками андезин-лабрадора, феррогортонолита (табл. 1, ан. 1) и высокого кварца (а); порфировидные плагиограниты ближе к центру интрузива с вкрапленниками фаялита (табл. 1, ан. 5) и андезина-олигоклаза (б). В проходящем свете при 1 никеле



а



б

Рис. 6. Плагииграниты ближе к центру интрузива: срастание кристаллов циркона (светло-серый) (табл. 3, ан. 14) и монацита (белый) (табл. 4, ан. 22) (а); срастание кристаллов монацита (белые) (табл. 4, ан. 23) и ксенотима (светло-серые) (табл. 5, ан. 28) в мелкозернистой силикатной матрице (б). В отраженных электронах

ра, и хлора. Типичный состав титаномagnetита (масс.%): FeO 41,37; MnO 1,08; ZnO 1,10; Fe₂O₃ 38,49; Al₂O₃ 4,63; V₂O₃ 0,20; TiO₂ 12,54; сумма 99,41; состав в миналах, мол.%: магнетит FeFe₂O₄ 50,9; ульвошпинель Fe₂TiO₄ 35,2; герцинит FeAl₂O₄ 7,3; якобит MnFe₂O₄ 3,4; ганит ZnAl₂O₄ 2,9; кулсонит FeV₂O₄ 0,3. Типичный состав фторапатита (масс.%): CaO 49,19; FeO 3,03; MnO 1,78; Na₂O 0,53; Ce₂O₃ 0,40; Nd₂O₃ 0,57; Sm₂O₃ 0,32; Gd₂O₃ 0,32; Dy₂O₃ 0,30; UO₂ 0,19; P₂O₅ 41,08; SiO₂ 0,22; F 3,46; Cl 0,39; сумма — O=F₂+Cl₂ 100,23; формула фторапатита (Ca_{4,51}Fe_{0,22}Mn_{0,13}Na_{0,09}Nd_{0,02}Ce_{0,01}Gd_{0,01}Sm_{0,01}Dy_{0,01})₅[(PO₄)_{2,98}(SiO₄)_{0,02}]₃(F_{0,94}Cl_{0,06})₁. Циркон, бедный торием и ураном, содержит в твердом растворе до 10,5% минала ксенотима-(Y), чаще 2–6%. В составе монацита-(Ce) следующие количественное соотношение лантанидов и иттрия (от их суммы): 37–39% Ce, 19–23% Nd, 13–16% La, 6–10% Y, 4–6% Pr, 4–6% Sm, 3–5% Gd. В составе ксенотима-(Y) количественное соотношение иттрия и лантанидов (от их суммы) таково (%): 67–72 Y; 6–7 Dy; 4–6 Gd; 4 Er; 3–4 Yb. Ксенотим содержит до 11% минала циркона в твердом растворе, обычно 1–6%. Железистость оливина-фаялита достигает 94%, ромбического пироксена-эулита — 81%, биотита аннита — 88%, титаномagnetит богат миалом ульвошпинели (до 41%), ильменит беден миалом гематита, что свидетельствует о кристаллизации плагиигранитов г. Кастель в резко восстановительных условиях.

Наметилось определенное изменение состава минералов плагиигранитов по мере удаления от контактов в глубь Кастельского интрузива, т.е. в ходе кристаллизационной дифференциации.

Плагииграниты эндоконтакта развиты в восточной части южного склона горы. Состав плагииоклаза в них варьирует от низкокалийевого лабрадора Ca_{60,5-50,4}Na_{39,0-49,0}K_{0,5-0,6} до умеренно калиевого

андезин-олигоклаза Ca_{30,5}Na_{66,5}K_{3,0}. С плагииоклазом образует срастания феррогортонолит (рис. 5, а), который преобладает в плагиигранитах непосредственного эндоконтакта (табл. 1, ан. 1-2). Его состав (Fe²⁺_{1,65-1,72}Mg_{0,29-0,21}Mn_{0,07-0,08})₂[SiO₄]; Fo 14,5–10,4, в среднем 12,7; содержание марганца составляет 2,32–3,02 масс.% MnO, в среднем 2,54%; минерал содержит немного Zn; Ni и Ca при стандартном микрозондовом анализе не обнаружены. Ильменит в плагиигранитах эндоконтакта содержит до 2,5 масс.% MnO. Типичный состав ильменита приведен в табл. 2 (ан. 7). Циркон содержит 0,86–1,32, в среднем 1,17 масс.% HfO₂; величина отношения ZrO₂/HfO₂ составляет 49–60, средняя 56,6 ($n=5$), содержит заметное количество Y и HREE; его состав отвечает формулам: (Zr_{0,89}Y_{0,09}Hf_{0,01}Yb_{0,01}Dy_{0,01})₁[(SiO₄)_{0,895}(PO₄)_{0,105}]₁ и (Zr_{0,94}Y_{0,04}Hf_{0,01}Dy_{0,01})₁[(SiO₄)_{0,95}(PO₄)_{0,05}]₁ (табл. 3, ан. 10 и 11); от 10,5 до 5% минала ксенотима. Монацит-(Ce) содержит до 7,4, в среднем 3,88 масс.% ThO₂ ($n=5$); его состав отвечает формулам: (Ce_{0,39}Nd_{0,20}La_{0,16}Y_{0,09}Pr_{0,04}Gd_{0,04}Sm_{0,04}Dy_{0,02}Tb_{0,01}Th_{0,01})₁[(PO₄)_{0,99}(SiO₄)_{0,01}]₁; (Ce_{0,39}Nd_{0,20}La_{0,17}Y_{0,07}Pr_{0,04}Sm_{0,04}Gd_{0,03}Th_{0,03}Dy_{0,02}Tb_{0,01})₁[(PO₄)_{0,97}(SiO₄)_{0,03}]₁ и (Ce_{0,36}Nd_{0,22}La_{0,10}Y_{0,09}Th_{0,07}Sm_{0,05}Pr_{0,04}Gd_{0,04}Dy_{0,02}Tb_{0,01})₁[(PO₄)_{0,93}(SiO₄)_{0,07}]₁ (табл. 4, 5, ан. 16, 17, 18). Ксенотим-(Y) содержит до 9% минала циркона в твердом растворе, заметное количество Th и U; его состав отвечает (Y_{0,67}Zr_{0,09}Dy_{0,06}Yb_{0,04}Gd_{0,04}Er_{0,04}Ho_{0,01}Sm_{0,01}Nd_{0,01}Tb_{0,01}Th_{0,01}U_{0,01})₁[(PO₄)_{0,895}(SiO₄)_{0,105}]₁ (табл. 6, 7, ан. 24). Обычно ксенотим содержит 6% минала циркона, его состав (Y_{0,68}Dy_{0,06}Zr_{0,06}Er_{0,05}Yb_{0,04}Gd_{0,04}Sm_{0,02}Nd_{0,01}Ho_{0,01}Lu_{0,01}Tb_{0,01}Tm_{0,01})₁[(PO₄)_{0,93}(SiO₄)_{0,07}]₁ (табл. 6, 7, ан. 25).

Плагииграниты промежуточной зоны развиты в центральной части южного склона горы. Состав плагииоклаза в них варьирует от низкокалийевого

Таблица 1

Химический состав (масс.%) феррогортонолита (1–3) и фаялита (4–6) плагиогранитов г. Кастель

Компоненты	1	2	3	4	5	6
MgO	6,01	5,06	4,31	3,87	2,97	2,36
NiO	нпо	нпо	нпо	нпо	0,04	0,04
FeO	60,89	61,61	61,86	62,16	62,94	63,94
MnO	2,41	2,44	2,66	2,54	2,90	3,16
ZnO (CoO)	нпо	0,23	нпо	нпо	(0,21)	(0,29)
CaO	нпо	нпо	0,09	0,08	0,10	0,05
SiO ₂	30,96	30,66	30,23	29,95	29,92	29,72
Сумма	100,27	100,00	99,15	98,56	99,08	98,86
Число атомов в формуле						
Mg	0,289	0,246	0,212	0,192	0,148	0,118
Ni	-	-	-	-	0,001	0,001
Fe ²⁺	1,645	1,681	1,712	1,734	1,759	1,781
Mn	0,066	0,067	0,074	0,072	0,082	0,091
Co	-	-	-	-	0,006	0,007
Zn	-	0,005	-	-	-	-
Ca	-	-	0,003	0,003	0,004	0,002
Сумма	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	1,998
Si	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	1,002
O	4					
Fe, %	14,5	12,3	10,6	9,6	7,4	5,9

Таблица 2

Химический состав (масс.%) ильменита плагиогранитов эндоконтакта (7), промежуточной (8) и центральной зон (9) интрузива г. Кастель

Компоненты	7	8	9
FeO	42,75	41,88	30,66
MnO	2,31	3,45	12,90
ZnO	1,10	0,81	0,25
TiO ₂	51,99	51,21	49,34
Fe ₂ O ₃	0,37	4,44	5,61
V ₂ O ₃	нпо	0,36	0,47
Сумма	99,41	102,15	99,23
Содержание миналов, мол.%			
FeTiO ₃	91,1	88,6	65,9
MnTiO ₃	5,0	7,2	27,7
ZnTiO ₃	3,6	1,4	0,5
Сумма	99,6	95,5	94,1
Fe ₂ O ₃	0,4	4,2	5,4
V ₂ O ₃	-	0,3	0,5

Примечание. Mg, Ni, Al, Cr не обнаружены.

Таблица 3

Химический состав (масс.%) циркона плагиогранитов эндоконтакта (10–11), промежуточной (12–13) и центральной зон (14–15) г. Кастель

Компоненты	10	11	12	13	14	15
ZrO ₂	58,52	62,32	61,33	62,90	63,45	63,69
HfO ₂	0,86	1,03	1,34	1,39	1,68	1,70
Y ₂ O ₃	5,46	2,98	3,13	2,59	1,82	1,83
Yb ₂ O ₃	0,89	нпо	0,72	нпо	нпо	нпо
Dy ₂ O ₃	0,67	0,57	0,28	нпо	нпо	нпо
SiO ₂	28,75	30,68	30,32	31,08	31,40	31,50
P ₂ O ₅	3,99	1,85	2,30	1,70	1,15	1,16
Сумма	99,14	99,43	99,42	99,66	99,50	99,88
Число атомов в формуле						
Zr	0,887	0,942	0,927	0,945	0,956	0,956
Hf	0,008	0,009	0,012	0,012	0,014	0,015
Y	0,091	0,043	0,052	0,042	0,030	0,030
Yb	0,008	-	0,007	-	-	-
Dy	0,007	0,006	0,003	-	-	-
Сумма	1,001	1,000	1,001	0,999	1,000	1,001
Si	0,894	0,951	0,939	0,957	0,970	0,969
P	0,105	0,049	0,060	0,044	0,030	0,030
Сумма	0,999	1,000	0,999	1,001	1,000	0,999
O	4					
Ксенотим, %	10,5	5	6	4	3	3

Примечание. U, Th, LREE, Ti не обнаружены.

лабрадора $\text{Ca}_{52,2}\text{Na}_{47,1}\text{K}_{0,7}$ до преобладающего андезина $\text{Ca}_{42,1}\text{Na}_{56,7}\text{K}_{1,2}$ и умереннокалиевого олигоклаза $\text{Ca}_{24,7}\text{Na}_{71,1}\text{K}_{4,2}$. Эти плагиограниты содержат гортонолит (табл. 1, ан. 3) и преобладающий фаялит (табл. 1, ан. 4). Состав этого железистого оливина отвечает $(\text{Fe}^{2+}_{1,71-1,77}\text{Mg}_{0,21-0,15}\text{Mn}_{0,07-0,08})_2[\text{SiO}_4]$; Fe 10,6–7,7, в среднем 9,2; содержание марганца составляет 2,66–2,99 масс.%, MnO, в среднем 2,75%; минерал содержит до 0,1 масс.% CaO, Ni не обнаружен. Ильменит содержит до 5,1 масс.% MnO. Типичный состав ильменита приведен в табл. 2 (ан. 8). Циркон содержит 1,18–1,39, в среднем 1,28 масс.% HfO₂; величина отношения ZrO₂/HfO₂ составляет 46–59, средняя 52,5 ($n = 6$). Состав циркона отвечает формулам $(\text{Zr}_{0,93}\text{Y}_{0,05}\text{Hf}_{0,01}\text{Yb}_{0,01})_1[(\text{SiO}_4)_{0,94}(\text{PO}_4)_{0,06}]_1$ и $(\text{Zr}_{0,95}\text{Y}_{0,04}\text{Hf}_{0,01})_1[(\text{SiO}_4)_{0,96}(\text{PO}_4)_{0,04}]_1$ (табл. 3, ан. 12 и 13); циркон содержит в твердом растворе 4–6% минала ксенотима. Монацит-(Ce) содержит до 7,6, в среднем 4,16 масс.% ThO₂ ($n=16$); его состав отвечает $(\text{Ce}_{0,40}\text{Nd}_{0,20}\text{La}_{0,19}\text{Y}_{0,05}\text{Th}_{0,04}\text{Pr}_{0,04}\text{Gd}_{0,03}\text{Sm}_{0,03}\text{Dy}_{0,01}\text{Tb}_{0,01})_1[(\text{PO}_4)_{0,96}(\text{SiO}_4)_{0,04}]_1$, $(\text{Ce}_{0,36}\text{Nd}_{0,21}\text{La}_{0,14}\text{Y}_{0,08}\text{Th}_{0,06}\text{Sm}_{0,04}\text{Pr}_{0,04}\text{Gd}_{0,04}\text{Dy}_{0,02}\text{Tb}_{0,01})_1[(\text{PO}_4)_{0,94}(\text{SiO}_4)_{0,06}]_1$ и $(\text{Ce}_{0,37}\text{Nd}_{0,21}\text{La}_{0,12}\text{Y}_{0,09}\text{Th}_{0,07}\text{Sm}_{0,05}\text{Pr}_{0,05}\text{Gd}_{0,03}\text{Dy}_{0,01})_1[(\text{PO}_4)_{0,93}(\text{SiO}_4)_{0,07}]_1$ (табл. 4, 5, ан. 19–21). Ксенотим-(Y) со-

Таблица 4

Химический состав (масс.%) монацита-(Ce) плагиогранитов эндоконтакта (16–18), промежуточной (19–21) и центральной зон (22–23) интрузива г. Кагель

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22	23
La ₂ O ₃	11,39	11,89	6,36	12,43	9,23	8,42	6,39	9,18
Ce ₂ O ₃	26,98	27,35	24,59	27,15	24,58	24,92	28,13	23,76
Pr ₂ O ₃	3,14	2,83	2,93	2,81	3,22	3,15	4,13	2,87
Nd ₂ O ₃	14,60	14,45	14,97	13,75	14,66	15,00	15,58	14,93
Sm ₂ O ₃	2,84	2,74	3,72	2,17	3,26	3,34	2,10	2,01
Gd ₂ O ₃	3,12	2,48	2,91	2,40	2,87	2,33	2,14	2,13
Tb ₂ O ₃	0,84	0,86	0,71	0,54	0,70	нпо	нпо	нпо
Dy ₂ O ₃	1,78	1,31	1,64	1,08	1,44	1,14	0,87	1,16
Y ₂ O ₃	4,37	3,60	4,09	2,43	3,77	4,00	4,37	4,52
ThO ₂	1,09	3,32	8,03	4,60	6,67	8,07	6,69	9,39
P ₂ O ₅	30,31	29,48	27,16	28,13	27,84	27,34	28,01	26,66
SiO ₂	0,25	0,78	1,84	1,02	1,52	1,83	1,58	2,23
Сумма	100,71	101,09	99,05	98,51	99,76	99,54	99,99	98,84
Содержание минералов, мол.%								
Монацит	90	90	84	91	86	84	85	81
Хаттонит	1	3	7	4	6	7	6	9
Ксенотим	9	7	9	5	8	9	9	10
Сумма	100							

Примечание. Ho, Er, Tm, Yb, Lu, U, S не обнаружены.

держит около 4% минерала циркона в твердом растворе, его состав отвечает формулам $(Y_{0,72}Dy_{0,06}Zr_{0,04}Yb_{0,04}Gd_{0,04}Er_{0,04}Sm_{0,02}Nd_{0,01}Ho_{0,01}Tb_{0,01}Tm_{0,01})_1[(PO_4)_{0,96}(SiO_4)_{0,04}]_1$ и $(Y_{0,71}Dy_{0,06}Yb_{0,04}Zr_{0,04}Er_{0,04}Gd_{0,04}Nd_{0,01}Sm_{0,01}Ho_{0,01}Lu_{0,01}Tb_{0,01}Tm_{0,01}Th_{0,01})_1[(PO_4)_{0,93}(SiO_4)_{0,07}]_1$ (табл. 6, 7, ан. 26 и 27).

Плагиограниты, расположенные ближе к центру интрузива, развиты в юго-западной части южного склона горы. Состав плагиоклаза в них варьирует от преобладающего андезина $Ca_{41,5}Na_{57,1}K_{1,4}$ до умеренно калиевого олигоклаза $Ca_{28,2}Na_{69,0}K_{2,8}$. Эти плагиограниты содержат фаялит (табл. 1, ан. 5, 6) с составом $(Fe^{2+}_{1,72-1,78}Mg_{0,19-0,12}Mn_{0,08-0,09})_2[SiO_4]$; Fe 9,3–5,9, в среднем 7,2; содержание марганца 2,90–3,20 масс.% MnO , в среднем 3,06%; минерал содержит до 0,1 масс.% CaO ; интересно, что кобальт в составе этого железистого оливина существенно преобладает над никелем. Ильменит обогащен марганцем, содержит до 13,3 масс.% MnO . Типичный состав ильменита приведен в табл. 2 (ан. 9). Циркон содержит 1,22–1,73, в среднем 1,55 масс.% HfO_2 ; величина отношения ZrO_2/HfO_2 составляет 38–54, средняя 43,2 ($n=5$); его состав отвечает формулам: $(Zr_{0,96}Y_{0,03}Hf_{0,01})_1[(SiO_4)_{0,97}(PO_4)_{0,03}]_1$ и $(Zr_{0,95}Y_{0,03}Hf_{0,02})_1[(SiO_4)_{0,97}(PO_4)_{0,03}]_1$ (табл. 3, ан. 14 и 15); циркон содержит в твердом растворе 3% минерала ксенотима. Монацит-(Ce) содержит до 10,4, в среднем 4,37 масс.% ThO_2 ($n=9$); его состав несколько варьирует и отвечает формулам: $(Ce_{0,41}Nd_{0,22}La_{0,09}Y_{0,09}Th_{0,06}Pr_{0,06}Sm_{0,03}Gd_{0,03}Dy_{0,01})_1[(PO_4)_{0,94}(SiO_4)_{0,06}]_1$; и $(Ce_{0,35}Nd_{0,21}La_{0,14}Y_{0,10}Th_{0,09}Pr_{0,04}Gd_{0,03}Sm_{0,03}Dy_{0,01})_1[(PO_4)_{0,91}(SiO_4)_{0,09}]_1$ (табл. 4, 5,

ан. 22 и 23). Ксенотим-(Y) содержит от 2 до 1% минерала циркона в твердом растворе; его состав отвечает $(Y_{0,68}Dy_{0,06}Gd_{0,06}Er_{0,04}Yb_{0,03}Nd_{0,02}Tb_{0,02}Zr_{0,02}Sm_{0,02}Ho_{0,01}Lu_{0,01}Th_{0,01}Ce_{0,01}Tm_{0,01})_1[(PO_4)_{0,97}(SiO_4)_{0,03}]_1$ и $(Y_{0,76}Dy_{0,06}Gd_{0,05}Er_{0,04}Yb_{0,03}Tb_{0,02}Zr_{0,01}Ho_{0,01}Nd_{0,01}Sm_{0,01}Th_{0,01})_{1,01}[(PO_4)_{0,97}(SiO_4)_{0,02}]_{0,99}$ (табл. 6, 7, ан. 28 и 29). Единичные кристаллы слагает богатый торием минерал — твердый раствор ксенотим-(Y) $(Y,HREE)[PO_4]$ (7%) — хаттонит $Th[SiO_4]$ (34%) — монацит-(Ce) $LREE[PO_4]$ (59%); его состав (масс.%): La_2O_3 2,93; Ce_2O_3 20,55; Pr_2O_3 1,49; Nd_2O_3 7,23; Sm_2O_3 2,10; Gd_2O_3 1,93; Tb_2O_3 0,9; Dy_2O_3 0,84; Y_2O_3 3,06; ThO_2 33,34; UO_2 0,58; P_2O_5 17,87; SiO_2 7,72; сумма 100,13; формула минерала $(Th_{0,34}Ce_{0,33}Nd_{0,12}Y_{0,07}La_{0,05}Sm_{0,03}Gd_{0,03}Dy_{0,01}Tb_{0,01}U_{0,01})_1[(PO_4)_{0,66}(SiO_4)_{0,34}]_1$.

Итак, в ходе кристаллизационной дифференциации плагиогранитов г. Кагель произошло накопление Fe и Mn в составе оливина, Na и K — в составе плагиоклаза, Mn — в составе ильменита, Hf — в составе циркона, Th — в составе монацита; сужение области твердых растворов циркона и ксенотима. Можно полагать, что возникновению фаялита способствовало наличие органического вещества в экзоконтактовой зоне интрузива и графита на его контактах, а сохранности фаялита — гипабассальные условия формирования интрузивных пород.

О возможном источнике расплавов плагиогранитов г. Кагель. Химический состав фаялитовых плагиогранитов Кагельского интрузива близок к составу плагиориолитов знаменитой в Крыму дайки альмандин-феррокордиеритовых риолитов

Таблица 5

Формульные единицы монацита-(Ce) плагиогранитов г. Кагель

Компо- ненты	16	17	18	19	20	21	22	23
La	0,162	0,170	0,095	0,185	0,136	0,124	0,094	0,137
Ce	0,381	0,389	0,362	0,400	0,358	0,366	0,407	0,350
Pr	0,044	0,040	0,043	0,041	0,046	0,046	0,059	0,042
Nd	0,201	0,201	0,216	0,198	0,209	0,214	0,220	0,215
Sm	0,038	0,037	0,052	0,030	0,045	0,046	0,029	0,028
Gd	0,040	0,032	0,039	0,032	0,038	0,031	0,028	0,029
Tb	0,011	0,011	0,009	0,007	0,009	-	-	-
Dy	0,022	0,016	0,021	0,014	0,018	0,015	0,011	0,015
Y	0,094	0,074	0,088	0,052	0,080	0,085	0,092	0,097
Th	0,009	0,029	0,074	0,042	0,061	0,073	0,060	0,086
Сумма	1,001	1,000	0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	0,999
PO ₄	0,989	0,970	0,927	0,958	0,939	0,927	0,938	0,911
SiO ₄	0,010	0,030	0,074	0,041	0,061	0,073	0,062	0,090
Сумма	0,999	1,000	1,001	0,999	1,000	1,000	1,000	1,001

Таблица 6

Химический состав (масс.%) ксенотима-(Y) в плагиогранитах
эндоконтакта (24–25), промежуточной (26–27)
и центральной зон (28–29) интрузива г. Кагель

Компоненты	24	25	26	27	28	29
Y ₂ O ₃	36,84	37,38	40,61	39,80	37,49	43,14
Ce ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,55	нпо
Nd ₂ O ₃	0,83	1,27	1,04	1,19	1,46	0,92
Sm ₂ O ₃	1,10	1,47	1,35	1,14	1,31	0,91
Gd ₂ O ₃	3,30	3,58	3,57	3,56	5,31	4,29
Tb ₂ O ₃	0,47	0,76	0,85	0,73	1,58	1,44
Dy ₂ O ₃	5,29	5,64	5,86	6,01	5,82	5,77
Ho ₂ O ₃	1,26	1,05	0,99	1,21	1,14	1,11
Er ₂ O ₃	3,43	4,38	3,55	3,69	3,89	3,38
Tm ₂ O ₃	0,51	0,68	0,51	0,68	0,71	0,41
Yb ₂ O ₃	4,12	4,29	3,86	4,07	2,84	3,22
Lu ₂ O ₃	нпо	1,25	нпо	0,87	1,07	нпо
ZrO ₂	5,36	3,53	2,51	2,38	1,00	0,76
ThO ₂	0,91	нпо	нпо	0,81	1,06	1,10
UO ₂	0,97	нпо	нпо	нпо	0,40	0,41
P ₂ O ₅	30,93	32,49	33,69	33,78	33,33	34,37
SiO ₂	3,05	1,71	1,25	1,35	0,87	0,70
Сумма	98,69	99,48	99,64	101,62	99,83	101,93
Содержание миалов, мол.%						
Ксенотим	88	91	93	92	93	96
Циркон	9	6	4	4	2	1
Торит	0,5	-	-	1	1	1
Коффинит	0,5	-	-	-	-	-
Монацит	2	3	3	3	4	2
Сумма	100					

Примечание. La, Pr, Eu, S не обнаружены.

Таблица 7

Формульные единицы ксенотима-(Y) плагиогранитов г. Кагель

Компоненты	24	25	26	27	28	29
Y	0,672	0,678	0,726	0,706	0,686	0,762
Ce	-	-	-	-	0,007	-
Nd	0,010	0,015	0,013	0,014	0,018	0,011
Sm	0,013	0,017	0,016	0,013	0,015	0,010
Gd	0,037	0,041	0,040	0,039	0,061	0,041
Tb	0,009	0,009	0,009	0,008	0,018	0,016
Dy	0,058	0,062	0,063	0,065	0,064	0,062
Ho	0,014	0,011	0,010	0,013	0,013	0,012
Er	0,037	0,047	0,037	0,039	0,042	0,035
Tm	0,005	0,007	0,005	0,007	0,007	0,004
Yb	0,043	0,045	0,040	0,042	0,030	0,032
Lu	-	0,013	-	0,009	0,011	-
Zr	0,089	0,059	0,041	0,039	0,017	0,012
Th	0,007	-	-	0,006	0,008	0,008
U	0,007	-	-	-	0,003	0,003
Сумма	1,001	1,004	1,000	1,000	1,000	1,011
PO ₄	0,895	0,938	0,958	0,955	0,970	0,966
SiO ₄	0,104	0,058	0,042	0,045	0,030	0,023
Сумма	0,999	0,996	1,000	1,000	1,000	0,989

(«форелевого камня»), которая расположена у юго-западного подножия г. Кагель. Для этих плагиориолитов предложен механизм формирования материнского расплава при палингенезе высокожелезистых гранат-кордиеритовых плагиогнейсов амфиболитовой фации, содержащихся в виде реликтов в этих плагиориолитах и слагающих в этом месте кристаллический фундамент Горного Крыма [Спиридонов, 2017, 2018]. Аналогичный механизм приемлем и для высокожелезистых кагельских плагиогранитов.

Заключение. Гипабиссальный интрузив г. Кагель сложен послеостроводужными фаялитовыми плагиогранитами. Судя по рисунку первичных трещин отдельности, степень тектонизации интрузива невелика. Эндоконтактовая зона шириной до 15 м сложена резко порфиоровидными плагиогранитами с феррогортонолитом. Далее от контактов развиты резко порфиоровидные и порфиоровидные плагиограниты с феррогортонолитом и фаялитом. В глубь интрузива их сменяют мелкозернистые и далее среднезернистые плагиограниты с фаялитом. Кагельские плагиограниты с высокожелезистыми оливином, ромбическим пироксеном и биотитом богаты титаногмагнетитом, цирконом, фторапатитом, монацитом-(Ce) и ксенотимом-(Y). В ходе кристаллизационной дифференциации плагиогранитов г. Кагель произошло накопление Fe и Mn в составе оливина, Na и K — в составе плагиоклаза, Mn — в составе ильменита, Hf — в составе циркона, Th — в составе монацита; существенно сузились области твердых растворов циркона и ксенотима. В кагельском монаците Nd преоб-

ладает над La; в обычном монаците соотношения обратные. Торий входит в состав монацита кафельских плагиогранитов в виде минала хаттонита $\text{Th}[\text{SiO}_4]$.

Плагиограниты пересечены плитообразными дайками плагиогранит-порфиров. Послегранитоидные, последайковые гидротермальные метасоматиты представлены пропилитами и березитами гипабиссальной фации и жилами молочно-белого кварца.

Эндемичные фаялитовые плагиограниты могли возникнуть в условиях орогенного режи-

ма, который, по-видимому, следует выделить в геологической истории мезозой Горного Крыма.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Н. Коротаевой за высокое качество фотографий и химических анализов минералов, полученных с помощью электронного микронзонда.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00490) с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев В.А., Ревердатто В.В. Уникальная минеральная ассоциация Fe-апатит — Fe-кордиерит — фаялит на Аю-Даге как результат контактового метаморфизма // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 362–364.

Грачева О.С. Фаялитовые и сидерофиллитовые грейзены Верхне-Колымского региона // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95, вып. 5. С. 583–588.

Ерёменко Г.К., Ерёменко Е.И. Метакарбонатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1972. № 7. С. 585–589.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.

Золотухин В.В. О находке фаялитсодержащих метасоматитов в рудах Норильска // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. С. 692–695.

Иванова Л.А., Медведев В.Я., Почекунина М.В. Особенности образования фаялита в восстановленных системах // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 382–384.

Кривдик С.Г., Орс В.И., Брянский В.П. Фаялит-генденбергитовые сиениты юго-западной части Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. 1988. Т. 6. С. 43–53.

Лагорио А.Е. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варшавского ун-та. 1887. № 5. С. 1–16; № 6. С. 17–48.

Лебединский В.И., Шалимов А.И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Сов. геология. 1967. № 2. С. 82–97.

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

Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. 272 с.

Масайтис В.Л. Петрология Аламджахского траппового интрузива. Л.: Госгеолтехиздат, 1958. 135 с.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 3. С. 22–33.

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

Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.

Новикова С.А. Фаялит из железистых паралав древних угольных пожаров Кузбасса // Зап. РМО. 2009. Ч. 138. Вып. 1. С. 9–104.

Павлинов В.Н. Форма и механизмы образования малых интрузий типа лакколитов. М.: МГРИ, 1946. 411 с.

Прендель Р.А. Кристаллические породы горы Кафель и прилегающей к ней местности // Зап. Новороссийского общества естествознания. Одесса, 1886. Т. VI. Вып. 1. С. 173–210.

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

Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск: Наука, 1985. 169 с.

Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.

Спиридонов Э.М. Природный металлургический процесс // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Т. 2. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 249–252.

Спиридонов Э.М. Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиоориолиты горы Кафель, Горный Крым // Изв. вузов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15–21.

Спиридонов Э.М. О составе фундамента киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. М.: Геос, 2018. С. 219–223.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Фаялитовые плагиограниты интрузива горы Кафель, мезозойды Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2019. URL: <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>

Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Филимонов С.В. и др. Армоколлит-содержащие островодужные плагиоерцолиты и оливиновые габбро-нориты Балаклавы, Горный Крым // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 51–60.

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

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С. и др. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 71–79.

Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 17–28.

Шнюкова Е.Е. Субдукционно-связанный магматизм Южного Крыма: море и суша // Геологія і корисні копалини Світового океану. 2019. Т. 15, № 3. С. 3–24.

Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily // *J. Petrol.* 1998. Vol. 39. P. 1453–1491.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. 2nd ed. Vol. 1A. Orthosilicates. L.: Longman, Green and Co, 1982. 597 p.

Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite // *J. Petrol.* 1999. Vol. 40. P. 1771–1802.

Frost C.D., Lindsley D.H., Andersen D.J. Fe-Ti oxide — silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine // *Amer. Mineral.* 1988. Vol. 73. P. 727–740.

Howard W.J., Chapman R.W. Occurrence and age of chevkinite from the Devil's slide fayalite — quartz sienite near Stark, New Hampshire // *Amer. Mineral.* 1956. Vol. 41. P. 474–487.

Ike E.C., Bowden P., Martin R.F. Fayalite and clinopyroxene in the porphyries of the Tibchi anorogenic ring-complex, Nigeria: postmagmatic initiation of a peralkaline trend // *Canad. Mineral.* 1984. Vol. 22. P. 401–409.

Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // *Lithos.* 2010. Vol. 119. P. 412–426.

Mücke A. Fayalite, pyroxene, amphibole, annite and their decay products in mafic clots within the Younger Granites of Nigeria: Petrography, mineral chemistry and genetic implications // *J. African Earth Sci.* 2003. Vol. 36. P. 55–71.

Njonfang E., Moreau C. The mafic mineralogy of the Pandé massif, Tikar plain, Cameroon: implications for a peralkaline affinity and emplacement from highly evolved alkali magma // *Mineral. Mag.* 2000. Vol. 64 (3). P. 525–537.

Sokol E., Sharygin V., Kalugin V., Volkova N. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // *Eur. J. Miner.* 2002. Vol. 14. P. 795–807.

Stevenson N.C.N., Hensel H.D. A Precambrian fayalite granite from the south coast of Western Australia // *Lithos.* 1978. Vol. 11. P. 209–218.

Tilley C.E. Eulysites and related rock types // *Mineral. Mag.* 1936. Vol. 24. P. 331–342.

Vásquez P., Glodny J., Franz G., Romer R. Origin of fayalite granitoids: New insights from the Cobquecura Pluton, Chile, and its metapelitic xenoliths // *Lithos.* 2009. Vol. 110. P. 181–198.

Wager L.R., Brown G.M. Layered igneous complexes. Edinburg: Oliver & Boyd, 1967. 587 p.

Поступила в редакцию 12.03.2020

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021

УДК 556+550.845

Е.И. Барановская¹, К.Е. Питьева², Л.Э. Оролбаева³**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ МЕЖГОРНОГО ТИПА**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
КГГУ имени акад. У. Асаналиева, 720001, Киргизская Республика, Бишкек, пр. Чуй, 215,
ФГБУН Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7, стр. 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
KSMU named after akad. U. Asanaliyev, Kyrgyz Republic, 720001, Bishkek, Chui Ave, 215
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAN), 119017, Moscow, Pyzhevsky lane 7

Основное внимание уделено особенностям формирования артезианских бассейнов межгорного типа. Рассмотрены условия формирования подземных вод артезианского межгорного бассейна Хэйхэ, расположенного в аридном регионе Северо-Западного Китая, и водных ресурсов Тянь-Шаня в пределах Киргизии. Разнообразие гидрогеологического строения участков бассейнов, особенности питания, разгрузки определили разграничение их на районы по особенностям, химическому составу и качеству подземных вод. Описаны факторы, влияющие на формирование подземных вод, охарактеризованы геолого-гидрогеологические, гидродинамические особенности межгорных артезианских бассейнов. Приводится характеристика основных типов потоков подземных вод, их концептуальные модели. Представлен химический состав составляющих их водоносных горизонтов. Результаты позволяют рационально планировать хозяйствование на изучаемых территориях.

Ключевые слова: подземные воды, аридный регион, межгорный артезианский бассейн, химический состав, источники питания, условия формирования.

The article focuses on the features of the formation of artesian basins of intermountain type. The conditions of formation of groundwater of Heihe artesian intermountain basin, located in the arid region of North-Western China, and water resources of the Tien Shan within Kyrgyzstan are considered. The differences in the hydrogeological structure of the basins, the features of recharge / discharge caused them to be divided into areas that are characterized by features in the chemical composition and quality of groundwater. This study describes the factors affecting the formation of groundwater, the geological and hydrogeological, and also hydrodynamic features of intermountain artesian basins. The main pattern of groundwater flows is characterized and the conceptual models of groundwater systems are presented. The chemical composition of their constituent aquifers is characterized. The obtained results provide a scientific basis for rational planning of social-economic management in the water-limited regions.

Key words: groundwater, arid region, artesian basin of intermountain type, chemical composition, source of recharge, conditions of formation.

Введение. При широком распространении территорий с аридным климатом следует учитывать обширность распределения на этих территориях гидрогеологических структур артезианского типа. Из литературных источников следует, что наиболее изучены артезианские бассейны платформенного типа, т.е. приуроченные к артезианским структурам равнинных территорий.

В связи с интенсивным использованием водных ресурсов в горных странах возникла существенная необходимость изучить закономерности их формирования с оценкой количества и качества. Из немногих литературных источников обращают на себя внимание работы, выполненные в артезианском бассейне Хэйхэ (Китай) и в

артезианских бассейнах Тянь-Шаня (Киргизская Республика). Эти артезианские бассейны отличаются от бассейнов платформенного типа главным образом условиями питания, движения и разгрузки подземных вод, взаимосвязью подземных вод с поверхностными, а также с гидрогеохимическими условиями. Они занимают огромную по площади территорию взаимосвязанных межгорных и внутригорных прогибов, испытывающих и в настоящее время тектоническое влияние Тибета и Центральной Азии.

Огромная по площади территория Северо-Западного Китая представляет собой широтно протянувшуюся каменистую пустыню Гоби, меридионально пересекаемую отдельными впадинами.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер, канд. геол.-минер. н.; Геологический институт РАН; e-mail: baranovskaya_kat@mail.ru

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

³ Киргизский государственный университет геологии горного дела и использования природных ресурсов имени акад. У. Асаналиева, докт. геол.-минер. н.; e-mail: orolbaeva@mail.ru

Впадины включают долины рек, которые берут начало в горах разной высотности, обрамляющих их территории с юга, запада и частично с севера. В гидрогеологическом отношении рассматриваемая территория относится к артезианскому бассейну межгорного типа (АМБ Хэйхэ) [Маринов, 1974]. АМБ Хэйхэ сформировался в четвертичное время в пределах депрессии Гоби в результате интенсивного опускания межгорного пространства и одновременно интенсивного поднятия окружающих горных сооружений. В пределах рассматриваемого бассейна расположена одноименная р. Хэйхэ, протянувшаяся с юга на север, в настоящее время это одна из самых крупных и наиболее интенсивно эксплуатируемых внутриконтинентальных рек аридной северо-западной области Китая. Стремительное социально-экономическое развитие района вызвало высокий спрос на водные ресурсы.

Центральная Азия, включающая горное сооружение Тянь-Шаня с максимальными для рассматриваемой территории значениями высоты над уровнем моря, административно расположена на территории Киргизской Республики. Основные ресурсы подземных пресных вод Киргизии сосредоточены в межгорных артезианских бассейнах. В каждом из таких бассейнов проявлена вся совокупность процессов формирования подземных вод, — их питание, движение, внутреннее перераспределение и расходование [Никитин и др., 1995]. Основные запасы пресных подземных вод приурочены к рыхлообломочным аллювиально-пролювиальным отложениям четвертичного возраста. Подземные воды практически повсеместно распространены в пределах межгорных бассейнов, характеризуются высоким качеством, используются на питьевые, хозяйственно-бытовые, производственные и технические (орошение) нужды. В пределах артезианских бассейнов выделяются потоки подземных вод предгорного типа, междуречий и речных долин.

Киргизия располагает значительными запасами водных ресурсов: естественный суммарный среднегодовое стока рек, формирующихся на территории республики, составляет $44,5 \text{ км}^3$, потенциальные запасы подземных вод — 13 км^3 , 1745 км^3 воды содержится в озерах и 650 км^3 сосредоточено в ледниках. Киргизия — единственная страна в Центральной Азии, водные ресурсы которой полностью формируются на собственной территории [Комплексная..., 2010; Национальный..., 2016], она использует 20–25% от водных запасов, остальной сток поступает в Казахстан, Китай, Таджикистан, Узбекистан. Водные ресурсы Киргизии обеспечивают Казахстан, Узбекистан и 70% Западного Китая — всю территорию Синьцзян-Уйгурского автономного района. Территория Киргизии расположена между отметками высоты 401 и 7739 м (пик Победы) над уровнем

моря, 40,3% площади лежит на высоте 3000 м и выше. Поэтому изучение закономерностей условий формирования подземных вод этих регионов имеет важное значение для экономического развития и жизни населения.

Материалы и методы исследования. В основу методики обработки исходных данных и интерпретации результатов положен естественно-исторический анализ натурных геологических, гидрогеологических, ландшафтных и климатических данных. Методические приемы включали гидрогеохимическое классифицирование, разного рода систематизации, широко использован корреляционный анализ, в том числе гидрогеохимическая типизация, приемы составления различных по содержанию карт, графиков и профилей. Также в работе использован принцип комплексности, который состоит в решении ряда проблемных задач региональными методами исследований и моделированием. Характеристика химического состава подземных вод АМБ Хэйхэ осуществлена посредством классифицирования по К.Е. Питьевой [Питьева, 1988].

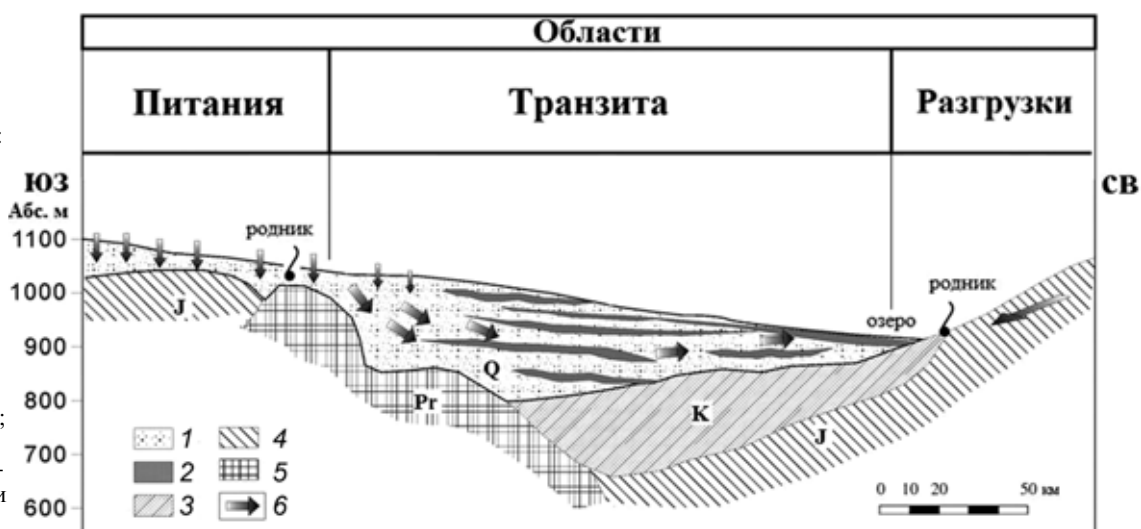
Результаты исследований и их обсуждение. *Условия формирования подземных вод межгорного артезианского бассейна Хэйхэ.* Артезианский межгорный бассейн Хэйхэ расположен в северо-западной части Китая в области с аридным климатом, где остро стоят вопросы рационального использования ресурсов подземных вод, что связано с опустыниванием, деградацией околородных ландшафтов и региональным снижением уровней подземных вод. Решение этих задач основано на анализе закономерностей формирования подземных вод.

Средняя многолетняя температура воздуха в горах составляет от -3 до $+4$ °С; среднегодовое количество атмосферных осадков >700 мм; многолетняя испаряемость ~ 700 мм/год; в равнинных частях бассейна — 8 °С, <50 мм (до 25 мм, 1000–2000 мм/год соответственно). Рельеф в горах типично горный, в равнинных частях бассейна — равнинно-всхолмленный [Wang et al., 2000; Ping Wang et al., 2014].

Гидрография представлена в основном р. Хэйхэ с общей протяженностью 812 км от истоков в горах Циляншань до впадения на крайнем севере бассейна в озера Джуан (рис. 1). Ветры сильные, с северо-запада дует холодный зимний среднеазиатский муссон, с юго-востока — влажный теплый муссон.

АМБ Хэйхэ представляет собой меридиональную вытянутую впадину, через которую с юга на север протягивается р. Хэйхэ. Впадина заполнена рыхлыми терригенными отложениями, которые образовались в четвертичное время в результате разрушения пород горных массивов, окружающих ее, и осложнена южной и северной тектоническими депрессиями. Для рельефа земной поверхности Северо-Западного Китая характерно сочетание

Рис. 2. Гидро-геологический схематический профиль АМБ Хэйхэ, по [Ping Wang et al., 2013]: 1–5 — отложения: 1 — пески, галька четвертичного возраста; 2 — глины четвертичного возраста; 3 — аргиллиты мелового возраста; 4 — песчаники юрского возраста; 5 — гнейсы протерозойского возраста; 6 — потоки подземных вод



токов подземных вод. Значимость глубины залегания подземных вод проявляется наиболее четко в формировании процессов испарения подземных вод, приводящих в целом к повышению минерализации вод в верхней части бассейна.

Диапазон температуры подземных вод составляет от <10 до $23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Фоновые значения для всего бассейна $\sim 16\text{ }^{\circ}\text{C}$; меньше фона — $11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такие значения температуры приурочены к горам, предгорьям, северо-западному району (в связи с холодным Среднеазиатским муссоном); больше фона — в водах эндогенного влияния и в пределах эрозионных понижений рельефа. Подземные воды с фоновыми значениями температуры занимают большую часть территории бассейна.

Подземные воды с минерализацией $<0,5$ г/л распространены на юге и востоке (кроме крайнего северо-востока) территории бассейна с компонентным составом $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4\text{NaMgCa}$ и $\text{ClSO}_4\text{HCO}_3\text{NaMgCa}$ соответственно (рис. 3).

Воды с минерализацией $0,5\text{--}1,0$ г/л приурочены к западным частям территории бассейна; на западе в их составе $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4$, а на северо-западе — $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3$. Минерализованные воды занимают обширную внутрибассейновую депрессию на северо-востоке бассейна; в них $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3$; содержание Cl умеренное, часто $\text{Cl} < \text{SO}_4$, но $\text{Cl} > \text{HCO}_3$.

В южной части бассейна, согласно классификации [Питьева, 1988], выделены районы с минерализацией $<0,5$ г/л, компонентным составом $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{NaMg}(\text{MgNa})$ и с минерализацией $>0,5$, достигающей $3,0$ г/л, преобладают Cl , SO_4 , Na ; в центральной части бассейна воды характеризуются минерализацией $\sim 0,5$ г/л (реже $0,5\text{--}1,0$ г/л), с преобладанием вод состава $\text{SO}_4\text{HCO}_3\text{ClNa}$ (реже SO_4ClNa).

В результате исследований выявлены основные питающие провинции подземных вод АМБ Хэйхэ — горная, горно-речная и со стороны пустыни Бадан-Джаран.

Основные положения, подтверждающие горное питание подземных вод бассейна следующие: 1) пониженная температура подземных вод бассейна в предгорьях и даже на некотором удалении от предгорий к центральным равнинным участкам территории; 2) уменьшение в направлении от питающих горных провинций к области транзита напорного градиента и скорости фильтрации вод; 3) пониженные минерализация и концентрация Cl , Na и повышенная HCO_3 , SO_4 в подземных водах предгорий бассейна и в удаленных от них равнинных частях бассейна; 4) широкое распространение в пределах бассейна пресных подземных вод; 5) несколько уменьшенная температура подземных вод, отобранных на анализ из более глубоких частей разреза бассейна.

Горно-речное питание подземных вод связано со смешением горных вод Бэйшань с водой р. Хэйхэ. Основные положения, подтверждающие горно-речное питание подземных вод бассейна, заключаются в: 1) повышенной минерализации подземных вод до $0,7\text{--}0,8$ г/л вследствие интенсивного углекислотного выщелачивания пород, а также концентрирования компонентов в водах при их испарении; 2) низком содержании иона SO_4 в водах вследствие сульфатредукции.

Основные компоненты, участвующие в увеличении минерализации подземных вод горно-речного питания следующие: Cl , Na , образующие хлорид натрия (Na высвобождается в водах при сульфатредукции, Cl присутствует в водах); HCO_3 , Ca , Mg (гидрокарбонат-ион образуется в водах при сульфатредукции, Ca и Mg поступают в воды из пород при их углекислотном выщелачивании).

Питание со стороны пустыни Бадан-Джаран осуществляется для всей восточной части бассейна. Это подтверждается близкими минерализацией и компонентным составом вод пустыни и восточной части бассейна. Пресные воды, формирующиеся в пределах западных склонов гор Юбалай и других гр, окружающих пустыню, движутся от гор со-

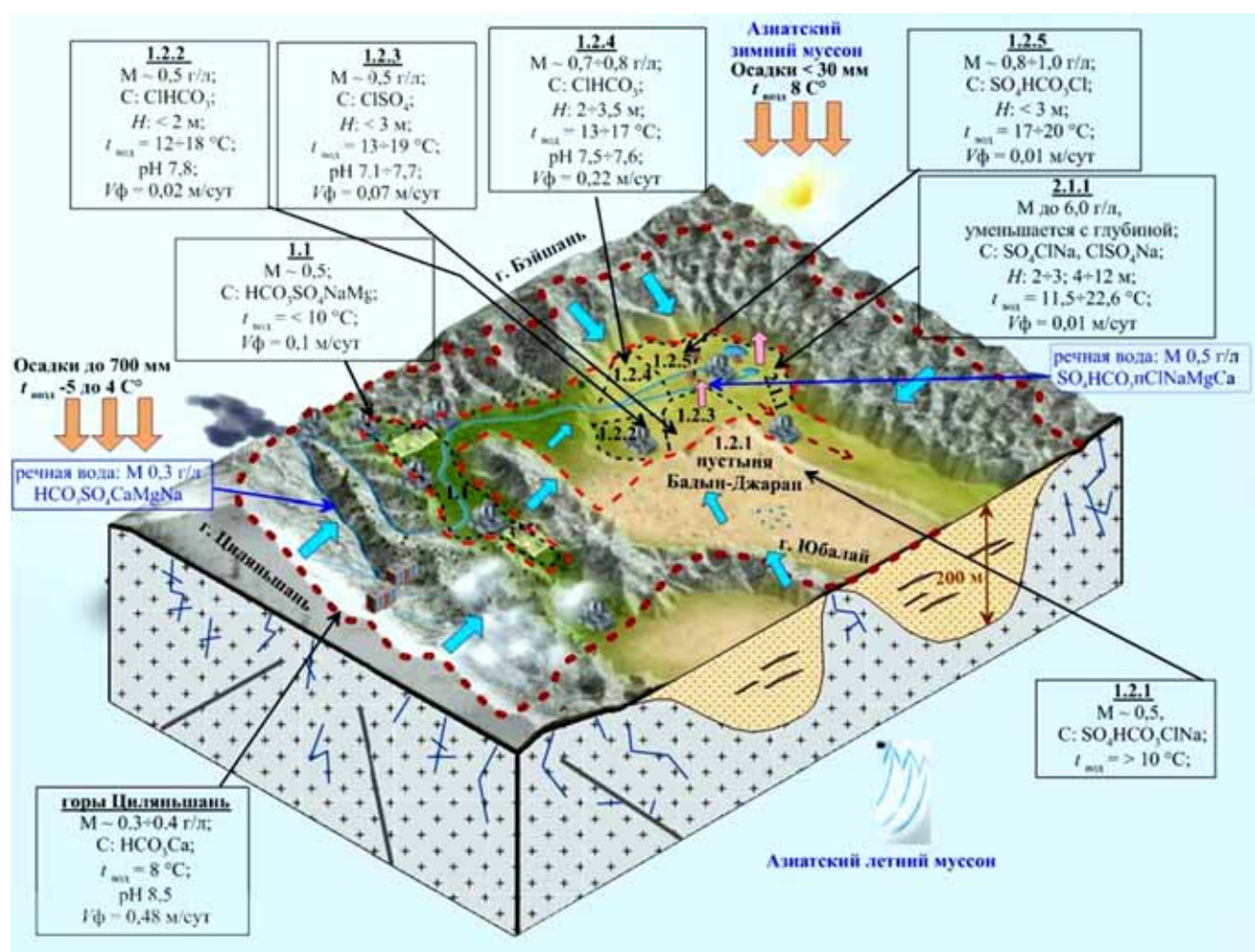


Рис. 3. Схематическая модель гидрогеологического строения и гидрогеохимических условий АМБ Хэйхэ: M — минерализация; C — состав; H — глубина залегания вод; $t_{\text{вод}}$ — температура подземных вод; $I\phi$ — скорость фильтрации

гласно понижению рельефа земной поверхности на запад, к восточной окраине АМБ Хэйхэ. Существенное влияние на состав подземных вод восточной окраины бассейна оказывает влажный теплый азиатский муссон, поступающий на территорию АМБ Хэйхэ через межгорные пространства.

Интенсивность питания определяется превышением высоты питающих провинций над равнинной поверхностью бассейна. Максимальные отметки — в пределах основной питающей провинции Цзяньшань (свыше 4000 м); в пределах других гор — ~1000 м; со стороны пустыни Бадын-Джаран — несколько сотен метров.

Количественная оценка потенциального площадного питания подземных вод АМБ Хэйхэ, осуществленная региональными исследованиями на качественном уровне, выполнена посредством геоинформационного моделирования. Геоинформационным моделированием осуществлено также разграничение питающих провинций по степени потенциального питания (рис. 4). Методической основой оценки суммарного стока вод в пределы АМБ Хэйхэ послужили соотношения количества среднесезонных атмосферных осадков, испа-

ряемости и пр. в условиях замкнутого водосборного бассейна, а также детальная характеристика рельефа земной поверхности, полученная по метеостанциям, рассредоточенным по территории бассейна [Будыко, 1971; Wilson et al., 2004; Zhang et al., 2004].

Результаты исследования показали, что диапазон величины среднесезонного питания бассейна во внешних границах составляет $\leq 1-100$ мм/год. Наибольшие величины площадного питания (10–100 мм/год) приурочены к максимальным отметкам гор Цзяньшань, Лонгшоу; меньшие (1–10 мм/год) — к их склонам и вершинам гор Бэйшань, Юбаляй и др., а также к пустыне Бадын-Джаран; минимальные (≤ 1 мм/год) к равнинной территории бассейна во внутренних границах.

Следовательно, горные окружения представляют собой основные питающие провинции. Формируется поток подземных вод, направленный от питающих провинций к региональной для всей территории бассейна разгрузочной впадине на северо-востоке (рис. 4).

Условия формирования подземных вод артезианских межгорных бассейнов Тянь-Шаня. При-

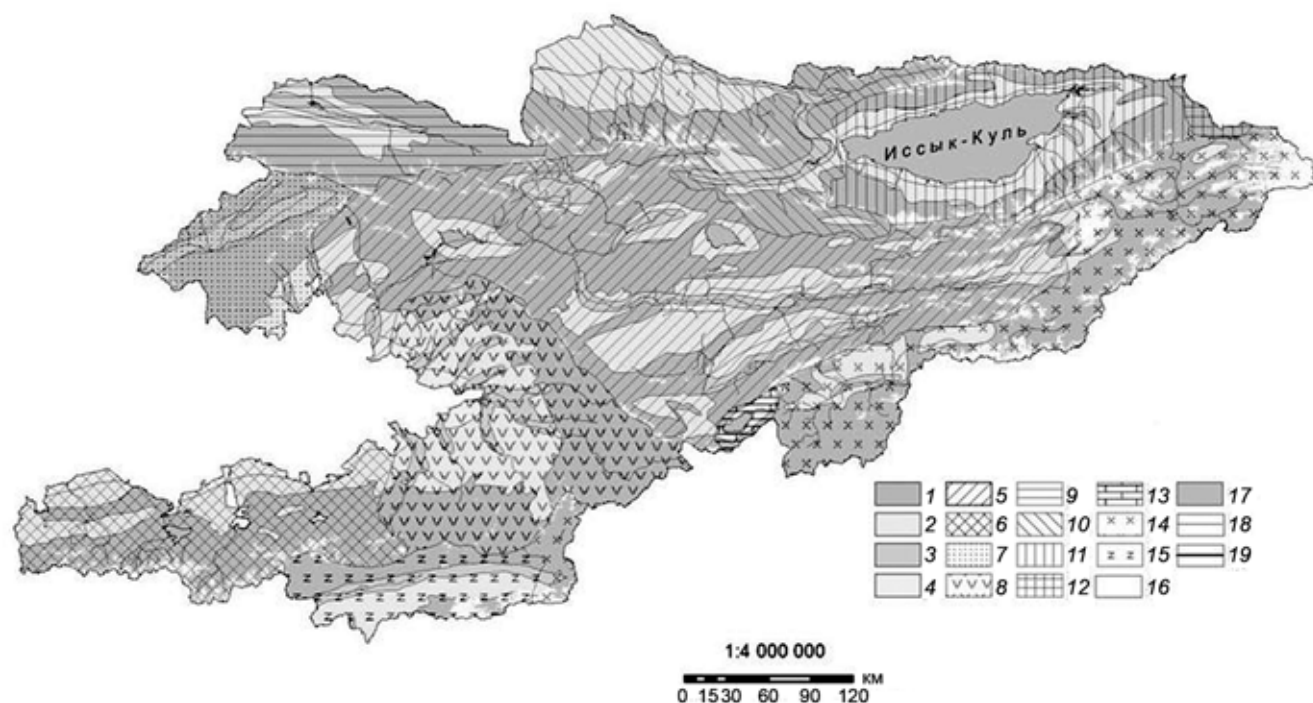


Рис. 5. Карта геохимического районирования, по [Оролбаева, 2018]: 1 – гидрогеологические массивы, 2–4 – потоки подземных вод в пределах артезианских бассейнов: 2 – предгорного типа, 3 – речных долин, 4 – междуречий (водораздельные); 5–15 – гидрологические бассейны: 5 – р. Нарын, 6 – рек южного обрамления Ферганской долины (р. Сырдарья), 7 – рек северного обрамления Ферганской долины (р. Сырдарья), 8 – р. Карадарья, 9 – р. Талас, 10 – р. Чу, 11 – оз. Иссык-Куль, 12 – оз. Балхаш, 13 – оз. Чатыр-Куль, 14 – р. Тарим, 15 – р. Амударья; 16 – ледники; 17 – озера; 18 – реки; 19 – границы потоков

находятся в теснейшей взаимосвязи, обуславливающей как взаимное развитие, так и деградацию [Оролбаева, 2013].

В пределах горных хребтов четвертичные отложения образуют прерывистый покров в основном делювиальных и колювиальных образований. Приуроченные к ним грунтовые воды самостоятельного значения, как правило, не имеют, так как они тесно связаны с грунтовыми водами зон открытой трещиноватости палеозойских и протерозойских пород.

Водоупором для грунтовых вод четвертичных отложений в пределах гидрогеологических массивов служат преимущественно палеозойские и протерозойские породы. Их водоупорность относительная, поскольку они трещиноваты. Однако их водопроницаемость в большинстве случаев небольшая, вследствие чего возможно формирование грунтовых вод в залегающих на них четвертичных отложениях.

Основные ресурсы подземных высококачественных пресных вод сосредоточены в межгорных артезианских бассейнах.

Особенности распространения различных генетических типов четвертичных отложений, их литологический состав, водообильность, условия залегания, питания и расходования приуроченных к ним подземных вод, а также ряд других показателей гидрогеологических условий межгорных бассейнов разнообразны, но они подчинены определенным закономерностям. В целом эти закономерности имеют региональный характер и весьма отчетливо отражены в особенностях геоморфологии.

В пределах артезианских бассейнов региональным водоупором для подземных вод четвертичных отложений служат главным образом породы среднего структурного этажа – мощные мезозойско-кайнозойские, в основном палеогеновые и неогеновые молассы. В их составе большое место



Рис. 6. Схема Тянь-Шаньской горной системы, по [Мангельдин, 1991]

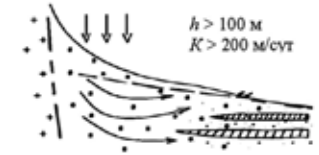
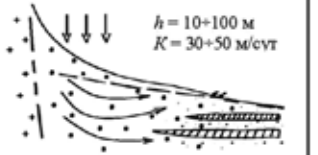
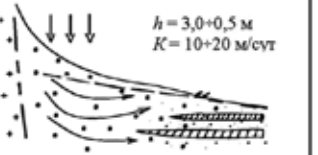
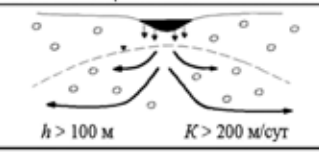
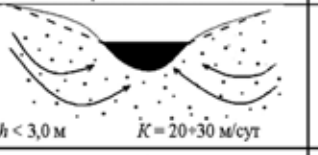
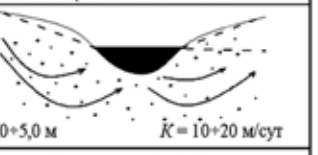
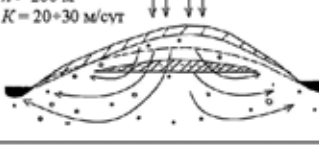
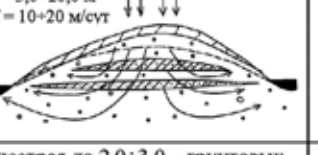
Тип потока, состав, минерализация	Верхняя часть потока	Средняя часть потока	Нижняя часть потока
Предгорный	 $h > 100 \text{ м}$ $K > 200 \text{ м/сут}$	 $h = 10+100 \text{ м}$ $K = 30+50 \text{ м/сут}$	 $h = 3,0+0,5 \text{ м}$ $K = 10+20 \text{ м/сут}$
Минерализация, г/л	до 1,0	до 1,0	до 1,0
Химический состав	гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый	гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый	гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый
Речная долина	 $h > 100 \text{ м}$ $K > 200 \text{ м/сут}$	 $h < 3,0 \text{ м}$ $K = 20+30 \text{ м/сут}$	 $h = 3,0+0,5 \text{ м}$ $K = 10+20 \text{ м/сут}$
Минерализация, г/л	0,2	0,5	Редко до 1,0+1,5
Химический состав	гидрокарбонатный кальциевый	гидрокарбонатный кальциевый	гидрокарбонатный кальциевый
Водораздельный поток (междуречье)	 $h > 200 \text{ м}$ $K = 20+30 \text{ м/сут}$	 $h = 3,0+20,0 \text{ м}$ $K = 10+20 \text{ м/сут}$	 $h = 0,5+3,0 \text{ м}$ $K = 3+10 \text{ м/сут}$
Минерализация, г/л	пестрая до 1,0+2,0	пестрая до 2,0+3,0 – грунтовых, 0,2+0,8 – субнапорных	пестрая до 20,0+30,0 – грунтовых, до 1,5 – напорных
Химический состав	гидрокарбонатный кальциевый	смешанный – грунтовых, гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый-натриевый – напорных	смешанный – грунтовых, гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый-натриевый – напорных

Рис. 7. Модели потоков подземных вод межгорных артезианских бассейнов

занимают глинистые и мергелисто-глинистые породы, алевролиты, конгломераты и песчаники. Водопроницаемость этих отложений намного хуже, чем четвертичных отложений, а основная составляющая — молассы (глины, алевролиты) — практически водоупорные.

В каждом из таких бассейнов действует вся совокупность процессов формирования подземных вод: их питание, движение, внутреннее перераспределение и расходование. Для представления о процессах формирования движения и разгрузки подземных вод применительно к структурам, представляющим различные локальные геосистемы, выделяются потоки подземных вод. Поток подземных вод определяется как проявление движения и баланса региональной структуры подземных вод [Оролбаева, 2013]. Особенности формирования потоков подземных вод зависят от сочетания особенностей рельефа, гидролого-гидрогеологических условий, литологического состава отложений, его мощности.

В соответствии со структурными и орографическими особенностями межгорных артезианских бассейнов в их пределах выделяются потоки подземных вод речных долин, потоки предгорного типа (предгорных шлейфов, подгорных шлейфов и подгорных равнин) и междуречные (водораздельные) потоки (рис. 7). В отличие от П.Г. Григоренко [Григоренко, 1979], выделившего в предгорьях артезианских бассейнов отдельно зоны формиро-

вания и разгрузки, эти зоны для целостного представления динамики, структуры и баланса потоков подземных вод рассматриваются в качестве единой структуры потоков предгорного типа.

Потоки предгорного типа формируются в верхних частях конусов выноса, граничащих с предгорьями. Атмосферные осадки, временные водотоки, ирригационные воды составляют источники их формирования. Вниз по потоку происходит фациальное замещение валунно-галечников на песчано-гравийные отложения с прослоями суглинков, и в средней части предгорного склона поток подземных вод частично разгружается.

Распространение крупнообломочных фаций территориально совпадает с зоной формирования подземных вод, где формируются значительные естественные ресурсы. В этой зоне глубина залегания подземных вод составляет 100–200 м, по мере удаления от гор или предгорий она уменьшается до 75–25 м в срединных частях предгорных шлейфов. Зона формирования подземных вод широко развита во всех межгорных бассейнах. Вниз по потоку происходит фациальное замещение водопроницаемых прослоев галечников на суглинки. Средняя часть предгорного склона представляет собой зону выклинивания, где происходит частичная разгрузка подземного потока.

Минерализация воды слабая (до 1 г/л), химический состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый.

Потоки подземных вод речных долин. Речные долины в межгорных артезианских бассейнах служат региональными дренами, где происходит разгрузка подземных вод, сформировавшихся в его пределах. Потоки подземных вод речных долин межгорных впадин формируются в крупнообломочных аллювиальных отложениях, не перекрытых с поверхности слабопроницаемыми отложениями. Они характеризуются значительными уклонами; существенными изменениями живого сечения, обусловленными фациальной изменчивостью аллювия; наличием структурных перемычек и сопутствующих им фациальных замещений и др. В связи с этим изменяется направленность взаимосвязи подземных вод с водотоками, что в значительной степени определяет особенности формирования потоков подземных вод.

В межгорных впадинах, таких, как Чуйская, Ферганская, Таласские (подгорно-равнинный геоморфологический комплекс), аллювиальный водоносный горизонт приурочен к потокам долин главных рек Чу, Сырдарья, Талас и др. Эти части долин — главные естественные дрена поверхностного и подземного стока впадин. Для нижних частей долин весьма характерны процессы руслового и площадного выклинивания подземных вод. За счет этих процессов главные реки впадин получают весьма значительное дополнительное питание.

Минерализация грунтовых вод также преимущественно низкая, химический состав близок к составу поверхностных вод. В целом воды аллювиальных отложений повсеместно пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, с плотным остатком до 0,5 г/л, реже более.

Потоки подземных вод междуречий (водораздельные) выделяются как в гидрогеологических массивах, так и в пределах артезианских бассейнов. В гидрогеологических массивах потоки междуречий характеризуются существенно меньшей протяженностью и расстоянием между смежными речными долинами. Такие потоки характеризуются значительными уклонами, которые в высокогорной зоне могут достигать десятых долей единицы. В артезианских бассейнах горных геосистем междуречные потоки приурочены к аллювиально-пролювиальным, пролювиальным равнинам, где широко развита оросительная сеть.

Основные источники питания потоков междуречий представлены атмосферными осадками, талыми водами сезонного снежного покрова, подземным притоком из зоны формирования подземных вод, дополнительными потерями на фильтрацию местных ирригационных вод, меньшее значение имеет талый сток с ледников и снежников высокогорья. Разгрузка происходит путем выклинивания грунтовых вод и испарения.

Особенности строения разреза междуречных потоков предопределили выделение грунтовых, субнапорных и напорных водоносных горизонтов.

Грунтовые воды распространены в пределах всего потока, субнапорные — в средней, а напорные — в нижней части потока.

Общая минерализация грунтовых вод возрастает до 2–3 г/л в средней части потока и до 10–20 г/л в нижней. В целом же минерализация и химический состав грунтовых вод в средней и нижней частях потоков довольно пестрые. Указанные изменения происходят все же на фоне преимущественно слабой и повышенной минерализации (до 1–3 г/л) и преобладания смешанных типов химического состава вод.

Напорные воды приурочены к прослоям и линзам крупнообломочного материала — галечникам, галечно-гравийным, песчано-гравийным и песчаным породам, залегающим в мощной (до 350–400 м) толще с прослоями суглинков, лёссовых пород и частично глин. Эти прослои и линзы тесно связаны с крупнообломочными фациями. Минерализация напорных вод всюду слабая (0,2–0,8 г/л), химический состав гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, кальциево-магниевый-натриевый. Минерализация и тип химического состава напорных вод аллювиально-пролювиальных отложений в вертикальном разрезе существенных изменений не претерпевают. Лишь в некоторых случаях имеют место в общем небольшие и неравномерные колебания общей минерализации с глубиной залегания напорных водоносных горизонтов (до 1,3–1,4 г/л), хотя тип химического состава остается примерно тем же — сульфатный натриево-кальциево-магниевый.

Направления и проблемы использования подземных вод. Подземные воды имеют практически повсеместное распространение в пределах межгорных бассейнов, характеризуются высоким качеством и не зависят от сезонных климатических изменений и сопутствующих им явлений, осложняющих водозабор поверхностных вод в виде паводков и селей. Капитальные затраты на извлечение подземных вод достаточно велики, но при надлежащем эксплуатационном обслуживании скважин и насосного оборудования это стабильный источник качественной воды, максимально приближенный к потреблению.

Мощность эксплуатируемых водоносных горизонтов в различных гидрогеологических зонах различная и колеблется от 20 до 500 м.

Анализ процессов изменения подземных вод на территории Киргизии показывает, что они определяются комплексом взаимосвязанных природных и техногенных факторов (таблица).

Водные бассейны и их природные ресурсы испытывают все возрастающую техногенную нагрузку, в результате чего проявляются тенденции к загрязнению и истощению водных ресурсов. Загрязнение подземных вод в значительной степени обусловлено загрязнением окружающей среды в

целом — поверхности земли (почвы, поверхностные воды, атмосфера и атмосферные осадки). Экологические последствия техногенного загрязнения пресных подземных вод выражаются в увеличении их общей минерализации, общей жесткости, содержания нитритов, хлоридов, органических соединений, тяжелых токсичных металлов, а также специфических веществ, свойственных промышленным отходам производства.

Основные источники загрязнения поверхностных и подземных вод — сельскохозяйственные и промышленные предприятия, муниципальные системы канализации, животноводческие фермы и бытовые отходы населения. Подземные воды верхних водоносных горизонтов, имеющие интенсивные связи с поверхностными водами, подвержены загрязнению в большей степени. Источники загрязнения влияют на водные ресурсы по площади, линейно и очагами. В качественном отношении они способствуют формированию органического (фекальные стоки городов, поселков, ферм и др.) и химического (сточные воды промышленных предприятий, ядохимикаты и растворимые удобрения на орошаемых массивах) загрязнения. Причины сброса недостаточно очищенных сточных вод заключаются в неудовлетворительной эксплуатации очистных сооружений, морально и физически устаревших и не соответствующих по мощности объему сброса сточных вод.

Сложную проблему составляет учет и контроль сбросов сточных вод в накопители за пределами крупных городов. К существенным факторам, влияющим на качество водных ресурсов, относится неупорядоченная хозяйственная деятельность в водоохраных зонах и полосах поверхностных водных объектов, а также неудовлетворительное состояние зон санитарной охраны месторождений подземных вод. Этим обусловлены участвовавшие факты загрязнения источников питьевого водоснабжения токсичными веществами и патогенными микроорганизмами. Особенно негативно это проявляется при техногенном загрязнении пресных подземных вод на действующих водозаборах, используемых для водоснабжения, когда по этой причине подземные воды теряют питьевое качество.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барановская Е.И., Питьева К.Е. Гидрогеологическая структура межгорного артезианского бассейна Хэйхэ (Китай) // Геоэкология. Инженерная геология. Геоэкология. 2016. № 6. С. 497–509.

Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.

Григоренко П.Г. Подземные воды бассейна р. Чу и перспективы их использования. Фрунзе: Илим, 1979. 269 с.

Злобина В.Л., Медовар Ю.А., Юшманов И.О. Трансформация состава и свойств подземных вод при изменении окружающей среды. М.: Мир науки, 2017. 191 с.

Факторы, влияющие на изменение подземных вод, по [Злобина и др., 2017; Оролбаева, 2018]

Естественные факторы	Техногенные факторы
1. Физико-географические 2. Изменение климата 3. Геолого-структурные 4. Эндогенные и экзогенные процессы 5. Физико-химические процессы 6. Биохимические процессы	1. Разработка месторождений и формирование отходов горно-норудного производства 2. Ирригация 3. Регулирование речного стока 4. Отбор подземных вод 5. Прессинг на горные экосистемы

Заключение. Единство условий формирования подземных вод артезианских бассейнов межгорного типа определяется влиянием комплекса факторов.

Основные факторы формирования подземных вод: а) геологические (структурный, тектонический); б) гидрогеологические (глубина залегания вод, температура); в) гидрогеодинамические (направленность водных потоков, скорость фильтрации); г) гидрогеохимические (длительность протекания процессов и т.д.). Один из основных факторов, определяющих условия формирования и распределения поверхностного и подземного стока, — рельеф. В пределах артезианских бассейнов можно выделить потоки подземных вод предгорного типа, междуречий и речных долин.

Горные окружения представляют собой основные питающие провинции, где формируется поток подземных вод, направленный от питающих провинций к региональной для всей территории бассейна разгрузочной впадине.

Основные запасы пресных подземных вод приурочены к рыхлообломочным аллювиально-пролювиальным отложениям четвертичного возраста.

Артезианские бассейны межгорного типа характеризуются преобладанием пресных подземных вод, относительно слабым распространением подземных вод с превышением над ПДК по минерализации, жесткости, а воды используются для питьевых, хозяйственно-бытовых, производственных и технических (орошение) нужд.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке проекта РНФ (проект № 18-17-00245).

Комплексная оценка природных ресурсов 2008–2010. Кыргызстан. Бишкек, 2011. 158 с.

Мангельдин Р.С. Ресурсы пресных подземных вод внутригорных впадин Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. 148 с.

Маринов Н.А. Гидрогеология Азии. М.: Недра, 1974. 576 с.

Национальный доклад о состоянии окружающей среды Кыргызской Республики за 2011–2014 гг. Бишкек, 2016. 163 с.

Никитин Р.М., Фиделли И.Ф., Поздняков С.П. Формирование ресурсов пресных подземных вод межгорных

впадин Средней Азии. Водные ресурсы // Водные ресурсы. 1995. Т. 26, № 1. С. 5–13.

Оролбаева Л.Э. Геогидрология горных стран (на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алая). Бишкек: Текник, 2013. 185 с.

Оролбаева Л.Э. Техногенные трансформации гидрогеосферы Кыргызской Республики // Изв. Урал. гос. горн. ун-та. 2018. № 4. С. 67–71.

Питьева К.Е. Гидрогеохимия. 2-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 316 с.

Питьева К.Е., Барановская Е.И., Ван Пин, Цзинцзе Юй. Гидрогеохимические условия грунтового водоносного комплекса артезианского бассейна Хэйхэ // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 106–115.

Ping Wang, Jingjie Yu, Yichi Zhang, Changming Liu. Groundwater recharge and hydrogeochemical evolution in the Ejina Basin, northwest China // J. Hydrology. 2013. Vol. 476. P. 72–86.

Ping Wang, Grinevsky S.O., Pozdniakov S.P. et al. Application of the water table fluctuation method for estimating evapotranspiration at two phreatophyte-dominated sites

under hyper-arid environments // J. Hydrol. Elsevier BV. 2014. Vol. 8, N 519. P. B(0). P. 2289–2300.

Ping Wang, Jingjie Yu, Pozdniakov S.P. et al. Shallow groundwater dynamics and its driving forces in extremely arid areas: a case study of the lower Heihe River in northwestern China // Hydrolog. Processes. 2014. Vol. 28, N 3. P. 1539–1553.

Wang G., Cheng G. The characteristics of water resources and the changes of the hydrological process and environment in the arid zone of northwest China // Environ. Geol. 2000. Vol. 39 (N 7). P. 783–790.

Wilson J.L., Guan H. Mountain-block hydrology and mountain-front recharge, in Groundwater recharge in a desert environment // The Southwestern United States. Water Science and Applications Ser., Amer. Geophys. Un. Washington, D.C., 2004. N 9. P. 113–137.

Zhang L., Hickel K., Dawes W.R. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration // Water Res. 2004. Vol. 40, W02502. DOI: 10.1029 / 2003WR002710.

Поступила в редакцию 26.10.2020

Поступила с доработки 05.06.2021

Принята к публикации 03.08.2021

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

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

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

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

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

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

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

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

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

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

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 03.08.2021. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 12,7. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж экз.

Изд. № 11724. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)