

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 4 • 2019 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л. Глобальные факторы свинцово-цинкового рудообразования	3
Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна	11
Шемякина Е.М. Дистанционное зондирование как метод прогнозирования платинометального оруденения на основе результатов изучения Восточного сектора Бушвельдского комплекса	20
Радченко К.А., Коробова Н.И., Большакова М.А., Ступакова А.В., Завьялова А.П., Чупахина В.В. Литолого-геохимическая характеристика естественных выходов доманиковых отложений в районах Предуральского краевого прогиба Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна	28
Родькина И.А., Казак Е.С. Количественное определение связанной воды в породах баженовской свиты	34
Гриневский С.О., Спорышев В.С., Самарцев В.Н. Модельный анализ влияния климатических изменений на балансовую структуру эксплуатационных запасов приречного месторождения подземных вод.	45
Судакова М.С., Владов М.Л. Экспериментальное исследование акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температуры от -20 до $+20$ °C	55
Немцов В.С. Сравнение методик расчета коэффициента неупругого поглощения на примере модельных сейсмических данных	63
Трофимов В.Т., Королев В.А. О логической структуре и содержании общей теории инженерной геологии и ее научных направлений	70

Краткие сообщения

Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Еремин Н.И. Изотопный состав и особенности геохимии руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал)	78
Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Особенности строения высокоуглеродистых пород на примере нижнесилурийских отложений в депрессии Сычуаньской платформы Янцзы (КНР).	84
Чепиги Л.С., Лыгин И.В., Булычев А. Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью	89
Пирогова А.С. Разделение частотно-зависимых эффектов рассеяния и поглощения сейсмических волн посредством совместной инверсии данных ВСП и скважинных каротажей	94
Алешин М.И., Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А. Изучение придонных осадков в Петрозаводской губе Онежского озера с помощью комплексирования геолого-геофизических методов изучения донных отложений	98

CONTENTS

Dergachev A.L. Global factors of lead-zinc ore formation	3
Freiman S.I., Nikishin A.M., Petrov E.I. Cenozoic clinoform complexes and geological history of the North-Chukchi basin (Chukchi sea, Arctic)	11
Shemyakina E.M. Remote sensing as a method of predicting PGM mineralization based on the results of the study of the Eastern Sector Bushveld complex	20
Radchenko K.A., Korobova N.I., Bolshakova M.A., Stoupakova A.V., Zavyalova A.P., Chupakhina V.V. Lithological-geochemical characteristics of natural outcrops of the Domani sediments in the areas of the Pre-Urals regional trough of the Volga-Ural oil and gas basin	28
Rodkina I.A., Kazak E.S. Quantitative determination of the bound water in Bazhenov shales	34
Grinevskiy S.O., Sporyshev V.S., Samartsev V.N. Model analysis of the climate change impact on the water balance of groundwater intake in the river valley	45
Sudakova M.S., Vladov M.L. Experimental study of acoustic properties of saturated sand in the temperature range $-20 \div +20$ °C	55
Nemtsov V.S. Comparison of methods of calculating the non-elastic absorption coefficients based on model seismic data	63
Trofimov V.T. Korolev V.A. About the logical structure and content of the general theory of engineering geology and its scientific fields	70
<i>Brief communication</i>	
Yartsev E.I., Vikentyev I.V., Eremin N.I. Isotopic composition and geochemical features of ores of Dzhusa pyrite-polymetallic deposit (South Urals)	78
Hao Yuexiang, Shardanova T.A., Huang Chongxing. Features of the structure of high-carbon rocks on the example of the lower Silurian sediments of the Sichuan depression of the Yangtze platform (China)	84
Chepigo L.S., Lygin I.V., Bulychiev A.A. Forward two-dimensional gravity problem for a parabolic density polygon	89
Pirogova A.S. Separation of frequency-dependent scattering and inelastic absorption by waveform inversion of VSP data constrained by well logs	94
Aleshin M.I., Gaynanov V.G., Tokarev M.Yu., Rybalko A.E., Subetto D.A. Study of Onega lake Petrozavodsk bay sub-bottom sediments using complex geophysical and geological data analysis	98

УДК 553.44

А.Л. Дергачев¹

ГЛОБАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

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

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

Тектоническая эволюция Земли — ведущий фактор, обусловивший неравномерное распределение запасов свинца и цинка в геологическом времени. Циклические изменения продуктивности свинцово-цинкового рудообразования отражали периодическую амальгамацию большинства блоков континентальной коры, образование, стабилизацию и окончательный распад суперконтинентов. Многие особенности возрастных спектров запасов свинца и цинка обусловлены постепенным разрастанием коры континентального типа в результате аккреции островных дуг к кратонным ядрам, расширяющимся распространением энсиалических обстановок рудообразования и возрастающей ролью континентальной коры в процессах магмообразования.

Ключевые слова: историческая металлогения, месторождения свинца и цинка, суперконтинентальные циклы, эволюция процессов рудообразования.

Tectonic evolution of the Earth is a principle global factor responsible for uneven distribution of lead and zinc reserves in geological time. Cyclic changes in productivity of lead-zinc ore-formation processes resulted from periodical amalgamation of most blocks of continental crust, formation, stabilization and final break-up of supercontinents. Many features of age spectrums of lead and zinc reserves are caused by gradual increase of volume of continental crust resulting from accretion of island arcs to ancient cratons, widening of distribution of ensialic environments of ore-formation and increasing role of continental crust in magmatic processes.

Key words: historic metallogeny, lead and zinc deposits, supercontinental cycles, evolution of ore-formation processes.

Введение. Распределение запасов разнообразных полезных ископаемых в геологическом времени, а также причины, которые обуславливают его, представляют одну из наиболее интригующих загадок природы.

Ранее с использованием кривых функции плотности вероятности (ФПВ) была установлена крайняя неравномерность распределения месторождений Pb и Zn и современных запасов этих металлов в геологической истории [Дергачев и др., 2015]. Эти кривые характеризуются присутствием нескольких кластеров пиков, отвечающих относительно кратким эпизодам исключительно высокого продуктивности процессов свинцово-цинкового рудообразования (2750–2680, 1925–1580, 560–290, 120–0 млн л. н.), которые можно рассматривать как важнейшие металлогенические эпохи. Однако требуют объяснения как причины их повторения, так и периодичность с которой они наступают.

Не вполне ясны и причины, обусловившие другие особенности возрастных спектров запасов металлов: закономерное в целом возрастание от более ранних к более поздним эпохам свинцово-цинкового рудообразования как средней (0,01–0,30–0,63–0,85 для Pb и 0,41–0,56–1,72–1,79 для Zn, млн т/млн лет), так и максимальной про-

дуктивности процессов накопления современных запасов металлов (0,02–1,96–1,38–1,73 для Pb и 1,05–1,98–4,96–3,34 для Zn), а также увеличение с течением времени продолжительности таких эпох от 70 до 270–345 млн лет [Дергачев и др., 2015, табл. 3].

Перечисленные основные металлогенические эпохи в возрастных спектрах месторождений и запасов Pb и Zn разделены явными минимумами, которым отвечают периоды 3500–2750, 2680–1925, 1580–560, 290–120 млн л. н. В течение последних 3500 млн лет геологической истории суммарная продолжительность этих периодов составляла 2695 млн лет (77%). Однако им отвечают лишь 18 и 24% современных запасов Zn и Pb соответственно. Минимумы лучше выражены на кривых функции плотности вероятности месторождений. В возрастных спектрах запасов они осложняются локальными максимумами кривых функции плотности вероятности запасов Pb (1472, 956, 893, 742, 270, 224, 172 млн л. н.) и Zn (742, 227, 166 млн л. н.), которые заполняют промежутки между главными кластерами пиков. Таким узким, но довольно высоким пикам обычно соответствуют единичные, хотя иногда и значительные по запасам месторождения. В архее и протерозое в

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

периоды, отвечающие минимумам кривых ФПВ, продуктивность процессов накопления современных запасов металлов уменьшалась в несколько десятков раз по сравнению с главными кластерами пиков, а в периоды 3400–3250 и 2660–2250 млн л. н. сокращалась практически до нуля. Однако с течением времени средняя продуктивность накопления современных запасов металлов в периоды между главными эпохами свинцово-цинкового рудообразования постепенно возрастала (млн т/млн лет) от 0,01 до 0,55 для Zn и от менее чем 0,01 до 0,36 для Pb. Возрастание запасов металлов и численности месторождений, возникавших за рамками основных эпох свинцово-цинкового рудообразования, требует объяснения.

Свинец и цинк чаще всего встречаются совместно в рудах комплексных свинцово-цинковых месторождений различных типов. Устойчивая ассоциация Pb и Zn обуславливает высокое сходство возрастных спектров как месторождений, так и современных запасов этих металлов, а также кумулятивных кривых запасов Pb и Zn (рис. 1). Наиболее значительное различие заключается практически в отсутствии в возрастном спектре запасов Pb пика в интервале 2750–2680 млн л. н.,

отвечающем древнейшей эпохе свинцово-цинкового рудообразования. От более поздних эпох она отличается исключительно низкими значениями отношения Pb/Zn в суммарных запасах ($<0,06$). Хотя накопление запасов Pb и Zn началось почти одновременно (древнейшие свинцово-цинковые месторождения появились около 3460 млн л. н.), создается впечатление, что в архее и палеопротерозое накопление запасов Pb происходило более медленным темпом, и кумулятивные запасы Pb и Zn (в долях от их суммарных современных запасов) сравнивались только около 1650 млн л. н.

Факторы, обусловившие эти и другие особенности возрастных спектров месторождений и запасов Pb и Zn, не очевидны, статья и посвящена их специальному рассмотрению.

Тектонические (суперконтинентальные) циклы и эпохи свинцово-цинкового рудообразования. Исключительная неравномерность распределения различных типов месторождений полезных ископаемых в геологическом времени признана уже давно (в частности, в [Meyer, 1985, 1988]. После публикации [Barley, Groves, 1992] широкое распространение получили представления о том, что периодически повторявшиеся подъемы и спады

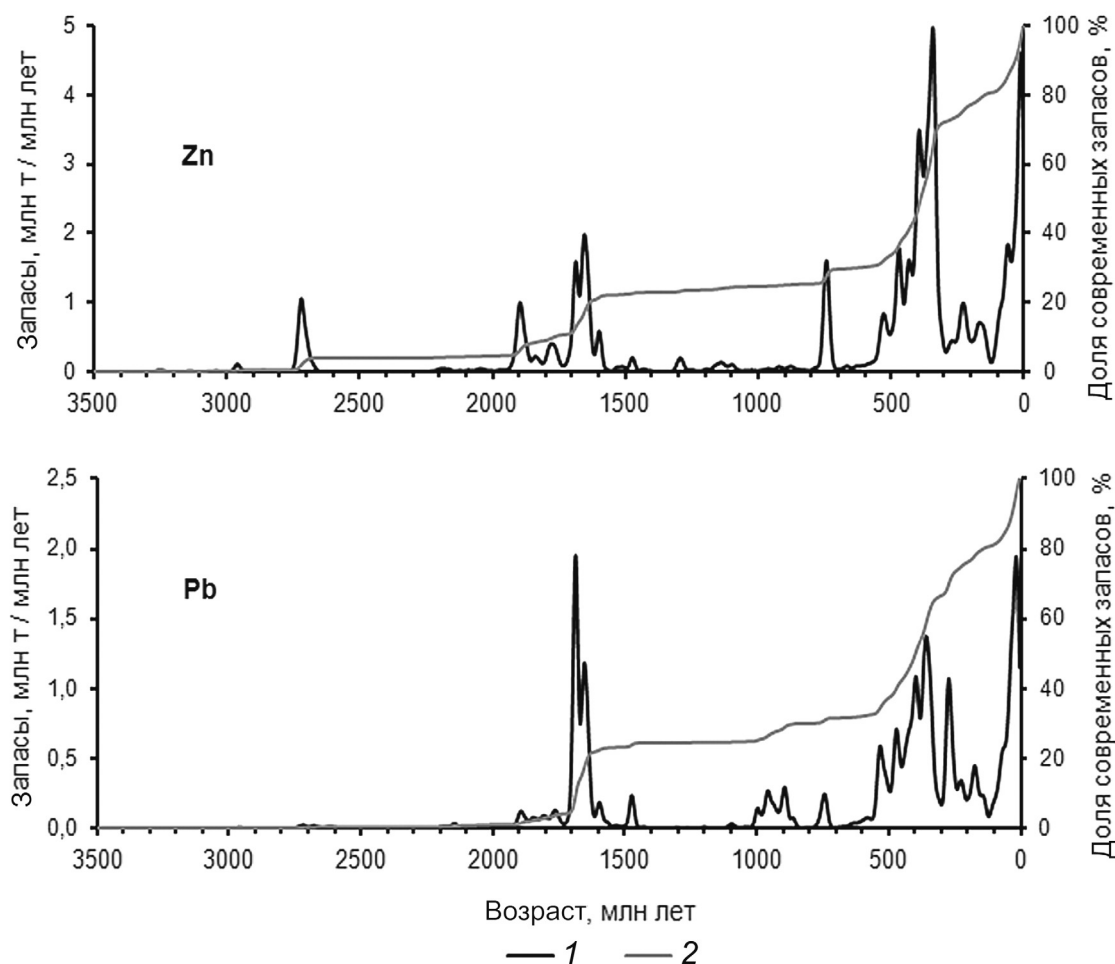
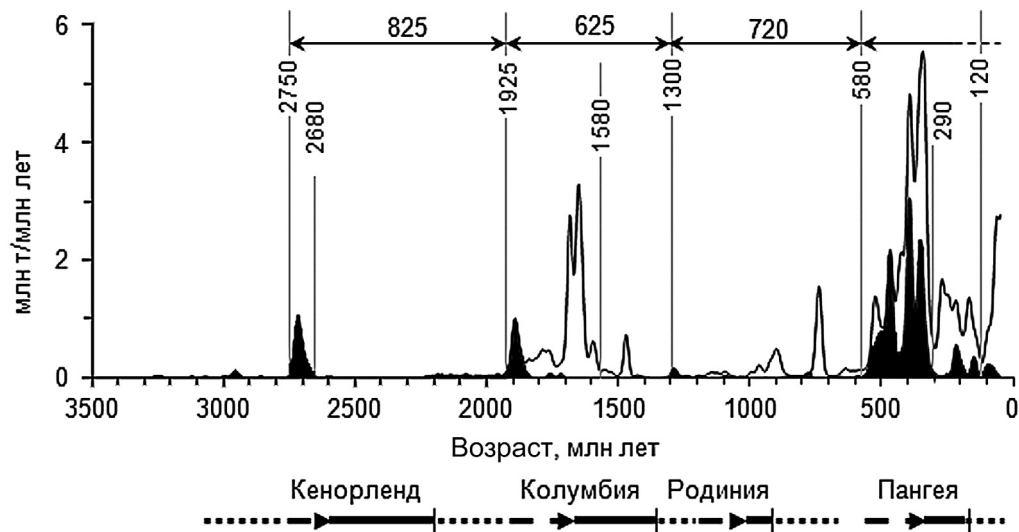


Рис. 1. Графики функции плотности вероятности (ФПВ) современных запасов Zn и Pb на месторождениях всех типов (1) и кумулятивные кривые накопления запасов металлов (2). Гауссово окно сглаживания, $d = 50$ млн лет

Рис. 2. Совмещенные графики ФПВ суммарных запасов металлов (Pb+Zn) на свинцово-цинковых месторождениях всех типов и на вулканогенных колчеданных месторождениях (тип VMSD показан черной заливкой). Гауссово окно сглаживания, d=50 млн лет



рудообразования некоторых типов могли быть связаны с длиннопериодными тектоническими циклами, включавшими постепенное сближение блоков континентальной коры по зонам субдукции, амальгамацию всех или большинства континентальных плит с образованием суперконтинентальных массивов, распад последних в результате рифтогенеза и раскрытие океанов.

Однако цикличность тектонических процессов, по-видимому, в значительной степени определила не только периодическое возобновление рудообразования того или иного типа (например, вулканогенного колчеданообразования [Еремин и др., 2002]), но и распределение в геологическом времени месторождений и запасов разнообразных полезных ископаемых, в том числе суммарных для всех типов месторождений запасов Pb и Zn. Действительно, как следует из анализа рис. 2, первый крупный максимум продуктивности накопления современных запасов этих металлов (2750–2680 млн л. н.) и последующие два важных кластера пиков (1925–1580 и 560–290 млн л. н.) по времени отвечают трем разным суперконтинентальным циклам. В периоды, отвечающие кластерам пиков ФПВ запасов Pb и Zn, продуктивность процессов свинцово-цинкового рудообразования многократно возрастала по сравнению с периодами их минимальной активности (таблица).

Сравнение графиков ФПВ современных суммарных запасов Pb и Zn на месторождениях всех типов и запасов металлов в месторождениях типа VMSD показывает, что в неогарее и палеопротерозое первые пики в возрастных спектрах современных запасов металлов на 2718, 1895 (1893 для Pb) млн л. н. были обусловлены максимумами продуктивности рудообразования типа VMSD.

В кенорском цикле, которому соответствует неогарейская эпоха свинцово-цинкового рудообразования (2750–2680 млн л. н.), накопление запасов металлов (преимущественно Zn) по существу ограничилось сравнительно непродолжительной

(около 70 млн лет) вспышкой рудообразования типа VMSD. В колумбийский цикл палеомезопротерозойская эпоха (1925–1580) выражена кластером пиков ФПВ запасов металлов. Первый из них также обусловлен массовым образованием месторождений типа VMSD, которое продолжалось около 90 млн лет, достигло максимума продуктивности около 1895 млн л. н. и в целом завершилось около 1840 млн л. н.

Средняя продуктивность процессов свинцово-цинкового рудообразования в различные периоды геологической истории

Пик/кластер пиков ФПВ, млн л. н.	Периоды минимальной продуктивности	Средняя (максимальная) продуктивность образования запасов металлов, млн т / млн лет		Накопленные запасы, % от современных	
		Pb	Zn	Pb	Zn
	3500–2750	0,00	0,01	0,05	0,48
2750–2680		0,01 (0,02)	0,41 (1,05)	0,20	3,37
	2680–1925	0,01	0,01	0,79	0,94
1925–1580, в том числе 1730–1620		0,30 0,77 (1,96)	0,56 1,01 (1,98)	21,73 17,60	17,24 10,00
	1580–560	0,05	0,09	9,74	8,63
560–290, в том числе 450–290		0,63 0,78 (1,38)	1,72 2,33 (4,96)	34,3 24,68	41,69 33,42
	290–120	0,36	0,55	13,65	8,33
120–0, в том числе 60–10		0,85 1,27	1,79 2,53	19,54 13,02	19,32 10,79

В пангейский цикл неопротерозойско-палеозойская (560–290 млн л. н.) эпоха свинцово-цинкового рудообразования также начиналась массовым образованием месторождений типа VMSD. В палеозое резкий подъем продуктивности свинцово-цинкового рудообразования после 560 млн л. н. также в значительной степени был

обусловлен именно всплеском вулканогенного колчеданообразования после 580 (550) млн л. н.

Первым вступлением к каждой эпохе свинцово-цинкового рудообразования была вспышка вулканогенного колчеданообразования в надсубдукционных обстановках, в пределах островных дуг и задуговых бассейнов на стадии сближения блоков континентальной коры по зонам субдукции, а значит, их появление предшествовало окончательному формированию устанавливаемых с разной степенью определенности суперконтинентов (млн л. н.) Кенорленд (около 2600), Колумбия (около 1800) и Пангея (около 330). Таким образом, циклические изменения продуктивности свинцово-цинкового рудообразования, вероятнее всего, обусловлены циклическостью тектонического развития планеты.

Тектонический фактор, по-видимому, отчасти обусловил и возрастание продолжительности эпох свинцово-цинкового рудообразования с течением времени. В кенорский цикл после стабилизации суперконтинента в течение более чем 750 млн лет возникали очень незначительные по запасам и весьма редкие месторождения Pb и Zn, а месторождения с возрастом 2680–2250 млн лет вообще отсутствуют в базе данных, включающей свыше 2000 Pb-Zn месторождений.

В колумбийский цикл палеомезопротерозойская эпоха рудообразования также началась формированием многочисленных и крупных месторождений типа VMSD, которое продолжалось около 90 млн лет. Однако после амальгамации около 30 малых плит, практически повсеместного прекращения вулканических процессов и стабилизации суперконтинента в его пределах установился специфический тектонический режим обширных, удлиненных, медленно прогибавшихся рифтогенных бассейнов, где накапливались мощные толщи осадочных пород. В изменяющихся тектонических обстановках после завершения вспышки рудообразования типа VMSD появились месторождения новых типов. Вулканогенное колчеданообразование сменилось формированием эксгальационно-осадочных месторождений Pb и Zn в терригенных или карбонатно-терригенных породах (тип SEDEX), и палеомезопротерозойская эпоха свинцово-цинкового рудообразования (1925–1580 млн л. н.) оказалась намного продолжительнее неоархейской.

Аналогичным образом в пангейский цикл начало неопротерозойско-палеозойской эпохи рудообразования (560–290 млн л. н.) ознаменовалось не только формированием многочисленных и крупных месторождений типа VMSD, но и почти одновременными вспышками рудообразования типа SEDEX на пассивных континентальных окраинах (реактивизированных, расщепленных) и в задуговых рифтах, а позднее (около 425–410 млн л. н.) и типа долины Миссисипи (MVT) в рифтогенных прогибах. Эта эпоха стала наиболее продуктивной в истории Земли именно в результате

совпадения пиков рудообразования разных типов (VMSD, SEDEX и в намного меньшей степени MVT). Однако после завершения сбора Пангеи около 330 млн л. н. интенсивность вулканических процессов и связанного с ними вулканогенного колчеданообразования в глобальном масштабе резко снизились, а после 310 млн л. н., по существу, прекратилось и образование эксгальационно-осадочных месторождений в терригенных породах (тип SEDEX). Сравнительно высокая продуктивность процессов свинцово-цинкового рудообразования, сохранявшаяся приблизительно до 290 млн л. н., была обусловлена в основном формированием месторождений типа MVT в пределах эпикратонных карбонатных платформ на пассивных континентальных окраинах, а также в прогибах форланда (пики ФПВ запасов металлов на 250–273 млн л. н.). Распространение новых типов месторождений и расширение спектра геотектонических обстановок, в которых протекали процессы рудообразования того или иного типа, стало причиной того, что продуктивность процессов свинцово-цинкового рудообразования в целом после 2250 млн л. н. никогда больше не снижалась до нулевого уровня.

Таким образом, тектоническая эволюция планеты, становление современной тектоники литосферных плит, нарастающее разнообразие типов свинцово-цинковых месторождений и расширение спектра тектонических обстановок, при которых могли образовываться свинцово-цинковые месторождения (например, типа SEDEX), можно рассматривать в качестве причин увеличения продолжительности эпох свинцово-цинкового рудообразования.

В кажущемся противоречии с этим находится отсутствие какой-либо крупной эпохи свинцово-цинкового рудообразования, соответствующей суперконтинентальному циклу Родинии [Еремин и др., 2002]. Для этого цикла не установлены признаки какой-либо значительной вспышки вулканогенного колчеданообразования, которая соответствовала бы стадии сбора этого суперконтинента. Немногочисленные примеры вулканогенных колчеданных месторождений известны лишь в пределах пояса Намаква–Наталь к западу от архейского Каапваальского кратона (ЮАР), а также в провинции Аравалли–Дели (Индия). В первом случае они имеют возраст в интервале 1299–1190 млн лет, относятся к подтипу бесси, а в исключительных случаях — к аналогам фанерозойского уральского типа. В поясе Аравалли–Дели, в отложениях супергруппы Дели небольшие колчеданно-полиметаллические месторождения с возрастом 1102–1087 млн л. н. связаны с бимодальной базальт-риолитовой, а в исключительных случаях — с недифференцированной базальтоидной формацией. Эти месторождения могли формироваться в обстановках островных дуг и задуговых

бассейнов при закрытии океана Дели (по разным данным, около 1100 или 1000–900 млн л. н.).

В цикле Родинии продуктивность накопления запасов Zn на месторождениях типа VMSD достигла максимума около 1284 млн л. н. Но она была на порядок ниже соответствующих показателей более ранних суперконтинентальных циклов, и вклад сформировавшихся в этот период месторождений в современные мировые запасы Zn и особенно Pb ничтожен. В период 1350–750 млн л. н. большой редкостью были и свинцово-цинковые месторождения других типов. Предположительно в обстановках пассивных континентальных окраин возникли месторождения типа SEDEX с возрастом 1280–1240 млн лет, известные в поясе Гренвилл (террейны Эльзевир и Фронтинак) [Davidson, 2008]. Однако эти малочисленные и относительно скромные по запасам месторождения не дают основания говорить о наступлении новой металлогенической эпохи, и с ними не связано никакого значительного роста продуктивности свинцово-цинкового рудообразования.

В истории Родинии еще до окончательного сбора суперконтинента уже проявились первые признаки деструкции, а наиболее широким развитием процессов континентального рифтогенеза ознаменовался период 825–740 млн л. н. [Li et al., 2008]. В неопротерозойских рифтах находится около 20 месторождений типа SEDEX (преимущественно мелких), но никаких соответствующих им значительных максимумов продуктивности рудообразования в этот период не обнаружено. Для сравнения — в палеомезопротерозойскую эпоху именно в интраконтинентальных рифтах (неудавшихся рифтах), образовалась основная масса запасов металлов и многочисленные месторождения того же типа (в том числе НУС, Маунт-Айза, Сенчери, Брокен-Хилл и другие в Австралии, а также Раджпура-Дариба, Саладипура и многие другие в провинции Аравалли–Дели в Индии, а позднее — Сулливан в рифте Белт–Пурсел).

В интервале геологического времени, соответствующем циклу Родинии, отмечены лишь два более или менее значительных, но узких и изолированных максимума продуктивности процессов рудообразования (около 900 и 740 млн л. н.; рис. 1), но они связаны, по существу, с единичными крупными месторождениями типа SEDEX — Горевским (980–860 млн лет) и Холоднинским (750–730 млн лет).

В целом в металлогеническом отношении суперконтинентальная эпоха Родинии проявлена намного хуже остальных. Месторождения типа VMSD в цикле Родинии либо возникали редко, либо были уничтожены. Возможным объяснением в первом случае может быть неполный распад палеопротерозойского суперконтинента и как следствие малочисленность колчеданосных вулканических поясов, возникавших при сбо-

ре Родинии. Во втором случае причиной могло быть то, что многие из формировавшихся подвижных поясов этого времени могли относиться к внутренним, т.е. при последующем закрытии океанов и образовании суперконтинента были вовлечены в процессы континентальной коллизии, сопровождавшейся короблением, интенсивными деформациями, увеличением мощности коры и метаморфизмом высоких ступеней, а затем подверглись воздыманию и интенсивной денудации. В таких условиях многие месторождения, залегавшие в верхней части коры, могли не сохраниться.

Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой после 900–750 млн л. н. произошел распад не Родинии, а Колумбии, которая, таким образом, просуществовала в течение ~1 млрд лет. Однако более вероятным кажется предположение о неполном распаде Колумбии, после которого сохраняло стабильность ядро суперконтинента, включавшее Сибирь, Лаврентию и Балтику, объединившиеся еще при сборе Колумбии [Божко, 2011; Evans, 2013]. При сборе Родинии в результате гренвилльских коллизий к этому ядру были тектонически причленены Амазония, Индия и ряд других блоков. При таком подходе находит объяснение не только малочисленность пассивных континентальных окраин после распада Колумбии [Bradley, 2008], но и отмеченное выше отсутствие значительного пика вулканогенного колчеданообразования в мезопротерозое.

В то же время появление после длительного (около 500 млн лет) перерыва месторождений типа VMSD на стадии сбора Родинии, несмотря на их малочисленность, позволяет определить приблизительную периодичность повторения эпох свинцово-цинкового рудообразования. В неогарее–палеозое оно возобновлялось через 825–625–740 млн лет (в среднем 730 млн лет), что сопоставимо с продолжительностью суперконтинентальных циклов [Condie, 1998].

Нарушает эту закономерность появление максимума свинцово-цинкового рудообразования после 100 млн л. н., всего через 460 млн лет после начала неопротерозойско-палеозойской эпохи рудообразования. Несмотря на некоторый подъем рудообразования типа VMSD около 90 млн л. н. (в основном в поясе океана Тетис), а также около 15 млн л. н., мезозойско-кайнозойскому пику ФПВ запасов Pb и Zn не соответствует никакая вспышка вулканогенного колчеданообразования, сопоставимая по продуктивности и широте географического распространения месторождений с предшествующими металлогеническими эпохами. Примечательно, что после 300 млн л. н. очень низкой оставалась и продуктивность рудообразования типа SEDEX.

Мезозойско-кайнозойская эпоха рудообразования отличается от предыдущих как по ее месту в рамках незавершенного амазийского суперкон-

тинентального цикла, начавшегося после распада палеозойской Пангеи, так и по соотношению между типами свинцово-цинковых месторождений, совершенно необычному для предшествующих эпох. Важная роль в отношении продуктивности рудообразования и доли во вновь формирующихся запасах металлов в этот период играло рудообразование типа MVT (максимальные значения ФПВ на 83–87, 40–47 и 15 млн л. н.). Однако в целом мезозойско-кайнозойский максимум продуктивности рудообразования обусловлен появлением многочисленных и крупных скарновых и плутогенных гидротермальных месторождений (кластер пиков ФПВ запасов металлов в интервале 40–15 млн л. н.). Судя по возрастным спектрам месторождений этих типов и спектрам современных запасов металлов в них, такие месторождения спорадически появлялись уже с конца палеопротерозоя (около 1700 млн л. н.), однако более или менее заметную роль они начали играть после 500 млн л. н., особенно широкое распространение они получили после 200 млн л. н. После 100 млн л. н. по продуктивности процессов рудообразования они лишь немного уступают суммарной продуктивности рудообразования типов VMSD, SEDEX и MVT, а в последние 50 млн лет в несколько раз опережают их.

Никаких геологических причин, препятствовавших формированию скарновых и плутогенных гидротермальных месторождений Pb и Zn в предшествующие металлогенические эпохи, очевидно, не существовало. Гранитоидный магматизм в геологической истории неоднократно получал широкое развитие, а накопление известняков и доломитов, необходимых для формирования скарновых месторождений, началось еще в палеопротерозое. Вполне возможно, что максимумы продуктивности образования скарновых и гидротермальных месторождений могли быть и в более ранние металлогенические эпохи. Однако они связаны с орогенным гранитоидным магматизмом, формировались в верхней части земной коры в пределах поясов, подвергавшихся воздыманию и быстрой денудации, что ограничивало возможности сохранения таких месторождений от полного разрушения. Таким образом, эксгумация месторождений, возможно, представляет собой еще один фактор, повлиявший на возрастной спектр месторождений и спектр современных запасов Pb и Zn.

Периодическое приращение и эволюция состава коры континентального типа и соотношение Pb/Zn в рудах месторождений. При анализе возрастных спектров запасов металлов на рис. 1 обращает на себя внимание отсутствие пика ФПВ запасов Pb, отвечающего максимуму продуктивности накопления Zn в интервале 2750–2680 млн л. н., а также резкое различие продуктивности накопления запасов Pb и Zn в интервале 1925–1850 млн л. н. В первом случае максимум ФПВ запасов Zn

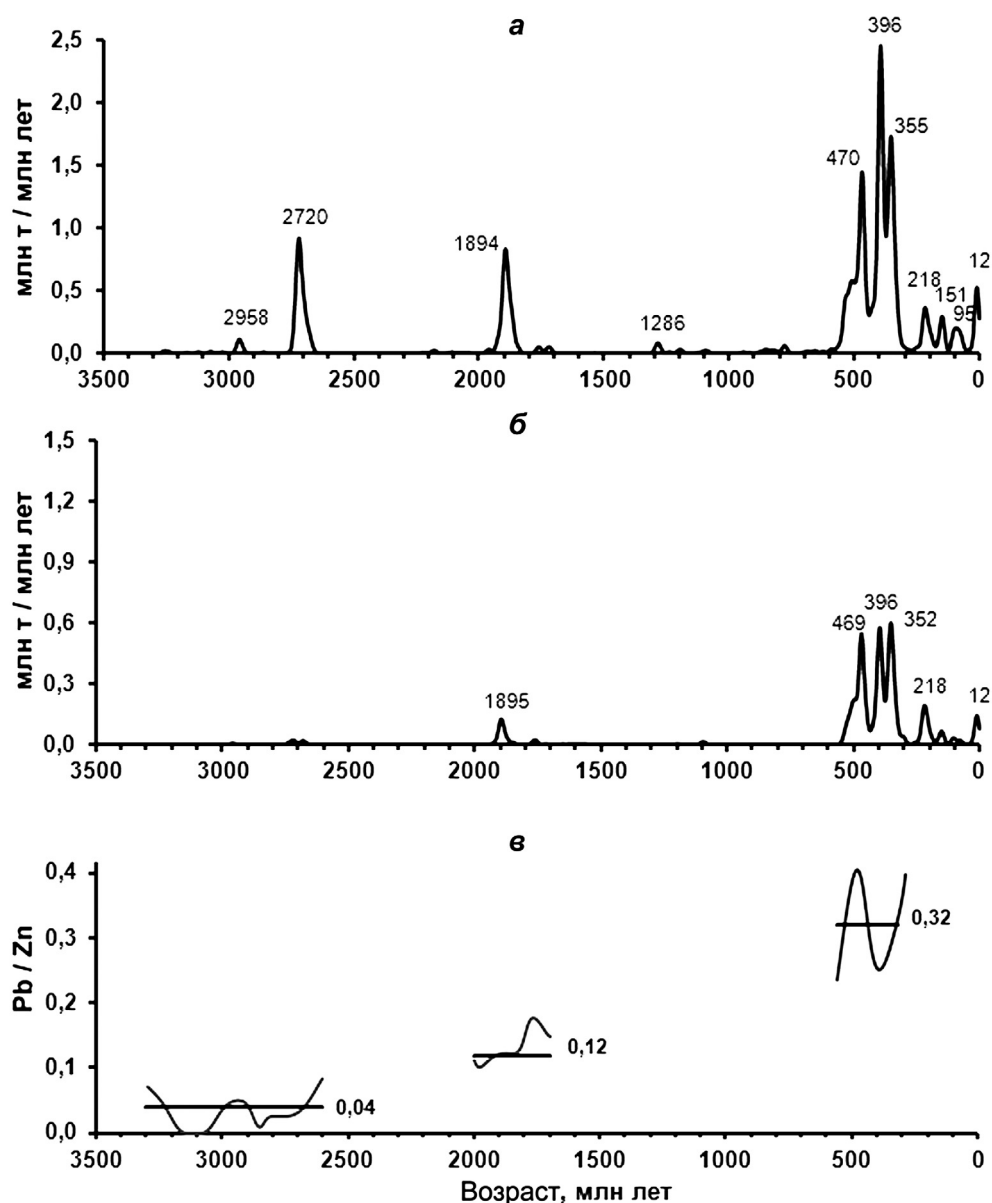
обусловлен исключительно, а во втором случае — преимущественно рудообразованием типа VMSD, так как месторождения остальных типов в истории Земли либо появились существенно позже (тип MVT), либо в указанный период вносили ничтожный вклад в современные запасы металлов (тип SEDEX, а также скарновые и гидротермальные месторождения). Таким образом, устанавливаемое различие в возрастных спектрах запасов свинца и цинка объясняется, видимо, эволюцией состава руд месторождений типа VMSD.

Действительно, в запасах руды вулканогенных колчеданных месторождений, образовавшихся 3250–2600 млн л. н., среднее отношение Pb/Zn составляет 0,04, тогда как в палеопротерозойскую эпоху, в период 2000–1700 млн л. н. оно возросло до 0,12, а в палеозое (540–250 млн л. н.) составило 0,32 (рис. 3). Такая эволюция среднего состава руд колчеданных месторождений, возникавших в различные эпохи, отражает изменения во времени соотношения между наиболее распространенными подтипами вулканогенных колчеданных месторождений — уральским и куроко.

Месторождения обеих этих групп формировались в пределах островодужных систем, ассоциируют с контрастными или последовательно дифференцированными вулканогенными формациями, а их пространственная позиция определяется размещением палеовулканических центров. Однако для фанерозойских месторождений уральского подтипа, а также их раннедокембрийских аналогов характерно преобладание основных пород в разрезе формации (доля кислых вулканитов изменяется от 30 до 10% и менее), смена толеитовых вулканитов известково-щелочными, а также медноколчеданный или медно-цинковый состав руд. Такие месторождения возникали в обстановках молодых энсиматических дуг при минимальном участии коры континентального типа в процессах магмообразования. Промышленное количество свинца установлено только на 1/3 из таких месторождений, а его доля в суммарном содержании Cu, Zn и Pb не превышает 10%.

В то же время месторождения подтипа куроко и их древнейшие аналоги встречаются в рудных районах, где в составе рудоносных базальт-риолитовых и риолитовых формаций преобладают, а нередко и господствуют кислые разности вулканогенных пород, демонстрирующие калиево-натриевый, калиевый или реже натриевый петрохимический профиль. Руды таких месторождений демонстрируют обогащение Zn относительно Cu, а также Pb относительно Zn. Именно распределение месторождений подтипа куроко в геологической истории Земли определяет возрастной спектр запасов Pb на месторождениях типа VMSD. Формирование месторождений подтипа куроко протекало в пределах энсиалических, реже зрелых энсиматических островных дуг и расщепленных

Рис. 3. Возрастные спектры запасов Zn (а) и Pb (б) на месторождениях типа VMSD и график изменения среднего отношения Pb/Zn в запасах металлов на вулканогенных колчеданных месторождениях в главные эпохи свинцово-цинкового рудообразования (в)



дуг, а также, возможно, задуговых удаленных интраконтинентальных рифтов. Хотя вопрос о тектонических обстановках рудообразования для месторождений этого подтипа часто остается дискуссионным, энсиалическая природа большинства из них не вызывает сомнений.

Между тем в ходе эволюции Земли относительная численность месторождений подтипа куроко закономерно возрастала. Среди месторождений типа VMSD с возрастом 2750–2680 млн лет они составляли лишь 15%, в дальнейшем их доля возросла до 52% в период 1925–1560 млн л. н. и до 55% в период 560–290 млн л. н. Ранее было показано [Дергачев и др., 2013], что на этом фоне происходило и обогащение свинцом руд месторождений, образовавшихся в энсиалических обстановках (от 0,25 до 1,19%), в то время как на месторождениях уральского типа и их древних аналогах содержание свинца почти не изменялось на протяжении 2,8 млрд лет.

Вполне вероятно, что отмеченные особенности отражают постепенное распространение энсиалических обстановок рудообразования типа VMSD, а в конечном счете — разрастание коры континентального типа, происходившее периодически при сборе суперконтинентальных массивов около 2700, 1900 и 1200 и после 650 млн л. н. По мнению К. Конди, например, около 36% современной коры возникло в период 3,0–2,5 млрд л. н., а еще 39% — 2,15–1,65 млрд л. н. [Condie, 1998]. Другая возможная причина заключалась в том, что увеличение площади коры континентального типа уже около 3,1 млрд л. н. происходило, как считают некоторые исследователи, например, [Cawood et al., 2006], за счет присоединения к кратонам островных дуг, сложенных известково-щелочными или промежуточными между толеитовыми и известково-щелочными вулканитами, которые были обогащены элементами с крупными ионными

радиусами, в том числе Pb. Состав вновь возникающей континентальной коры при этом постепенно изменялся, и в каждую последующую эпоху колчеданообразования в процессах магмообразования участвовала континентальная кора, все более обогащенная Pb.

Заключение. Закономерности распределения во времени современных запасов Pb и Zn обуслов-

лены глобальными факторами, среди которых ведущая роль принадлежит тектонической эволюции планеты. Циклические изменения продуктивности свинцово-цинкового рудообразования отражают периодический сбор и распад суперконтинентальных массивов, приращение и эволюцию состава коры континентального типа, а также возможную эксгумацию месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Божко Н.А. О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 15–24.

Дергачев А.Л., Дергачев А.А., Еремин Н.И. Эпохи свинцово-цинкового рудообразования в геологической истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 3. С. 62–72.

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

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Эпохи вулканогенного колчеданообразования в истории Земли // Геология рудн. месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 259–275.

Barley M.E., Groves D.I. Supercontinental cycles and the distribution of metal deposits through time // *Geology*. 1992. N 20. P. 291–302.

Bradley D.C. Passive margins through earth history // *Earth Sci. Rev.* 2008. Vol. 91. P. 1–26.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 163. P. 97–108.

Davidson A. Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia // *Precambr. Res.* 2008. Vol. 160. P. 5–22.

Evans D.A.D. Reconstructing pre-Pangean supercontinents // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2013. Vol. 125. P. 1735–1751.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambr. Res.* 2008. Vol. 160. P. 179–210.

Meyer C. Ore metals through geologic history // *Science*. 1985. Vol. 227. P. 1421–1428.

Meyer C. Ore deposits as guides to geologic history of the Earth // *Ann. Rev. Earth Sci.* 1988. Vol. 16. P. 147–171.

Поступила в редакцию 11.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 551.8 (268.56)

С.И. Фрейман¹, А.М. Никишин², Е.И. Петров³

КАЙНОЗОЙСКИЕ КЛИНОФОРМНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО БАСЕЙНА

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

Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 125993, Москва, Большая Грузинская ул., 4/6

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

Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation, 125993, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya st., 4/6

Выполнены сейсмо-стратиграфическая разбивка осадочного чехла Северо-Чукотского бассейна и интерпретация основных палеогеографических событий, произошедших на его территории в позднемеловое–кайнозойское время.

Пострифтовую осадочную историю развития шельфа Северо-Чукотского бассейна можно разделить на три этапа: позднемеловой–палеоценовый с мощной проградацией бровки шельфа на север, среднеэоценовый–миоценовый, с постепенным разноориентированным заполнением бассейна со всех сторон и позднемиоценовый–современный, когда бровка шельфа приняла современный вид и происходила медленная аградация со слабым северным трендом.

Ключевые слова: Восточная Арктика, клиноформные комплексы, Чукотское море, кайнозой, сеймостратиграфия, Северо-Чукотский бассейн.

New sesmostratigraphic model has been established for the sedimentary cover of the North-Chukchi basin. Based on the model interpretation of the main paleogeographic events within the territory was performed.

We identify three stage in the post-rift sedimentary history of the North-Chukchi basin: Late Cretaceous to Paleocene stage when strong progradation of shelf sedimentary packages was occurred, Mid Eocene — Miocene, with gradual infilling of the basin from different sides and Late Miocene to Present stage with present shapes of the shelf and slow clinoform complex aggradation.

Key words: East Arctic, clinoform complex, Chukchi sea, Cenozoic, sesmostratigraphy, North-Chukchi basin.

Введение. Вся Арктика целиком и Северо-Чукотский бассейн (СЧБ) в частности — один из наименее изученных регионов. В последние годы появилось много новых сейсмических данных, на основании которых намечаются основные черты строения и этапы развития региона. В то время как глубоководная часть Арктики привлекает пристальное внимание и расшифровке ее тектонического строения и истории развития посвящено множество публикаций, шельф дальневосточной части Арктики изучен очень скудно, несмотря на то что — по аналогии с Аляской — для него предсказан большой углеводородный потенциал [Контарович и др., 2010]. Впервые на выраженное клиноформное строение кайнозойского интервала разреза обратили внимание после сейсмических работ в начале 2000-х гг. [Verzhbitsky et al., 2008]. Существует всего одна работа, полностью посвященная кайнозойским клиноформным комплексам этого региона [Negewald et al., 2013]. Соседние

меловые клиноформные комплексы Аляски изучены достаточно хорошо за счет плотного покрытия сейсмической съемкой, наличия многочисленных обнажений и ряда скважин, вскрывших их на акватории Аляски [Houseknecht et al., 2009], но при этом их корреляция и соотношение с Чукотским шельфовым комплексом до сих пор неясны. Цель работы — описать строение верхней части осадочного чехла СЧБ, а также выделить основные этапы развития региона в кайнозойе и связанные с ними сеймостратиграфические комплексы.

Геологическое строение района исследования. Современный Северо-Чукотский бассейн представляет собой мелководный шельф с постепенным увеличением глубины от 50 м около о. Врангеля до 400 м на севере в районе террасы Кучерова (рис. 1). В тектоническом плане Северо-Чукотский бассейн граничит со следующими элементами: с севера СЧБ ограничен поднятием Менделеева, в пределах которого кайнозойские

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

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

³ Министерство природных ресурсов и экологии РФ, советник федерального министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации; *e-mail*: epetrov@rosnedra.gov.ru

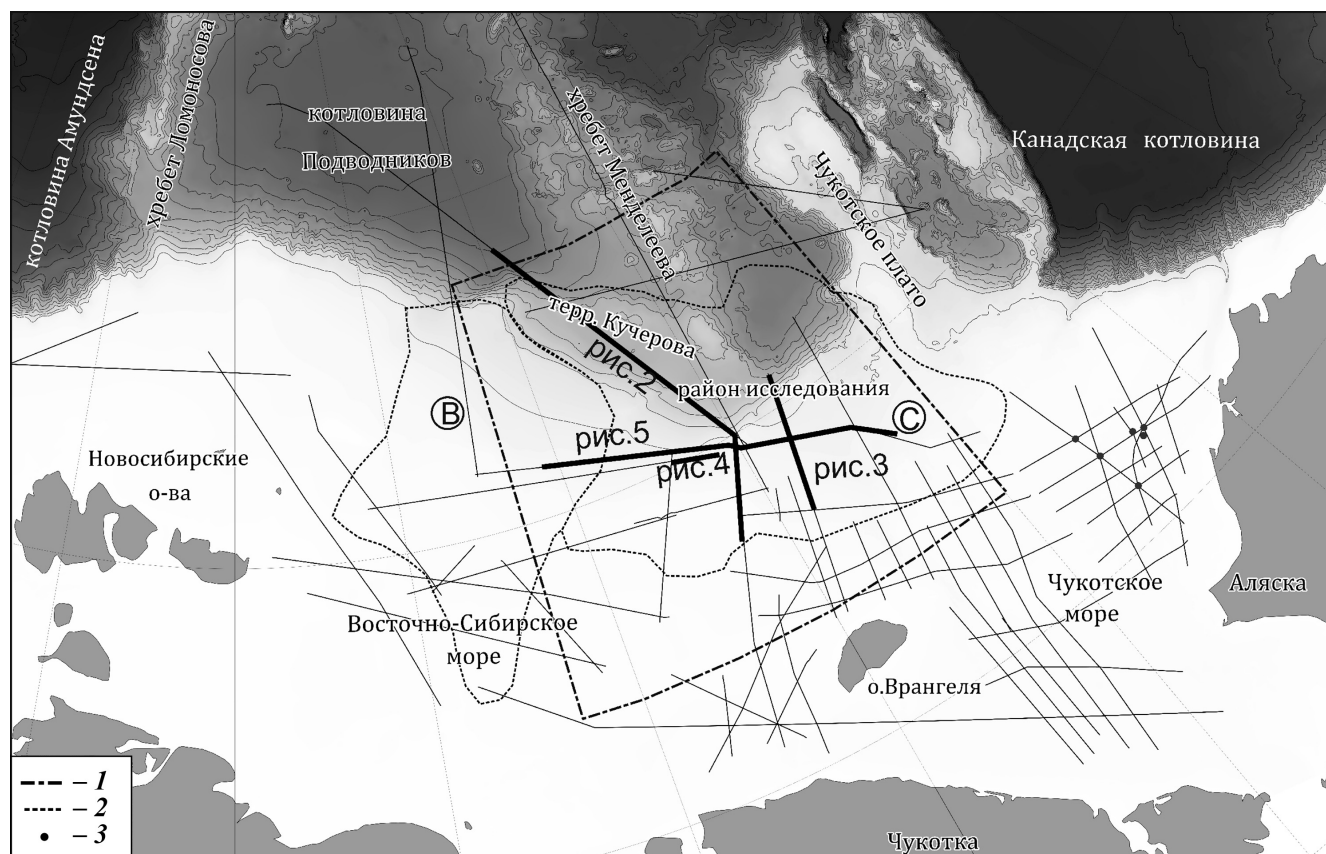


Рис. 1. Обзорная карта Восточной Арктики с использованными сейсмическими профилями и контурами района исследования: 1 — контур района работ; 2 — контуры упомянутых осадочных бассейнов; С — Северо-Чукотский бассейн, В — Восточно-Сибирский бассейн; 3 — скважины американского сектора Чукотского моря, на которые выполнялась привязка

осадочные отложения развиты фрагментарно и не обладают значительной мощностью [Petrov et al., 2016], с северо-востока к нему примыкает Чукотское плато, для которого характерны кайнозойские и меловые(?) клинформные комплексы, но их мощность, согласно литературным данным, значительно меньше, чем в СЧБ [Hegewald et al., 2013]. С запада бассейн граничит с бассейном Вилькитского и Восточно-Сибирским бассейном. В них кайнозойские отложения достигают большой мощности и так же, как в СЧБ, присутствуют клиноформные комплексы [Линева и др., 2015]. С южной стороны бассейн ограничен кайнозойской надвиговой зоной Врангеля–Геральта, где отсутствует осадочный чехол и фундамент выходит на поверхность.

До сих пор нет однозначного мнения о возрасте фундамента в пределах бассейна. Мы будем придерживаться схемы стратификации с доаптским возрастом фундамента [Nikishin et al., 2014]. Считается, что в конце раннего мела происходил общерегиональный для всей Арктики этап рифтообразования, который повлек за собой зарождение депоцентов седиментации и, как следствие, формирование современных бассейнов. Дальнейшее пострифтовое и затем термическое погружение привело к накоплению мощных осадочных толщ. Мощность осадочного

чехла достигает 18 км в северо-восточной части бассейна [Petrov et al., 2016].

К сожалению, данных непосредственно о литологическом составе осадочных пород, слагающих чехол бассейна, нет. В его пределах не пробурено ни одной скважины, а ближайшие разрезы на суше содержат в основном континентальные фации. Самая близкая к СЧБ скважина расположена на п-ове Айон, где палеогеновые морские фации наблюдаются только в пределах танета и хатта [Александрова, 2016].

Материалы и методы исследований. В основе работ лежат федеральные мультиканальные сейсмические профили 2011, 2012 и 2014 гг. съемки, а также данные коммерческой съемки ION 2011, 2012 и 2015 гг., покрывающей только восточную часть Сибирского шельфа (рис. 1). Вся интерпретация проводилась во временной области, без преобразования в глубинную область.

Основные докайнозойские сейсмические горизонты были привязаны к двум скважинам на американской части шельфа Чукотского моря. Для кайнозойской части чехла также выполнена привязка к линейным магнитным аномалиям в бассейне Амундсена. В основе метода лежит представление о процессе спрединга океанической коры — возраст горизонта считается равным возрасту аномалии, на уровне которой происходит

его выклинивание, таким образом были датированы основные опорные кайнозойские горизонты для всей Арктики. Далее эти горизонты были протянуты в пределы Северо-Чукотского бассейна. Из-за огромного расстояния между скважинами и наличия поднятий, через которые сейсмические горизонты проследить невозможно, каждый горизонт также увязывали с тектоническими или палеогеографическими событиями для более уверенного его прослеживания через зоны, где корреляция неоднозначна или невозможна. Привязка сейсмических горизонтов детально разобрана и проиллюстрирована в ряде ранее опубликованных работ ([Nikishin et al., 2017a; Nikishin, Malyshev, Petrov, 2014]).

Для детального анализа клиноформной части разреза использовали метод сиквенс-стратиграфического анализа. В основе метода лежит выделение сиквенсов, ограниченных поверхностями несогласия, или коррелятивных с ними согласных поверхностей, и разбиение получившихся сиквенсов на ряд трактов разного положения уровня моря. В результате такого подхода к детализации строения осадочной толщи выделяются наиболее перспективные осадочные тела-коллекторы, но в рассматриваемом случае остановимся на этапе определения основных событий, произошедших на территории региона во время формирования изучаемых толщ.

Под шельфом далее будем подразумевать практически горизонтальную мелководную платформу, находящуюся между осушенной территорией с одной стороны и склоном глубоководного бассейна — с другой, под бровкой шельфа — точку перехода от субгоризонтального шельфа к крутопадающему глубоководному склону, под траекторией бровки шельфа — условную кривую, соединяющую положения бровки шельфа на каждый момент времени.

Результаты исследований и их обсуждение. В результате работ на территории Северо-Чукотского бассейна прослежены 5 опорных отражающих горизонтов (рис. 2). Внутри нижней части осадочного чехла СЧБ детальное выделение

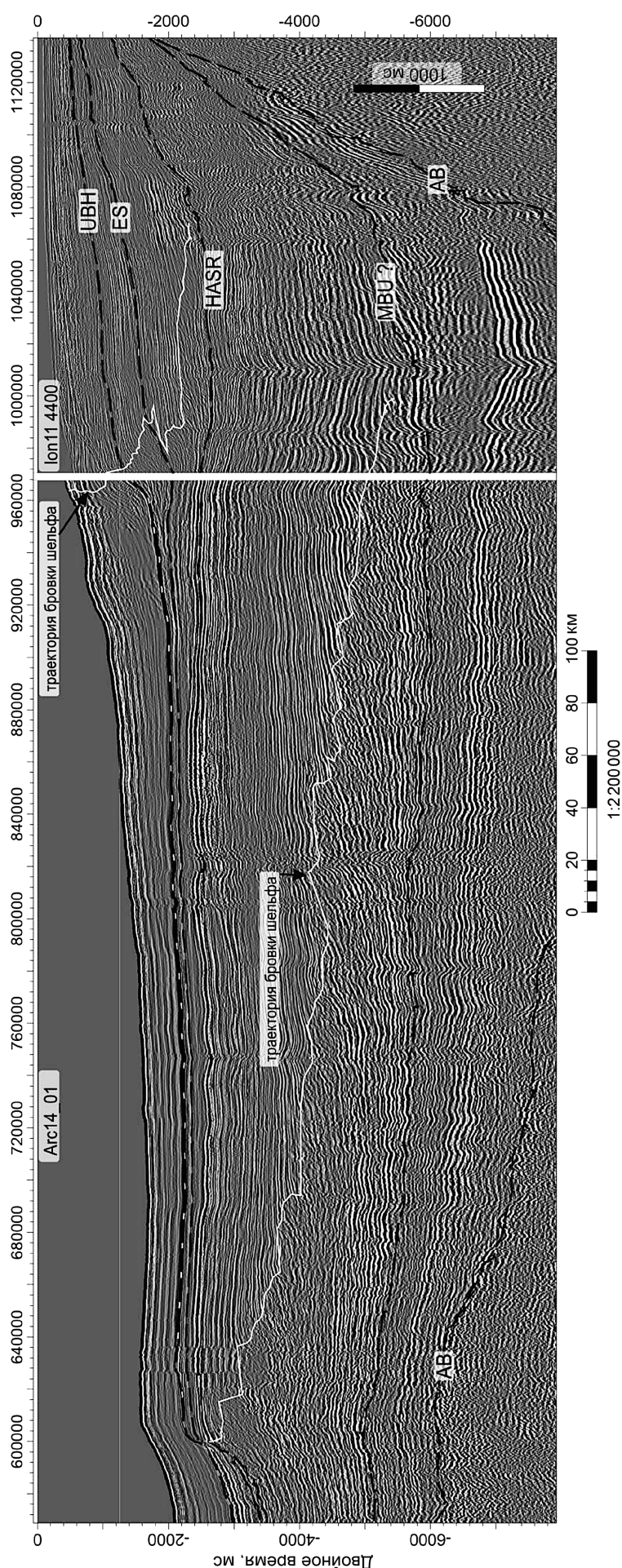


Рис. 2. Композитный сейсмический профиль через шельф Восточно-Сибирского моря и террасу Кучерова (профили Arc14_01 и ION_2011_4400). Видно резкое смещение бровки шельфа на уровне горизонта HASR

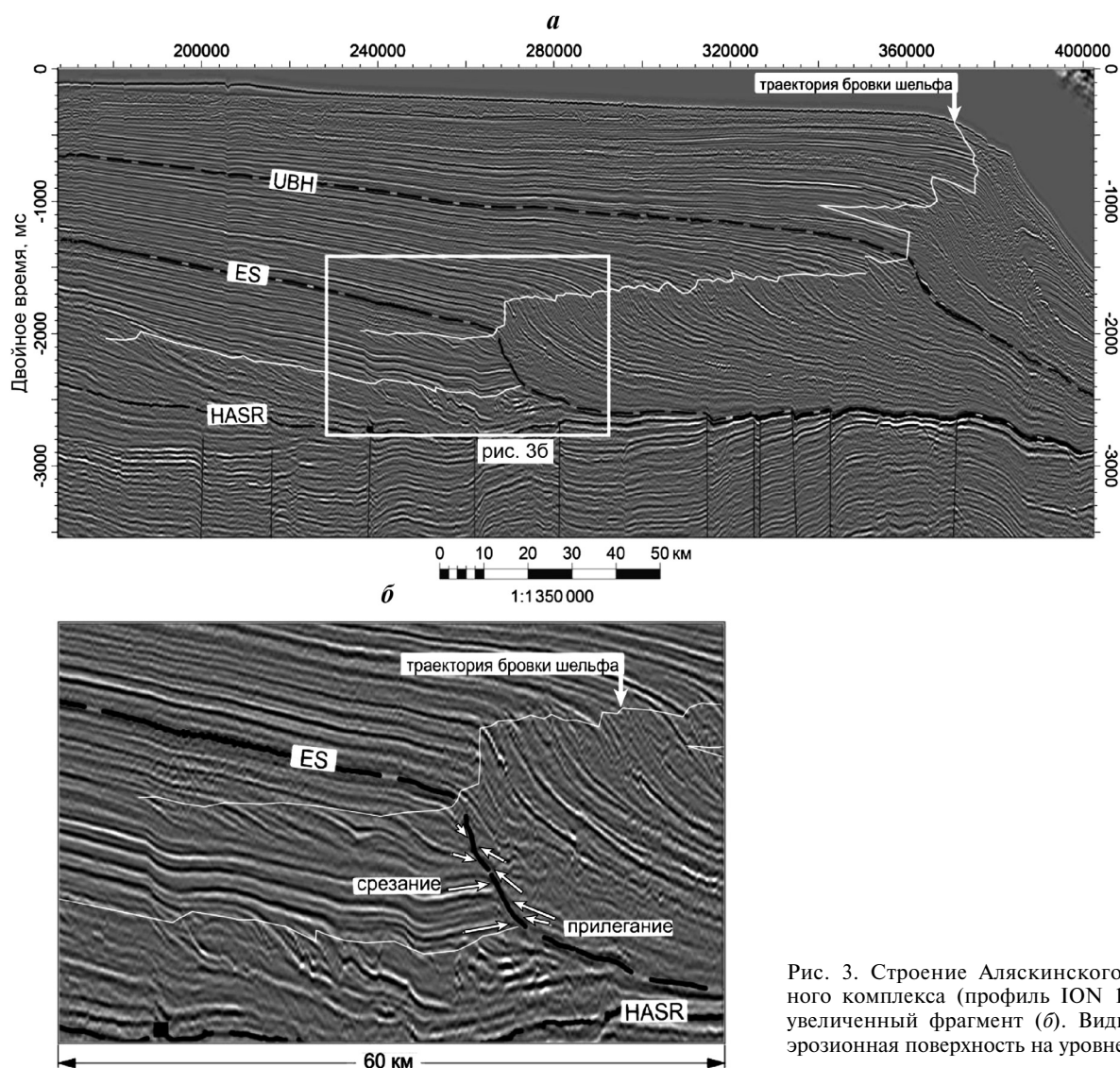


Рис. 3. Строение Аляскинского клиноформного комплекса (профиль ION 11_4300) (а) и увеличенный фрагмент (б). Видна отчетливая эрозионная поверхность на уровне горизонта ES

горизонтов не проводилось, так как изучалась преимущественно кайнозойская история бассейна.

Горизонт AB (acoustic basement) развит на всей изучаемой территории и отделяет акустический фундамент от вышележащего осадочного чехла. Горизонт имеет блоковое строение и ограничивает часть разреза с хаотической записью от стратифицированной толщи, где наблюдаются протяженные оси синфазности.

Горизонт MBU (middle brookian unconformity) соответствует событию орогении и фазе воздымания, установленной на территории Аляски для хр. Брукса [Moore, Vox, 2016; O'Sullivan et al., 1997]. На территории Северо-Чукотского бассейна он выразился в формировании резко несогласной эрозионной границы с залеганием пологоскладчатой толщи ниже него и субгоризонтальной выше. Этот горизонт выделен по данным бурения двух скважин в американском секторе Чукотского моря, но его прослеживание в дистальную часть СЧБ со стороны поднятия Врангеля–Геральта затруднительно, из-за этого его интерпретация неоднозначна.

Горизонт HASR (High amplitude seismic reflectors) соответствует кровле пачки высокоамплитудных рефлекторов HASR, которая распространена во всех бассейнах Арктического региона. В пределах Евразийского бассейна его достаточно надежно коррелируют с линейными магнитными аномалиями, где выклинивание яркой пачки происходит вблизи аномалии 21no (45,724 млн лет) [Nikishin et al., 2017]. Этот горизонт маркирует этап масштабной палеогеографической перестройки региона — на всех профилях СЧБ в это время отмечается резкое продвижение бровки шельфа далеко на юг, что знаменует период масштабной трансгрессии моря в регионе (рис. 2). Причины такой трансгрессии дискуссионны и существуют два возможных варианта.

Первый — в это время произошла первая фаза юриканской орогении, надежно установленная на островах Канадского архипелага [Pierjohn et al., 2016]. Тектонические деформации отражены также в многочисленных разрывных нарушениях этого возраста по всей Арктике. Резкое тектоническое проседание СЧБ могло вызвать отступление бров-

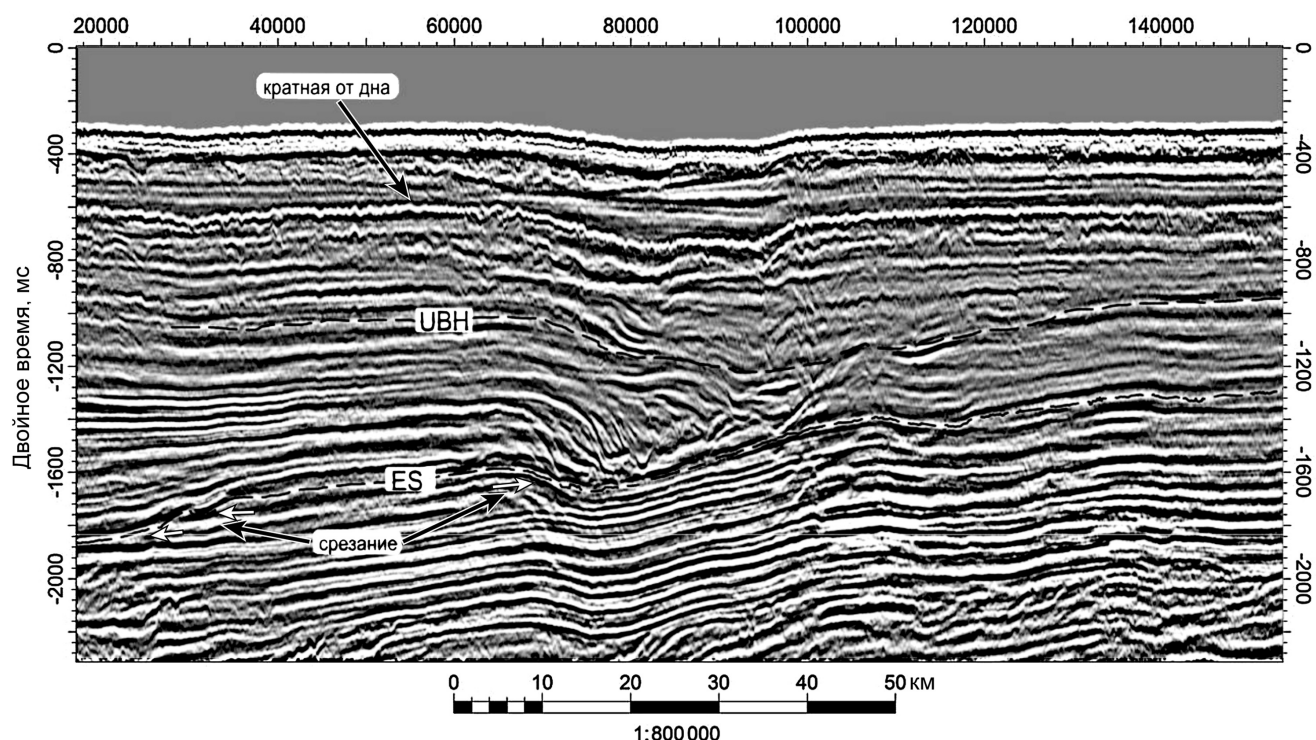


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля со структурами накопления осадка в условиях активного подводного течения. Такая структура прослеживается от горизонта ES и до современного дна

ки шельфа. К северо-востоку от о. Врангеля на ряде профилей прослеживается пологое угловое несогласие на уровне этого горизонта, что может свидетельствовать о резком проседании всей территории СЧБ.

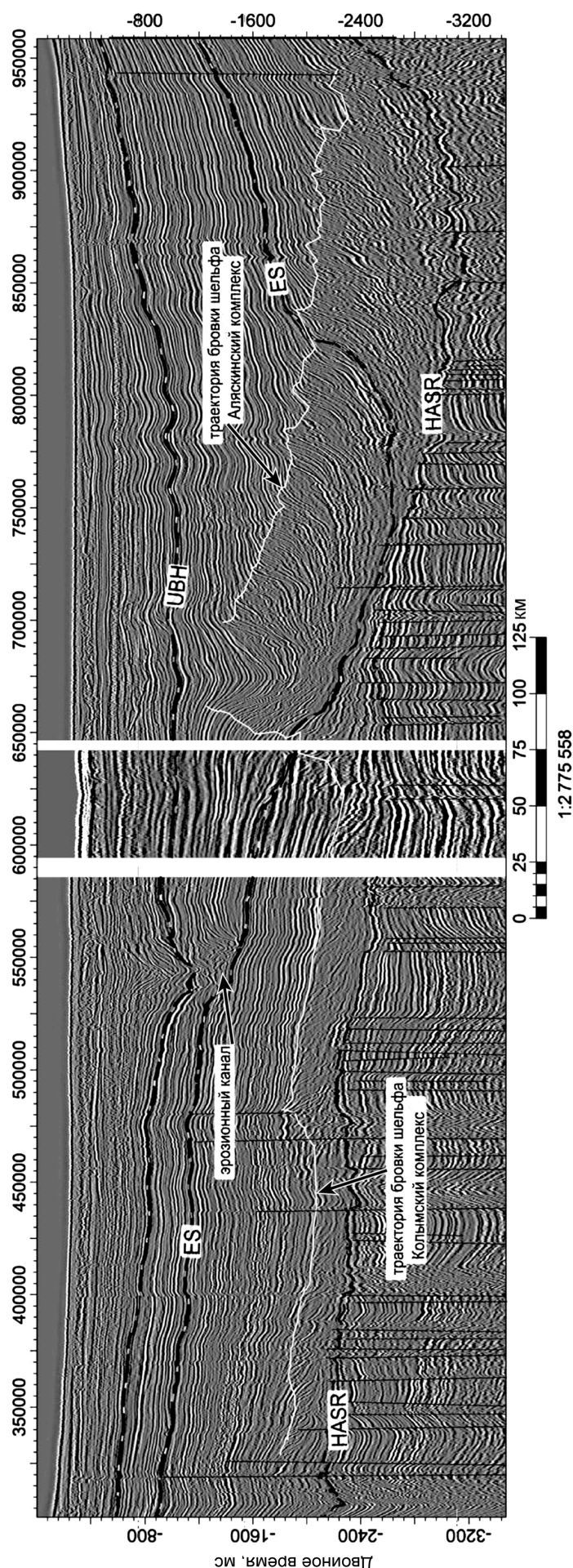
Согласно второму варианту в конце ранне-го—начале среднего эоцена произошла изоляция Арктического бассейна от Мирового океана, что выразилось в формировании опресненного уровня «Azolla» по всей Арктике [Ахметьев и др., 2010]. Такая изоляция в современных климатических условиях привела бы к быстрому росту уровня моря в Арктике за счет огромного речного стока и малого испарения приблизительно на 0,2 м в год [Атлас..., 1989]. Конфигурация водосборных бассейнов рек Восточной Сибири была примерно такой же, как современная, но климат был значительно теплее. Точную оценку скорости и масштаба трансгрессии, вызванной этой причиной для ранне-среднеэоценового изолированного Арктического бассейна, привести затруднительно, но можно рассматривать как один из возможных вариантов.

Горизонт ES (Erosional surface) проведен по яркой эрозионной поверхности, прослеживающейся внутри клиноформного комплекса СЧБ (рис. 3, а, б). В этот момент произошло резкое падение относительного уровня моря и осушение южной части СЧБ. Возрастная привязка этого горизонта неоднозначна. Этот горизонт может быть условно привязан к глобальному резкому падению уровня моря на границе рюпельского и хатского веков.

На сейсмических данных этот горизонт отвечает началу формирования эрозионно-аккумулятивных форм в пределах дистальной части Чукотского шельфа (рис. 4). На ряде профилей виден резкий переход от накопления субпараллельных толщ к толщам с масштабными эрозионными границами и некомпенсированным заполнением каналов. Такие каналы прослеживаются вверх по разрезу вплоть до современного дна, где они также присутствуют. Их существование, скорее всего, связано с наличием долгоживущих стабильных течений на этом участке шельфа.

Горизонт UBH (upper bright horizon) предположительно соответствует началу современной циркуляции водных масс в пределах Северного Ледовитого океана. Считается, что ранее, после закрытия Тургайского пролива в конце раннего эоцена, океан представлял собой изолированный на глубоководном уровне бассейн с практически застойными водами. Нормальная циркуляция, близкая к современной, началась с открытием глубоководного пролива Фрама вследствие тектонических причин. По данным бурения скважины АСЕХ и палеотектоническим реконструкциям это событие привязывают к концу раннего миоцена (18,2–17,5 млн л.) [Jakobsson et al., 2007]. Этот горизонт отчетливо выделяется в глубоководной части Северного Ледовитого океана как очень яркая фаза внутри неконтрастной толщи осадков.

Выделение вышеописанных горизонтов позволяет установить время геологических событий, выявленных по сейсмическим данным. Особое



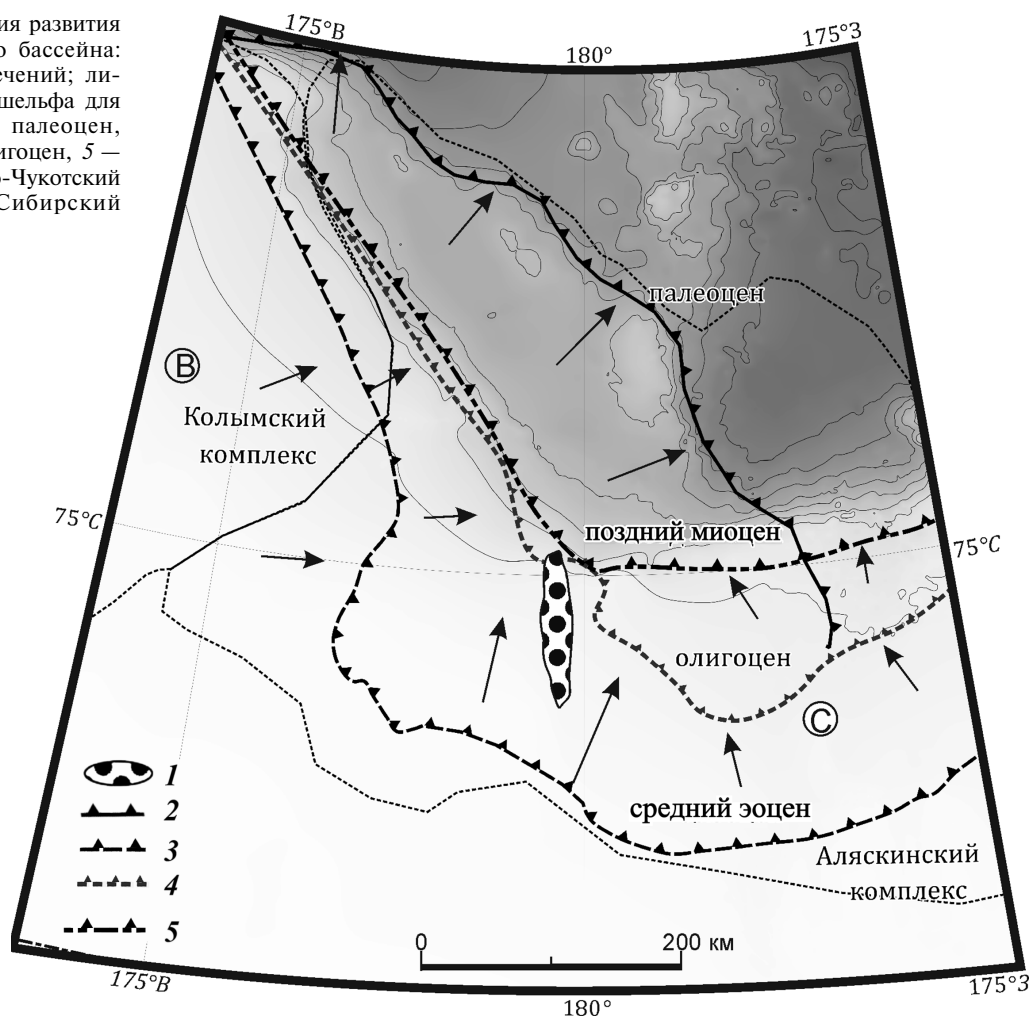
внимание в пределах СЧБ обращают на себя мощные разноориентированные клиноформные комплексы, детальное описание которых будет дано ниже.

Нижний клиноформный интервал представлен одним клиноформным комплексом, имеющим мощность до 6 км и распространенным в пределах наиболее погруженной части Северо-Чукотского бассейна. Он прослеживается только на двух доступных нам для интерпретации профилях, но известен на ряде профилей, выполненных сотрудниками Института имени А. Вегенера в 2008 г. в ходе экспедиции ARK—XXIII/3. Распространение клиноформ этого возраста и максимально дистальное положение бровки шельфа соответствуют в современном рельефе бровке глубоководной террасы Кучерова. Накопление осадочных толщ происходило в условиях постепенного конседиментационного прогибания бассейна, о чем свидетельствует веерообразное залегание ундаформенной части клиноформ. Толщина отдельных клиноформ, слагающих этот интервал, достигает 1 с, что при среднем значении скорости сейсмических волн внутри этой пачки, равном 4,24 км/с, составляет около 2 км. Таким образом, северная часть СЧБ и территория поднятия Менделеева в то время представляла собой глубоководный бассейн с пелагической седиментацией. На уровнях наиболее ярких эрозионных поверхностей в присклоновых частях клиноформ наблюдаются мощные оползневые толщи (mass wasting deposits), что подтверждает глубоководность бассейна. Привязать эрозионные события к глобальной шкале колебаний уровня моря не представляется возможным из-за неоднозначной возрастной интерпретации всего комплекса. Внутри клиноформной толщи выделяются нижняя проградационная часть и верхняя преимущественно агградационная, формировавшаяся в условиях относительного повышения уровня моря (рис. 2).

Есть как минимум две возможные возрастные интерпретации описанного комплекса. Первая, предложенная в работах сотрудников «Дальморнефтегеофизики» и ряде других, относит весь клиноформный комплекс к аптско-верхнемеловому интервалу, отождествляя его, таким образом, с Брукским клиноформным комплексом [Дараган-Сушова и др., 2015; Петровская, Савишкина, 2014; Поселов и др., 2017]. Этот вариант базируется на схожести указанных комплексов на сейсмической записи, их близ-

Рис. 5 Композитный сейсмический профиль демонстрирующий характер заполнения Северо-Чукотского бассейна. Видна противоположная проградация двух клиноформных комплексов

Рис. 6. Кайнозойская история развития шельфа Северо-Чукотского бассейна: 1 — зона развития палеотечений; линии — положение бровки шельфа для различного времени: 2 — палеоцен, 3 — ранний эоцен, 4 — олигоцен, 5 — поздний миоцен; С — Северо-Чукотский бассейн, В — Восточно-Сибирский бассейн



кой мощности и подстилании комплекса границей несогласия (LCU — раннемеловое несогласие). Альтернативная интерпретация подразумевает преимущественно палеогеновый возраст комплекса, в основе этой интерпретации лежит предположение о подстилании комплекса границей MBU, хорошо выраженной на сейсмических профилях около о. Врангеля [Никишин и др., 2017]. В таком случае считается что основным источником сноса материала были воздымающиеся орогены Верхояно-Чукотский и Брукса, последний претерпел эпизод воздымания на границе мела и палеоцена.

Верхний клиноформный интервал залегает выше описанного ранее горизонта HASR. Таким образом, он начал формироваться в начале среднего эоцена. На территории СЧБ в этом интервале наблюдается по меньшей мере 2 разноориентированных клиноформных комплекса, получивших условные названия Аляскинский и Колымский (рис. 5). Аляскинский комплекс покрывает северо-восточную часть СЧБ, он развивался со среднего эоцена и до настоящего времени. Он имеет мощность около 1,5 км и характеризуется превышениями ундаформенной части клиноформ над фондоформенной в среднем на 400–450 м,

что грубо соответствует значениям глубин в этой части палеобассейна для среднеэоценового–миоценового этапа (рис. 3, а). Предположительно источником сноса для этого комплекса послужила территория хр. Брукса, где в то время происходило активное воздымание [Craddock et al., 2018; Moore, Vox, 2016].

Колымский комплекс развит в северо-западной части СЧБ и условно может быть разделен на нижнюю проградационную пачку и верхнюю аградационную. Проградационная пачка характеризуется очень быстрой проградацией при относительно стабильном уровне моря. Горизонт ES, находящийся чуть выше кровли проградационной пачки, явно указывает на разную скорость продвижения Аляскинского и Колымского комплексов. В то же время протяженность проградационной пачки Колымского комплекса составляет около 300 км при мощности около 300 м, за этот же временной интервал Аляскинский комплекс продвинулся на 100 км при мощности до 1 км. Скорее всего, причина этого лежит в разной глубине СЧБ в то время. Его северо-западная часть была значительно мелководнее северо-восточной и исходя из высоты клиноформ имела глубину до 200 м,

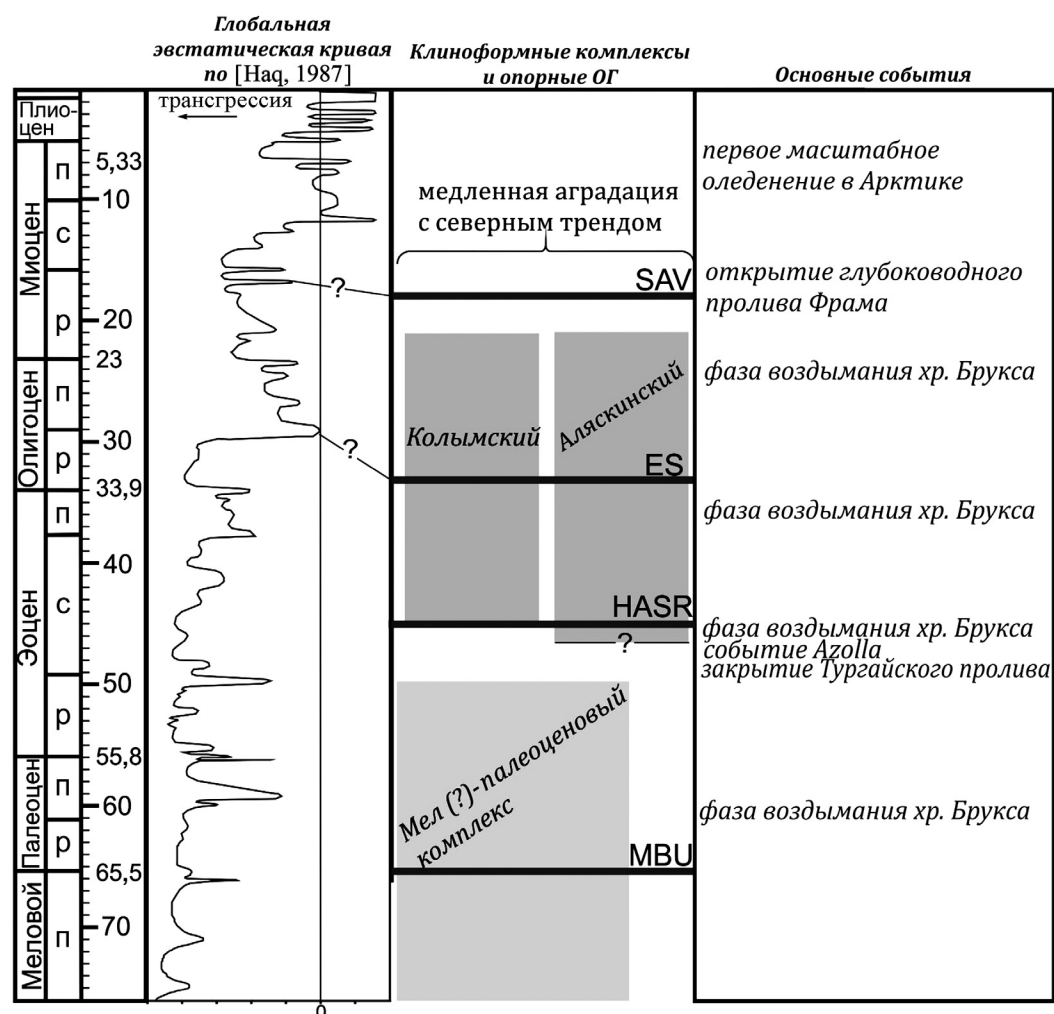


Рис. 7 Хроностратиграфическая схема кайнозойских комплексов Северо-Чукотского бассейна и временная привязка опорных сейсмических горизонтов, описанных в статье

поэтому заполнение бассейна происходило значительно быстрее. В верхней пачке Колымского комплекса наблюдается стабильный эрозионный канал в пределах шельфовой части, который существовал с раннего миоцена по современность (рис. 6).

Заключение. В результате исследований сделана интерпретация кайнозойской геологической истории Северо-Чукотского бассейна и истории развития клиноформных комплексов в его пределах. Основные фазы тектонической перестройки региона (HRAS) и эрозионные этапы (ES) хорошо увязываются с фазами воздымания хр. Брукса на Аляске (рис. 7). История колебания относительно уровня моря для СЧБ и основные трансгрессивно-регрессивные события в общих чертах близки к таковым для Мирового океана, но для детального сопоставления с глобальной эвстатической кривой требуются дальнейшие исследования.

Для Северо-Чукотского бассейна в русскоязычной литературе ранее предлагались только схемы корреляции опорных горизонтов и не было основных событийных выводов [Дараган-Сушова и др., 2015; Петровская, Савишкина, 2014; Поселов и др., 2017]. Возрастная привязка основных опорных горизонтов практически идентична таковой в

работе [Никишин и др., 2017], выводы об истории развития бассейна не противоречат и дополняют ранее предложенные. При этом привязка сильно различается с данными работы [Hegewald, Jokat, 2013]. В то время как в этой работе два масштабных события падения уровня моря интерпретируются как свидетельство изоляции Арктического бассейна, наши данные показывают, что это хорошо коррелирует с глобальной эвстатической кривой и не свидетельствует о начале этапа изоляции.

В позднем мелу(?)—палеоцене в Северо-Чукотском бассейне происходило накопление мощных осадочных толщ клиноформного типа, а территория поднятия Менделеева представляла собой глубоководный бассейн с глубиной не менее 2 км.

В среднем эоцене произошла резкая перестройка региона, а затем последовал очень выраженный трансгрессивный этап с отступанием бровки шельфа на 300–350 км на юг (рис. 6). Причина таких изменений дискуссионна, она может быть как эвстатической (изоляция Арктики на уровне Azolla), так и тектонической (прогибание территории СЧБ одновременно с воздыманием хр. Брукса).

В среднем эоцене—олигоцене бассейн имел глубину около 200 м в северо-западной части и

около 400 м в северо-восточной. Заполнение происходило с двух сторон, но неравномерно из-за палеобатиметрических особенностей.

Предположительно в раннем олигоцене произошло резкое падение уровня моря, соответствующее хатскому событию снижения уровня моря. После этого на шельфе сформировался устойчивый эрозионный канал, который существует и в современном рельефе дна.

На временном уровне позднего миоцена бассейн приобрел современный облик с положением

бровки шельфа очень близко к таковому на настоящий момент (рис. 6).

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (научный проект № 18-35-00133 — «Корреляция основных тектонических и палеогеографических событий, проинтерпретированных в пределах Северо-Чукотского бассейна с региональными событиями», а также № 18-05-00495 и 18-05-70011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н. Северо-Восток России в палеогене и неогене // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91, вып. 4–5. С. 148–164.

Атлас океанов / Горшков С.Г., Чернавин В.Н. и др. Термины, понятия, справочные таблицы. М.: ГУНК МО СССР, 1980. С. 84–119.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И. и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 78–103.

Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н. и др. Геология и тектоника Северо-Востока российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 3–19.

Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М. и др. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 7–17.

Линева М.Д., Малышев Н.А., Никишин А.М. Строение и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 3–9.

Никишин А.М., Петров Е.И., Малышев Н.А. и др. Рифтовые системы шельфа российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 11–43.

Петровская Н.А., Савишкина М.А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9, № 3. С. 1–26.

Поселов В.А., Буценко В.В., Жолондз С.М. и др. Сейсмостратиграфия осадочного бассейна котловины Подводников и Северо-Чукотского прогиба // Докл. РАН. Сер. Геофизика. 2017. Т. 474, № 5. С. 621–624.

Craddock W.H., Moore T.E., O'Sullivan P.B. et al. Late Cretaceous-Cenozoic exhumation of the Western Brooks Range, Alaska, revealed from apatite and zircon fission track data // Tectonics. 2018. Vol. 37, N 12. P. 4714–4751.

Ehlers B.M., Jokat W. Paleobathymetry of the northern North Atlantic and consequences for the opening of the Fram Strait // Mar. Geophys. Res. 2013. Vol. 34, N 1. P. 25–43.

Hegewald A., Jokat W. Relative sea level variations in the Chukchi region Arctic Ocean — Since the late Eocene // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40, N 5. P. 803–807.

Houseknecht D.W., Bird K.J., Schenk C.J. Seismic analysis of clinoform depositional sequences and shelf-margin trajectories in Lower Cretaceous (Albian) strata, Alaska North Slope // Basin Res. 2009. Vol. 21, N 5. P. 644–654.

Jakobsson M., Backman J., Rudels B. et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Nature. 2007. Vol. 447, N 7147. P. 986–990.

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

Nikishin A., Gaina C., Petrov E. et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 64–82.

Nikishin A.M., Malyshev N.D., Petrov E.I. Geological structure and history of the Arctic ocean. The Netherlands: EAGE Publ., 2015. 88 p.

O'Sullivan P.B., Murphy J.M., Blythe A.E. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N 89. P. 20 821–20 845.

Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth. Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 29–71.

Piepjohm K., Gosen W. von, Tessensohn F. The Eureka deformation in the Arctic: an outline // J. Geol. Soc. Lond. 2016. Vol. 173, N 6. P. 1007–1024.

Verzhbitsky V., Frantzen E., Savostina T. et al. The Russian Chukchi Sea // GEO ExPro. 2008. Vol. 5, N 3. P. 36–38.

Поступила в редакцию 06.12.2018

Поступила с доработки 27.07.2019

Принята к публикации 25.06.2019

УДК 553.444

Е.М. Шемякина¹

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА

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

ООО «ИННОТЕР», Москва, 117303, Малая Юшуньская ул., д. 1, корп. 1

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

ООО «INNOTER», Moscow, 117303, Malaya Yushunskaya st., 1, bd 1

Выполнено исследование дифференцированного Бушвельдского комплекса (Южно-Африканская Республика) на основе дистанционных космических и гравимагнитных методов. Показана возможность использования многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ и яркостных характеристик для прогнозирования платинометального оруденения в новых перспективных районах. Анализ значений гравитационного поля показал, что на исследуемой площади платинометальная минерализация сосредоточена в достаточно узком диапазоне значений, что позволяет использовать эти данные как поисковый признак. Сформулированы основные выводы и наглядно продемонстрированы возможности многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ для прогнозирования платинометального оруденения в новых перспективных районах. Результаты исследования доказывают эффективность комплексирования дистанционных методов (космических и геофизических) для совершенствования подхода к поисковым работам для платино-медно-никелевого оруденения.

Ключевые слова: многозональная космическая съемка, гравиметрические и магнитометрические данные, месторождения платиноидов, поисковые признаки, Бушвельдский комплекс.

In this paper, a study of the differentiated Bushveld complex (South Africa) is carried out on the basis of remote cosmic and gravimagnetic methods.

The article shows the possibility of using Landsat 7 ETM+ multi-zone space imagery and brightness characteristics to predict platinum mineralization in new promising areas. Analysis of the values of the gravitational field showed that in the area under study, platinum mineralization is concentrated in a fairly narrow range of values, which makes it possible to use this data as a search feature. The main conclusions have been formulated and the possibilities of the Landsat 7 ETM+ multi-zone space survey to forecast platinum mineralization in new promising areas have been clearly demonstrated. The conducted studies prove the efficiency of the integration of remote (space and geophysical) to improve the approach to prospecting for platinum-copper-nickel mineralization.

Key words: multispectral satellite imagery, gravimetric and magnetometric data, PGE deposit, search features, Bushveld complex.

Введение. В настоящее время весьма актуальной становится задача разработки методов комплексной компьютерной обработки данных гравиметрической съемки и дистанционного зондирования Земли с целью решения задач прогнозирования платиноидно-медно-никелевого оруденения на новых площадях.

Бушвельдский комплекс (ЮАР) представляет собой эталонный источник информации при разработке методов прогноза и поисков новых месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) в мире [Магматические..., 1973]. В его пределах сконцентрировано более 80% мировых запасов ЭПГ и около 88% запасов платины. Эти запасы приурочены к трем главным уровням (рифам):

хромититовому горизонту UG2, а также рифу Меренского и Платрифу [Лазаренков, 2002].

Главные центры добычи платинометальных руд расположены в пределах наиболее изученного Западного сектора Бушвельдского комплекса (Аток, Рустенбург, Юнион, Бафокенг, Аманделбалт, Мессина, Марикана и др.) [Миловский и др., 2016]. Месторождения Восточного сектора (Бракфонтейн, Витервельд, Онвервахт, Твикенхем, Ричмонд, Дер Брохен) характеризуются содержанием ЭПГ в рудах 4–7 г/т [Du Toit, 1954].

На примере рудных объектов Восточного сектора Бушвельдского комплекса весьма актуальна задача разработки методов компьютерной обработки данных гравиметрической съемки и

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, инженер; ООО «ИННОТЕР» инженер отдела ГИС; e-mail: elizaveta@innoter.com

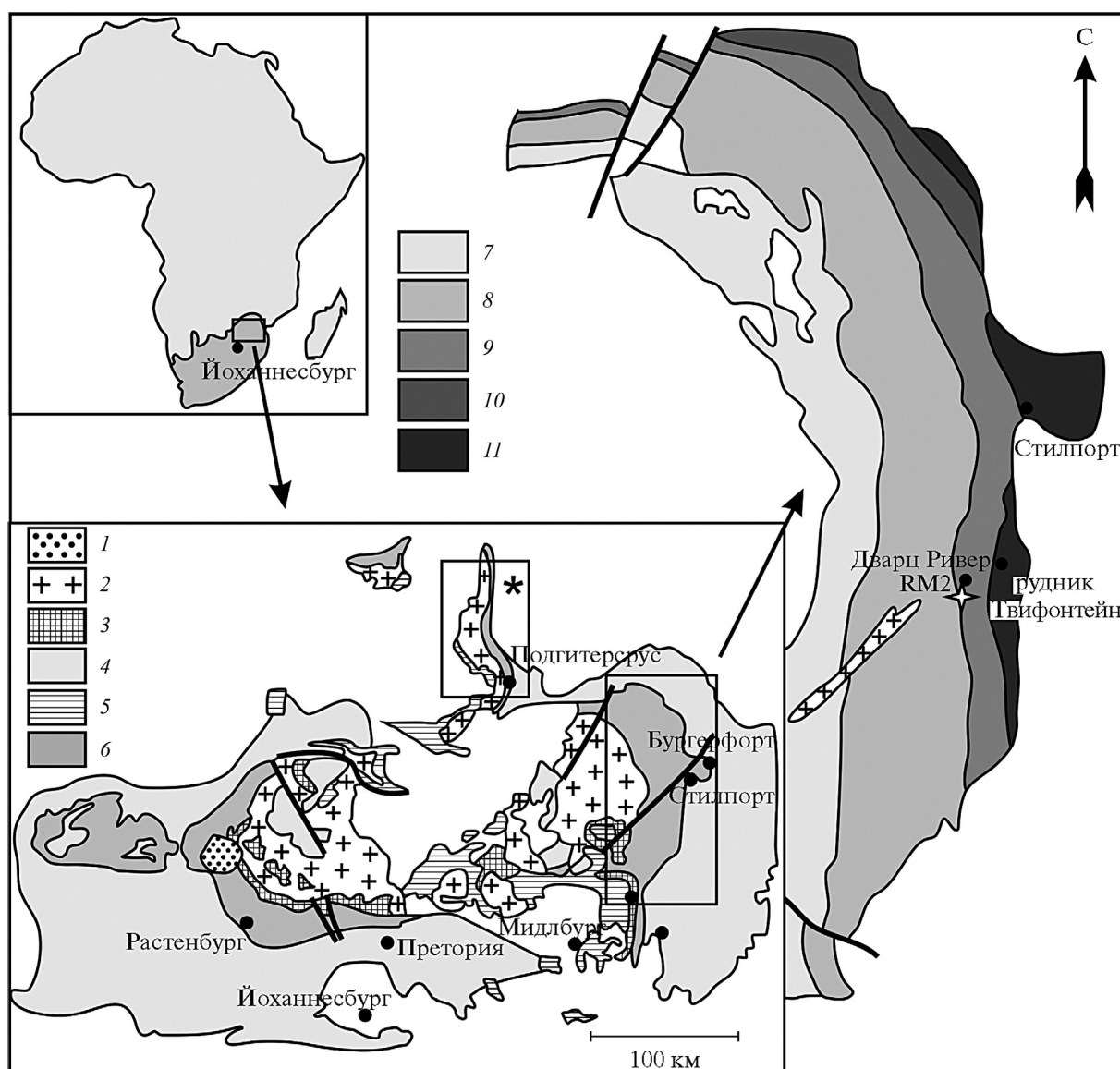


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Бушвельдского комплекса, по [Kinnaird et al., 2004]: 1 — щелочные интрузии; 2 — граниты Лебова; 3 — гранофиры Рашуп; 4 — Трансваальская супергруппа; 5 — андезит-дацит-риолиты Ройберг; 6 — Рюстенбургская расслоенная серия: 7 — Верхняя зона, 8 — Главная зона, 9 — Критическая зона, 10 — Нижняя зона, 11 — Базальная зона

дистанционного зондирования Земли с целью решения задач прогнозирования платиноидно-медно-никелевого оруденения на новых площадях.

Актуальность крупномасштабного прогноза и поисков полезных ископаемых с применением дистанционных (космических и магнитогравиметрических) методов обусловлена необходимостью получить качественно новые данные по изучаемым объектам без затрат на проведение дорогостоящих полевых работ [Кронберг, 1988; Чандра, 2008; Шовенгердт, 2010].

В настоящее время существует большой спектр теоретических и практических разработок по комплексному применению дистанционных геофизических и космических методов для нефтегазовых месторождений, тогда как публикаций по комплексированию геофизических и космических методов в области твердых полезных ископаемых значительно меньше. Исследования по выявлению

платиноидно-медно-никелевых месторождений на основе дистанционных методов представляют большой научный и практический интерес.

Геологическая характеристика района. Бушвельдский комплекс (Южная Африка) расположен в северной части Каапваальского кратона в центре мульды Ранда, выполненной вулканогенно-осадочными отложениями серий Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль (рис. 1). Общая площадь плутона около 6000 км², мощность достигает 9000 м. Весь комплекс состоит из четырех, по-видимому, независимых частей; пятая часть погребена под более молодыми осадочными отложениями [Геология..., 1973].

Рассматриваемый магматический комплекс — эталонный в группе ритмично-расслоенных массивов, и именно в нем сконцентрировано более 80% мировых запасов суммы ЭПГ и около 88% запасов платины. Эти запасы приурочены к трем главным

горизонтам: хромититовому горизонту UG2, рифу Меренского и Платрифу. Главные центры добычи платинометалльных руд расположены в пределах наиболее изученного Западного сектора Бушвельдского комплекса. Месторождения Восточного сектора в настоящее время активно разведываются и готовятся к промышленному освоению. В связи с этим прогнозирование платинометалльного орудения на примере Восточного сектора Бушвельдского комплекса представляет большой научный и практический интерес.

Бушвельдский комплекс включает несколько серий изверженных пород, последовательность формирования которых установлена по геологическим и геохронологическим данным [Cawthorn et al., 2002]. Первой фазой внедрения считаются базитовые силлы в основании вмещающих пород. За ними следует эксплозивная фаза, сформировавшая андезит-дацит-риолитовую толщу группы Ройберг, которая в настоящее время образует кровлю расслоенной серии. Следующая интрузивная фаза — рюстенбургская ультрабазит-базитовая расслоенная серия мощностью до 8 км, породы которой прорваны ультрабазитовыми трубками, а также поздними дайками и силлами долеритов. В пределах рюстенбургской серии прослежены платиноносные рифы — хромититовый горизонт UG2, риф Меренского и риф Бастард, которые представляют собой протяженные горизонты магматических пород с богатой рудной минерализацией [Уиллемз, 1973].

Позднее, возможно в результате плавления кровли Рюстенбургской расслоенной серии, произошло формирование гранофилов группы Рашуп. Завершающей фазой считаются граниты Лебова, перекрывающие рюстенбургскую расслоенную серию в центральной части комплекса и образующие тела общей мощностью до 3 км под кровлей вулканитов группы Ройберг.

Время внедрения всех этих магматических образований охватывает сравнительно узкий интервал в 1–1,5 млн лет ($2054,4 \pm 1,3$ млн лет, по данным [Scoates, Freidman, 2008; Zeh et al., 2015]). Согласно принятой для территории Бушвельдского комплекса схеме районирования выделяют западный, восточный, северный, дальний западный и юго-восточный лимбы. Во всех этих участках разрез магматических серий имеет специфические особенности [Cawthorn, 2002].

В пределах рюстенбургской ультрабазит-базитовой расслоенной серии выделяют следующие зоны (снизу вверх): Базальная, Критическая, Главная, Верхняя. В Критической зоне сосредоточена половина мировых запасов хрома, а также 3 платиноносных рифа. Критическая зона мощностью 1,5–2 км делится на верхнюю и нижнюю подзоны с границей между ними, устанавливаемой по первому появлению кумулусного плагиоклаза в разрезе. В нижней подзоне преобладают пирок-

сениты с небольшим количеством гарцбургитов и хромититовых горизонтов. Верхняя подзона представлена переслаиванием пироксенитов, норитов, анортозитов и хромититовых горизонтов. В верхней части Критической зоны прослежен платиноносный хромититовый горизонт UG2. Выше горизонта UG2 залегает риф Меренского, мощность которого колеблется от 40 см до 6 м на разных участках Бушвельдского комплекса [Kinnaird et al., 2004].

Риф Меренского представляет собой уникальный горизонт плагиоклазовых пироксенитов (часто пегматоидных), в котором сконцентрированы минералы платиновых металлов, золота и серебра, ассоциирующие с сульфидной минерализацией [Naldrett, 2004; Налдретт, 2003]. Риф прослежен в верхней Критической зоне на границе с Главной зоной рюстенбургской ультрабазит-базитовой расслоенной серии.

Материалы и методы исследований. Дешифрирование материалов космической съемки. Разработка методов компьютерной обработки данных гравиметрической, магнитометрической и космической съемки (КС) проводилась с целью установления закономерностей локализации платинометалльного орудения в Восточном секторе Бушвельдского комплекса на основе изучения материалов многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ в комплексе с анализом геологических и геофизических карт района. Обработка данных проводилась с помощью специализированных программных продуктов ENVI, ArcGis и Adobe Photoshop (рис. 2).

Для решения вопросов, связанных с распознаванием геологических объектов на фоне вмещающих пород и оценки их потенциальной рудоносности, были исследованы возможности многозональной космической съемки LANDSAT 7 ETM+. Выбор космической съемки для исследований обусловлен тем, что составление Государственных геологических карт России в масштабе 1:1 000 000 третьего поколения в обязательном порядке обеспечивается дистанционной основой, созданной на базе цифровых материалов КС LANDSAT 7 ETM+ [Методическое руководство..., 2009; Требования..., 2012].

Для анализа результатов данных КС LANDSAT 7 ETM+ использованы значения яркостных характеристик в каналах: 1 (0,45–0,52 мкм, видимый), 2 (0,52–0,60 мкм, видимый), 3 (0,63–0,69 мкм, видимый), 4 (0,76–0,90 мкм, ближний инфракрасный), 5 (1,55–1,75 мкм, средний инфракрасный), 6 (10,40–12,5 мкм, тепловой), 7 (2,08–2,35 мкм, средний инфракрасный), 8 (0,52–0,90 мкм, панхроматический). Обработка цифровых материалов космической съемки осуществлялась при помощи специализированной программы ENVI 4.8, позволяющей проведение полного цикла обработки данных от пространственной привязки изображения до получения необходимой информации.

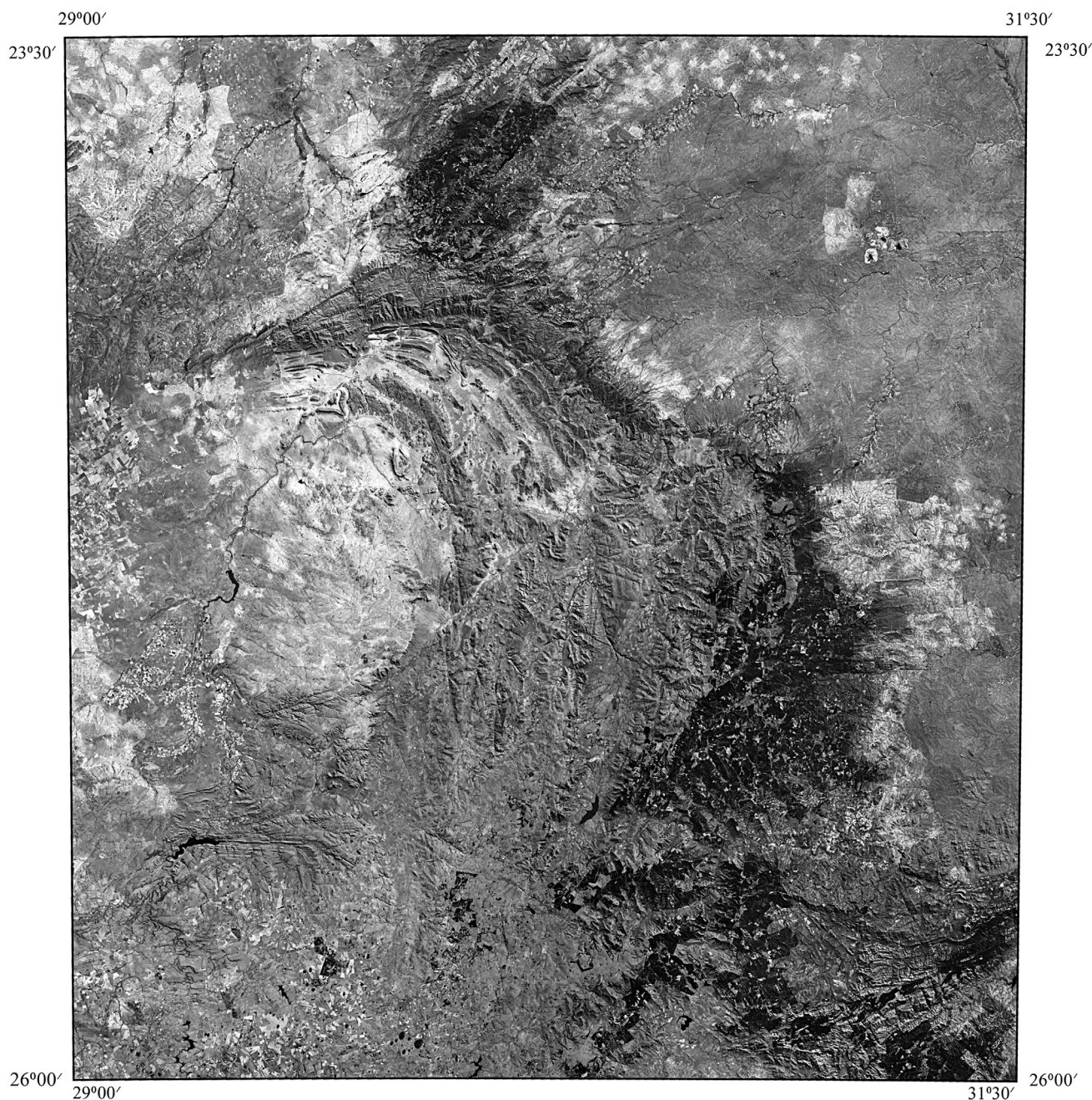


Рис. 2. Восточный сегмент Бушвельдского комплекса в цветовой модели RGB 7-го (2,08–2,35 мкм), 5-го (1,55–1,75 мкм) и 3-го (0,63–0,69 мкм) каналов KC LANDSAT 7 ETM+

Под дешифровочными признаками понимают свойства объектов, которые прямо или косвенно находят отображение на снимках и обеспечивают распознавание объектов. Использование дешифровочных признаков составляет основу визуального дешифрирования снимков, которое, наряду с измерениями, представляет собой основной метод извлечения информации со снимков. Свойства объектов, непосредственно отображаемые на снимках, принято называть прямыми дешифровочными признаками. К ним относятся три группы признаков: геометрические (форма, тень, размер), яркостные (фототон, уровень яркости, цвет, спектральный образ), структурные (линеamentный анализ).

Результаты исследований и их обсуждения.

В результате космоструктурного дешифрирования выявлены региональные структуры, линейные и дуговые разломы. В пределах Восточного сектора Бушвельдского комплекса установлены разломные структуры (сложнопостроенные линеamentные зоны), определяющие пространственное положение рифа Меренского.

Это связано с тем обстоятельством, что Бушвельдский лополит, который, судя по его морфологическим параметрам (протяженность с запада на восток 480 км и мощность около 9 км, соотношение длины и мощности 53:1), правильнее было бы назвать суперсиллом, совместно с трансваальской толщей заполнил компенсационную

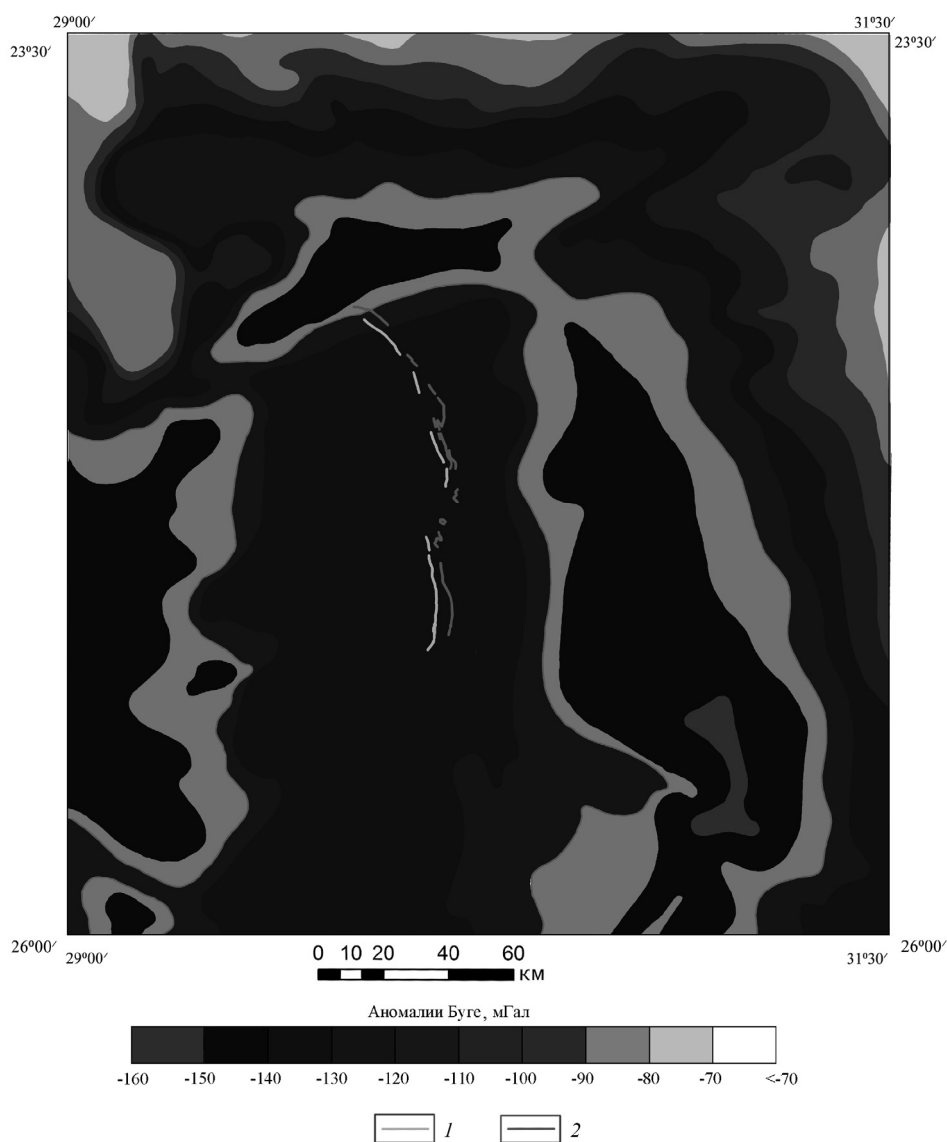


Рис. 3. Гравитационное поле Восточного сектора Бушвельда. Фрагмент карты (Масштаб 1 :1 000 000)
1 — риф Меренского, 2 — хромититовый горизонт UG2

брахисинклиналь. Остаточный кислый расплав, проникший позднее по тем же каналам и, вероятно, из того же магматического центра, внедрился в кровлю раскристаллизованного норитового лополита, сформировав так называемый Бушвельдский красный гранит, который своей массой вызвал центробежно ориентированный стресс в периферических эндо- и экзоконтактных зонах норитового лополита. В результате в этих зонах возникла система малоамплитудных разломов сколового кинематического типа, сопровождавшихся образованием радиальной трещиноватости. При этом по радиальным дизъюнктивам во многих местах были разорваны и смещены как хромититовый горизонт, так и риф Меренского, что фиксируется при анализе геофизических полей, а также и при интерпретации материалов космических съемок [Миловский, 2016].

При дешифрировании многозональных космических снимков Landsat 7 ETM+ Восточного сектора Бушвельдского комплекса установлены многочисленные смещения платиноносного

рифа Меренского по системе линейных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Пространственное положение рифа Меренского определяют локальные линеаменты, которые отчетливо фиксируются по материалам многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ и при интерпретации геофизических полей.

Путем анализа карты гравитационного поля установлено, что на исследуемой площади платинометальная минерализация сосредоточена в области значений гравитационного поля от -70 до -120 мГал (рис. 3). Изолинии гравитационного поля повторяют очертания восточного борта мульды Ранда, при этом локальные дуговые и кольцевые структуры характеризуются пониженными значениями гравитационного поля до -160 мГал.

Также изучены возможности использования многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ для оценки яркостных характеристик для пород, вмещающих этот тип оруденения (таблица). Яркостные характеристики представляют собой значения DN (Digital Numbers) — исходные

**Яркостные характеристики исследуемых пород дифференцированного норитового комплекса Восточного сектора Бушвельда.
KC LANDSAT 7 ETM+**

	Канал 1 (0,45–0,52 мкм)			Канал 2 (0,52–0,60 мкм)			Канал 3 (0,63–0,69 мкм)			Канал 4 (0,76–0,90 мкм)		
Характеристика объектов	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n
Верхняя зона: феррогаббро с магнетитовыми прослоями (Vmg)	113,67	42,14	6348	83,10	46,11	6348	98,68	43,296	6348	106,12	38,95	6348
Главная зона: габбро, нориты и локально анортозиты (Vds)	117,88	36,69	176421	112,37	55,12	176421	97,56	33,276	661	120,22	36,35	176421
Критическая зона: анортозиты с прослоями хромитов верхней и средней группы; нориты, локально анортозиты, с рифом Меренского (Vc)	109,04	33,42	7367	94,25	43,08	7367	91,62	32,249	7367	88,97	28,05	7367
Базальная зона: пироксениты (Vdr) с прослоями хромитов нижней группы	161,99	29,80	6191	188,46	39,30	6191	131,73	28,420	6191	119,42	32,27	6191
Базальная зона: пироксениты (Vmg)	134,80	42,26	20638	132,85	60,93	20638	107,40	39,625	20638	112,41	36,57	20638
	Канал 5 (1,55–1,75 мкм)			Канал 6 (10,40–12,5 мкм)			Канал 7 (2,08–2,35 мкм)			Канал 8 (0,52–0,90 мкм)		
Характеристика объектов	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n	Mean	S ²	n
Верхняя зона: феррогаббро с магнетитовыми прослоями (Vmg)	111,08	39,20	6348	102,46	37,10	6348	113,90	32,31	6348	56,559	16,809	2700
Главная зона: габбро, нориты и локально анортозиты (Vds)	128,49	36,97	176421	125,28	35,72	176421	139,01	31,79	176421	60,265	18,530	2706
Критическая зона: анортозиты с прослоями хромитов верхней и средней группы; нориты, локально анортозиты, с рифом Меренского (Vc)	96,37	25,62	7367	86,54	24,70	7367	97,92	22,32	7367	54,915	17,185	1729
Базальная зона: пироксениты (Vdr) с прослоями хромитов нижней группы	156,18	38,358	6191	155,36	39,85	6191	174,15	35,50	276	53,716	16,465	1100
Базальная зона: пироксениты (Vmg)	146,732	46,02	20638	141,433	46,300	20638	155,316	41,511	20638	57,852	16,996	2122

Примечания: Mean — среднее значение яркости, S² — дисперсия яркости, n — число пикселей в пределах контура объекта.

значения в каждом пикселе полученного снимка. Значения DN безразмерны и пропорциональны количеству попадающего на сенсор излучения и характеризуют поток энергии (ватт) на квадратный метр земной поверхности на один стерadian (трехмерный угол от точки на поверхности Земли к сенсору) на единицу измеряемой длины волны [Шовенгердт, 2010]. Пространственное разрешение каналов 1–5 и 7 составляет 30 м, канала 6 — 60 м, канала 8 — 15 м.

Показана возможность разбраковки пород норитового комплекса на основе материалов дистанционного зондирования Земли на площади Восточного сектора Бушвельдского комплекса (рис. 3). По геологической карте масштаба 1:1 000 000 с учетом данных космосъемки были выбраны участки: 1 — Верхняя зона; 2 — Главная

зона; 3, 4 — Критическая зона с прослоями хромитов и без них; 5 — Базальная зона. В результате оценки яркостных характеристик с помощью критериев Фишера и Стьюдента установлено, что наиболее информативен для разбраковки пород канал 2 (0,52–0,60 мкм, видимый).

Все площади сравнивались попарно на основе статистических критериев с целью определения значимости различий яркости в диапазонах KC LANDSAT 7 ETM+. Все расчеты проводились с уровнем значимости $\alpha=0,01$, что соответствует 99%-ной доверительной вероятности правомочности полученных выводов [Ишмухаметова, 2015]. F-критерий, основан на сравнении дисперсий:

$$F \frac{S_1^2}{S_2^2},$$

где $S_1^2 > S_2^2$

$$S^2 = \frac{1}{x-1} \sum_{n=1}^n (x_k - \bar{x})^2.$$

В том случае, если вычисленное значение F -критерия не превышает табличное значение при уровне значимости $\alpha=0,01$ (т.е. с вероятностью 99%), проводилось сравнение средних значений двух выборок по t -критерию:

$$t = \frac{(\bar{x} - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n} + \frac{1}{n^2} + \frac{(n_1-1)s_x^2 + (n_2-1)s_y^2}{n_1 + n_2 - 2}}}.$$

Если вычисленное значение t -критерия было больше табличного при уровне значимости $\alpha=0,01$, различие двух выборок этого диапазона космической съемки оценивалось как значимое.

Синтез спектральных диапазонов Landsat 7 ETM+ и особенности яркостных характеристик в отдельных диапазонах позволяют выявить совокупность пород норитового комплекса на фоне выше- и нижележащих пород, кроме того, проводить разбраковку пород норитового комплекса на Базальную, Критическую, Главную и Верхнюю зоны.

Данные, полученные на примере Восточного сектора Бушвельдского комплекса, открывают новые возможности для совершенствования методов прогнозирования и поисков платиноидно-медно-никелевых месторождений. Они должны учитывать, что в строении рудообразующих систем большую роль играли не только мантийные очаги, но и крупные длительно развивающиеся разломные структуры (долгоживущие сложнопостроенные линейные зоны глубинного заложения), контролировавшие периодическое поступление из

внутренних областей Земли флюидов-теплоносителей и сопровождающих веществ, в том числе рудных компонентов [Gruenewaldt von, 1973].

Таким образом, использование многозональных снимков Landsat 7 ETM+ для геологических исследований позволило определить вещественный состав пород, геологические границы, в том числе создать структурно-тектоническую схему, реконструировать геологическое строение. Разработанная методика может быть использована при геологических исследованиях других малоизученных районов с сходными геоморфологическими и ландшафтно-климатическими условиями.

Выводы. 1. Установлено, что на исследуемой площади платинометальная минерализация сосредоточена в области значений гравитационного поля от -70 до -120 мГал.

2. В пределах Восточного сектора Бушвельдского комплекса по данным космоструктурного дешифрирования возможно выделить пострудные разломные структуры (сложнопостроенные линейные зоны), которые часто определяют пространственное положение рифа Меренского.

3. Синтез спектральных диапазонов Landsat 7 ETM+ и особенности яркостных характеристик в отдельных диапазонах позволяют выявлять в Восточном секторе Бушвельдского массива совокупность пород норитового комплекса на фоне выше- и нижележащих пород и, кроме того, проводить расчленение пород норитового комплекса на Базальную, Критическую, Главную и Верхнюю зоны.

4. Для прогнозирования платинометального оруденения в новых перспективных районах целесообразно использование многозональной космической съемки Landsat 7 ETM+ и яркостных характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.

Ишмухаметова В.Т. Прогнозирование коренных месторождений алмазов на севере Сибирской платформы на основе дешифрирования материалов космической съемки: Автореф. канд. дисс. М., 2016.

Кронберг П. Дистанционное изучение Земли: Основы и методы дистанционных исследований в геологии. М.: Мир, 1988. 343 с.

Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. М.: Недра, 2002. 298 с.

Магматические рудные месторождения. США, Ланкастер, 1969. / Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1973. 208 с.

Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 288 с. + графич. прил. 49 л.

Миловский Г.А., Орлянкин В.Н., Ишмухаметова В.Т., Шемякина Е.М. Применение результатов дистанционного зондирования для выявления закономерностей локализации платинометального оруденения Западного

Бушвельда // Исследования Земли из космоса 2016. № 6. С. 21–34.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых платинометаллических руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Требования к опережающей геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 третьего поколения (вторая редакция). М.; СПб.: Роснедра, 2012. 23 с. + 3 вкладки.

Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения / Пер. с англ. М.: Недра, 1973. С. 86–98.

Чандра А.М., Гош С.К. Дистанционное зондирование и географические информационные системы. М.: Техносфера, 2008.

Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М.: Техносфера, 2010.

Du Toit Alex L. The Geology of South Africa. L.: Oliver and Boyd, 1954.

Cawthorn R. G. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex. Thermody-

namic calculations and new interpretations — a discussion // *Econ. Geol.*, 2002. Vol. 97. P. 663–666.

Geological Map of the Republics of South Africa, Transkei, Bophuthatswana, Venda and Ciskei, and the Kingdoms of Lesotho and Swaziland // *Geol. Surv. of South Africa. Departament of Mineral and Energy Affairs*. 1984.

Gruenewaldt G. von The mineral resources of the Bushveld Complex // *Minerals Sci. and Engineering*. 1977. Vol. 9, N 2. P. 83–95.

Kinnaird J.A., Kruger F.J. Excursion Guide to the Bushveld Igneous Complex // *Geosci. Africa. University of the Witwatersrand*, 2004. P. 1–23.

Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits // *Geology, Geochemistry and Exploration. Springer Verlaag*, 2004, 728 p.

Scoates J.S., Friedman R.M. Precise age of the platinumiferous Merensky reef, Bushveld Complex, South Africa, by U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique // *Econ. Geol.* 2008. Vol. 103. P. 465– 471.

Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A.H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years — results of zirconology, and geotectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 418. P. 103–114.

Поступила в редакцию 11.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 550.849, 553.086, 553.983

К.А. Радченко¹, Н.И. Коробова², М.А. Большакова³, А.В. Ступакова⁴,
А.П. Завьялова⁵, В.В. Чупахина⁶

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЕСТЕСТВЕННЫХ ВЫХОДОВ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНАХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

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

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

Для восполнения запасов нефти необходимо выявлять новые нетрадиционные объекты поиска, разведки и добычи углеводородного сырья. В число таких объектов входят богатые органическим веществом (ОВ) породы доманиковых отложений, которые широко распространены в Волго-Уральском нефтегазоносном бассейне. Доманиковая высокоуглеродистая формация — тонкослоистая карбонатно-кремнистая формация с повышенным содержанием органического вещества, способная как производить углеводороды собственными нефтегазоматеринскими толщами, так и концентрировать их в отдельных пластах и зонах, выполняющих роль резервуара. Один из способов получения сведений о природе углеводородных скоплений в доманиковых отложениях и возможностях извлечения из них углеводородов — изучение вещественного состава пород. Литологическая и геохимическая характеристика пород — неотъемлемая составляющая изучения таких типов пород.

Ключевые слова: доманиковые отложения, Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн, доманиковая нефтематеринская толща, сланцевая нефть, изучение обнажений, литология, пиролиз.

Replenishment of oil reserves requires searching, exploration and production of new unconventional objects. Among these objects is Domanik formation, which is widespread in the Volga-Ural basin. The Domanic high-carbon formation is presented by thin-layered carbonate-siliceous rocks with a high content of organic matter, capable of both producing hydrocarbons with its own oil and gas potential, and concentrating them in reservoirs [Stupakova et al., 2017]. Study of lithological composition of rocks help to obtain information about the nature of hydrocarbon accumulations and understand possibilities of extracting hydrocarbon of them. The lithological and geochemical characteristics of rocks are an integral part of the study such types of deposits.

Key words: Domanik, Volga-Ural oil and gas basin, Domanik oil source, shale oil, study of outcrops, lithology, pyrolysis.

Введение. Степень изученности геофизическими методами исследуемого района достаточно высокая. Однако уровень достоверности структурных построений и степень подготовленности к бурению нефтегазоперспективных объектов все еще не однозначны, а потенциал Волго-Уральского бассейна далеко не исчерпан, в первую очередь это связано с наличием нефтегазоносности в средне-

франских—турнейских отложениях, обогащенных органическим веществом (ОВ).

Сланцевые толщи Волго-Уральской нефтегазоносной провинции — один из примеров доманиковых отложений в России. Эти отложения представлены кремнисто-глинисто-карбонатными породами, обогащенными ОВ. Органическое вещество в этих породах относится к категории сла-

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; *e-mail*: nataliya.korobova54@mail.ru

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

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, заведующий кафедрой, профессор; *e-mail*: stoupakova@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирантка; *e-mail*: a.zavyalova@oilmsu.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирантка; *e-mail*: v.chupakhina@oilmsu.ru

бо- и умеренно концентрированного и составляет 2,5–10%, иногда достигает 20–40% [Кирюхина и др., 2015].

Теоретический анализ. В результате структурно-формационного анализа установлено, что на территории выделяется два типа доманикитов: доманикиты — отложения семилукского (доманикового) горизонта, занимающие территорию обширной некоменсированной впадины семилукского бассейна; доманикоиды — отложения речичко(мендымский)-заволжского возраста, развитые в осевых зонах Камско-Кинельской системы (ККС) некомпенсированных прогибов. Содержание ОБ в доманикитах колеблется от 5 до 20%, в доманикоидах — до 5%. Оба типа пород характеризуются одинаковым литологическим составом и находятся в зоне протокатагенеза, т.е. весь комплекс пород достиг условий главной зоны нефтеобразования [Зайдельсон и др., 1990].

Основное внимание уделено нами кремнисто-карбонатному среднефранско-турнейскому комплексу как источнику углеводородов. В его состав входят отложения от среднефранского яруса верхнего девона до турне нижнего карбона ($D_3fr_2 - C_1t$). Этот комплекс будет описан более подробно с охватом прилегающих областей распространения доманиковой формации. Всего рассмотрено 4 естественных выхода обнажений на дневную поверхность (рис. 1). Первые два находятся в пределах южной части Предуральского краевого прогиба в Республике Башкортостан, вторые два — в центральной части Предуральского краевого прогиба (Пермский край).

Методика исследований. Целью наших исследований было изучение вещества доманиковых отложений, они включали в себя анализ минеральной части пород и ОБ. Минеральная составляющая пород была изучена традиционными методами, используемыми в литологии, а органическая — геохимическим и углепетрографическим методами. Нами применялся комплексный подход, включавший все виды этих исследований.

Литологические методы исследования состояли из макро- и микроописания пород, выделения основных литотипов. *Макроскопические исследования* предполагают первичное определение состава породы, позволяют выделить основные черты строения, такие, как слоистость, наличие включений, трещиноватость и др. *Микроскопические исследования* проводились с целью установления состава отложений и их текстурно-структурных особенностей. Было изготовлено 90 шлифов из образцов, отобранных из естественных выходов пород на дневную поверхность, они характеризуют большую часть стратиграфического разреза района исследования.

Геохимические методы исследования включали в себя определение характеристик ОБ в породах пиролитическим методом (Rock-Eval6). Метод

пиролитического исследования экспрессный, когда одновременно определяются тип и степень зрелости ОБ. Он основан на том, что выделение свободных УВ, их десорбция с поверхности твердого тела, а также деструкция ОБ в результате крекинга протекают при разных значениях температуры эксперимента.

Результаты исследований и их обсуждение. *Литологическая характеристика разрезов доманиковых отложений центральной и южной частей Урала.* Изучаемые разрезы Габдюково и Раузяк расположены в пределах Бельской впадины в южной части Предуральского краевого прогиба, представлены естественными обнажениями в основном по берегам рек, долины которых прорезают крылья протяженных антиклинальных и синклинальных складок, сложенных девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями

В разрезе Габдюково выделено 16 слоев мощностью от 0,20 до 29 м. Разрез представлен известняками, переслаиванием разных известняков и керогенсодержащих пород. Более детально описаны слои 11–15 (D_3f), из которых отобраны образцы и изготовлены шлифы.

При детальном изучении шлифов выделено две группы пород: 1 — известняки биокластовые (1.1 — с микритовым цементом, 1.2 — с микритовым и яснокристаллическим цементом, 1.3 — тентакулитовый); 2 — керогенсодержащие породы смешанного состава (2.1 — кероген-кремнистая и 2.1 — кероген-кремнисто-карбонатная).

Разрез Раузяк один из немногих полных разрезов франского и фаменского ярусов верхнего девона. Обнажение расположено на правом берегу р. Раузяк (восточный склон хр. Багарязы), на 5 км выше д. Саргаево и представляет собой стратотип саргаевского горизонта. Особый интерес вызывают саргаевский и доманиковый горизонты, образцы которых были описаны более детально.

При изучении шлифов обнажения Раузяк выделено две группы пород: 1 — известняки биокластовые (1.1 — с микритовым цементом, 1.2 — с керогенсодержащим цементом); 2 — керогенсодержащие породы смешанного состава (2.1 — кероген-карбонатно-кремнистая, 2.2 — кероген-кремнистая с радиоляриями, 2.3 — кероген-кремнистая с тентакулитами).

В результате литологических исследований *среднефранских отложений* разрезов Южного Урала (обнажения Габдюково и Раузяк) установлено, что окраина Восточно-Европейской платформы в это время испытала погружение, которое привело к формированию относительно глубоководных прогибов, соединяющих платформу с Палеоуральским океаном. В пределах этих прогибов в условиях недокомпенсации накапливались кероген-кремнистые и кероген-карбонатно-кремнистые породы и ритмиты с характерным комплексом органических остатков, в том числе тентакулитов и радиолярий.

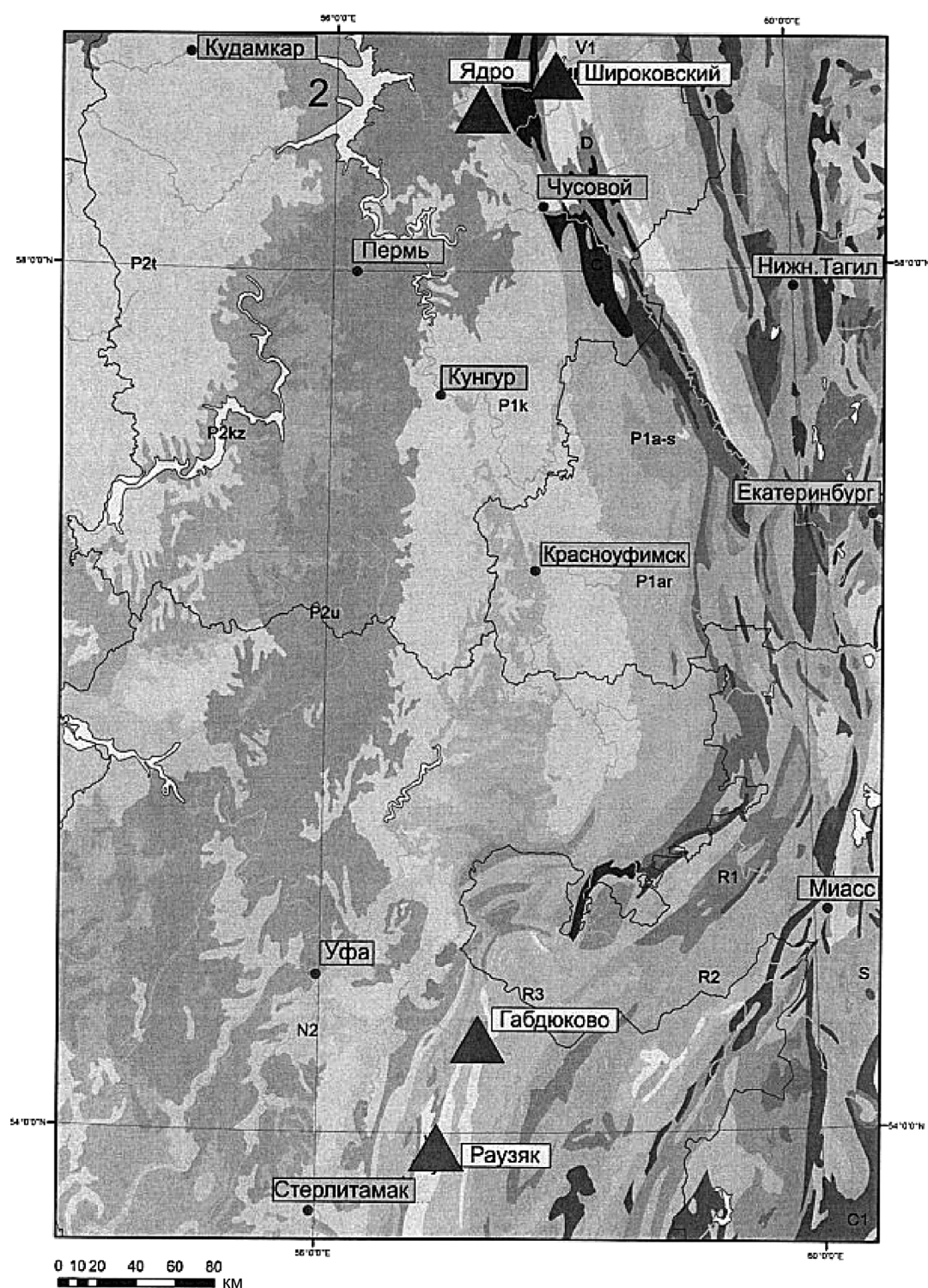


Рис. 1. Геологическая карта Волго-Уральского бассейна с точками исследуемых обнажений, по материалам ВСЕГЕИ (2008)

Наиболее возвышенные участки Башкирского свода оставались приподнятыми относительно прогибов, где в мелководных условиях накапливались органогенно-обломочные осадки. Отсюда в прогибы сносился тонкообломочный и глинистый материал. Отложения депоцентров депрессионных впадин описаны в разрезе Раузяк, который, кроме того, является стратотипом доманиковых отложений в районе исследования.

Позднефранский этап развития региона характеризуется дальнейшей дифференциацией дна, а

также сокращением области некомпенсированного осадконакопления, что привело к накоплению преимущественно органогенно-обломочных известковых осадков мелководного шельфа.

Изучаемые разрез Ядро и Широковский находятся в пределах Косьвинско-Чусовской седловины в центральной части Предуралья краевого прогиба. В 150 км от г. Пермь по обоим берегам р. Косьва расположено изучаемое обнажение Ядро. Здесь выходят на поверхность отложения верхнего девона фаменского яруса. Они представлены

темно-серыми кероген-кремнисто-карбонатными ритмитами, микрослоистыми, сланцеватыми; известняками серыми, темно-серыми, слоистыми и линзовиднослоистыми, пелитоморфными, в различной степени окремненными, битуминозными (издают запах УВ). Встречаются конкреции кремней.

При детальном изучении шлифов выделено две группы пород: 1 — известняки и 2 — кероген-содержащие породы смешанного состава. Первая включает в себя типы 1.1 — известняк с микритовым цементом и 1.2 — известняк кристаллический; вторая — типы 2.1 — кероген-карбонатно-кремнистый ритмит, 2.2 — кероген-кремнистый ритмит, 2.3 — кероген-карбонатный ритмит.

Разрез Широковский находится на юго-западной окраине пос. Широковский по обоим берегам р. Косьва. Здесь непосредственно ниже плотины долина р. Косьвы прорезает восточное крыло Шумихинской синклинали, последовательно вскрывая разрез от такатинской свиты среднего девона до угленосной толщи нижнего карбона включительно. Девонские и турнейские отложения обнажены на левом берегу р. Косьва. Здесь девонская система представлена отложениями губахинской свиты (D_3fm) — переслаиванием известняков и сланцеватыми керогено-кремнисто-карбонатными породами. Известняки серые, темно-серые, пелитоморфные, битуминозные, в разной степени окремненные. Встречаются линзы и конкреции кремнистого состава. Кероген-карбонатные породы коричневатые-черные, микрослоистые, издают запах УВ. Отложения турнейского яруса сложены известняками серыми, темно-серыми, массивнослоистыми, органогенно-детритовыми. Разрез Широковский можно охарактеризовать тремя пачками мощностью от 8 м (первая) до 1,69 м (третья).

При детальном изучении шлифов выделено три группы пород: 1 — карбонатные породы (1.1 — известняк сгустково-комковатый, 1.2 — доломит); 2 — керогенсодержащие породы смешанного состава (2.1 — кероген-карбонатно-кремнистый ритмит, 2.2 — кероген-кремнисто-карбонатный ритмит); 3 — кремнистая порода.

В результате литологических исследований *франских отложений* разрезов среднего Урала (обнажения Ядро и Широковское) установлено, что площадь некомпенсированных впадин значи-

тельно сокращалась, при этом области мелководного шельфа с карбонатным осадконакоплением значительно увеличились и отвечали Пермскому палеовыступу.

Депоцентр некомпенсированного осадконакопления был приурочен к разрезу Широковский, так как в его строении преобладают кероген-кремнистые и кероген-карбонатно-кремнистые породы и ритмиты. Фаменские отложения, которые вскрыты в разрезе Ядро, представлены тонкоциклическим чередованием известняков и смешанных пород с повышенным содержанием керогена. В составе известняков вверх по разрезу появляются (кроме тентакулитовых) микритовые с биогенным детритом и кавернозные разности. Вероятно, накопление этих отложений приурочено к склонам Пермского свода, где в то время находился мелководный шельф с карбонатным осадконакоплением. Частично этот материал сносился в пределах склонов глубоководной впадины. Это объясняет тонкослоистое строение разрезов, имеющих турбидитный облик.

В итоге при детальном макроскопическом изучении шлифов четырех обнажений выделены следующие основные группы керогеносодержащих пород: I — карбонатные породы (доломиты и известняки); II — смешанные разности пород и III — кремнистые породы (силициты) (рис. 2).

Геохимическая характеристика разрезов доманиковых отложений центральной и южной частей Урала. По данным пиролитических исследований, которые приведены в таблице, среднее количество органического вещества варьирует от 1% (обнажение Ядро) до 5% (обнажение Широковское). Значение ТОС разово достигает 11%, это крайне высокий показатель даже для нефтематеринских отложений в образце Р-12 из Башкирии (обнажение Раузяк).

Пик S1 указывает на содержание сгенерированных УВ и достигает 1,86 мг УВ/г породы. Среднее значение составляет около 0,06, 0,48 и 0,66 мг/г в точках 1, 2 и 3 соответственно. Показатели пика S2 достигают 20,4 мг/г.

Значения T_{max} указывают на принадлежность всех образцов к главной зоне нефтеобразования (ГЗН).

Значения водородного индекса и T_{max} позволяют нанести исследованные образцы на модифицированную диаграмму Ван-Кревелена для

Результаты пиролитических исследований

№ п/п	Обнажение, возраст	ТОС	HI	S1	S2	OI	MINC	T_{max}	PI
1	Ядро, D_3fm	0,4–1,6	107–247	0,02–0,18	0,9–2,9	36–87	0,7–4,4	439–445	0,02–0,06
2	Широковское, D_3fm	2,7–6,1	167–386	0,16–1,31	5,1–15,7	12–32	1,3–6,1	440–447	0,01–0,08
3	Раузяк, D_3f	1,5–10,5	14–118	0,07–1,86	0,3–11,1	7–79	0,2–2,5	449–459	0,09–0,22

Примечания. ТОС — %; HI — мг НС/г ТОС; S1 — мг НС/г; S2 — мг НС/г; OI — мг CO_2 /г ТОС; MINC — %; T_{max} — °C; PI — S1/(S1+S2).

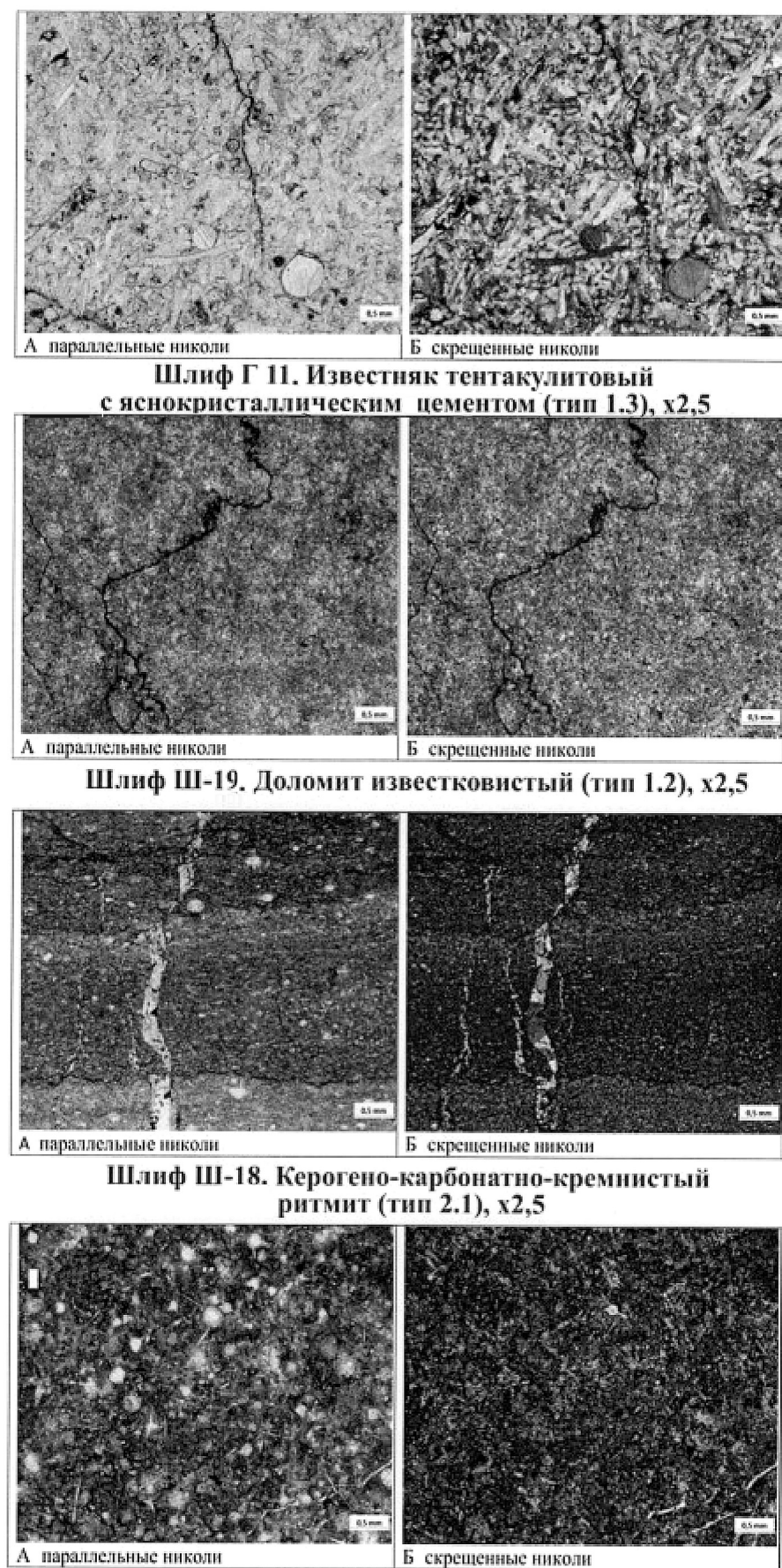


Рис. 2 Фото шлифов изучаемых обнажений (в параллельных и скрещенных николях)

получения информации о типе керогена и степени зрелости ОБ (рис. 3).

Породы из обнажения Раузяк характеризуются содержанием $C_{\text{орг}}$ от 1,5 до 10,5%. Максимальное количество $C_{\text{орг}}$ содержится в образце Р-12. Водородный индекс образцов из этой точки отбора невысокий — от 14 до 118 мг УВ/г ТОС, преимущественно <100 мг УВ/г ТОС. Образцы из обнажения Раузяк характеризуются высокой степенью зрелости (T_{max} ~455 °С), отвечающей градации МК₃. Органическое вещество зрелое, с низким материнским потенциалом II–III типов.

На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена видно, что образцы из обнажения Ядро характеризуются II–III типами керогена (смешанное гумусово-сапропелевое вещество), а также содержанием $C_{\text{орг}}$ от 0,41 до 1,56%. Максимальное количество $C_{\text{орг}}$ содержится в образце Я-25. Водородный индекс для образцов из этой точки отбора варьирует от 107 до 247 мг УВ/г ТОС (в среднем 170 мг УВ/г ТОС). Образцы из обнажения Ядро характеризуются высокой степенью зрелости (T_{max} ~442 °С), отвечающей градации МК₂. Органическое вещество зрелое, с низким материнским потенциалом II–III типов.

В породах из обнажения Широковское содержится от 2,74 до 6,11% $C_{\text{орг}}$. Максимальное количество отмечено в образце Ш-7. Водородный индекс образцов из этой точки отбора выше, чем в образцах из других обнажений, и варьирует от 167 до 386 мг УВ/г ТОС. Образцы здесь характеризуются высокой степенью зрелости T_{max} ~443 °С, отвечающей градации МК₂. Органическое вещество зрелое, с низким нефтегазоматеринским потенциалом II–III типов.

Таким образом, исследованные породы содержат органическое вещество II–III типов с не очень высоким НГМ

потенциалом (рис. 3). Наилучшими материнскими качествами обладают породы из обнажения Раузяк. В них по результатам пиролитических исследований доля сапропелевого компонента ОВ относительно выше.

Заключение. Можно отметить следующие закономерности: ТОС увеличивается в ряду от более мелководных образований (обнажение Ядро) к глубоководным (обнажение Раузяк). Катагенетическая преобразованность исследованных доманиковых пород увеличивается от отложений фаменского (МК₂) возраста к франским (МК₃). Наилучшим генерационным потенциалом обладают смешанные породы керогено-карбонатно-кремнистого состава.

Таким образом, в результате литологического и геохимического исследования образцов доманиковых отложений из обнажений в центральной и южной частях Волго-Уральского бассейна сделана оценка генерационного потенциала пород доманиковой формации. Она показала что кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы, обогащенные морским водорослевым органическим веществом, обладают высоким нефтегазогенерационным потенциалом. Наибольшими перспективами нефтеносности можно охарактеризовать отложения прогибов, сформировавшиеся на месте авлакогенов и их склонов, где практически в течение всего позднедевонско-турнейского времени отлагались породы, богатые ОВ. Высокими перспективами обладают разрезы на склонах поднятий или бортах рифовых тел. Такие разрезы распространены на бортах впадин некомпенсированного погружения и в нижних частях склонов прилегающих к ним поднятий. В доманикоидных отложениях, в разрезе которых преобладает карбонатный материал, высокоуглеродистые интервалы развивались вдоль биогермных построек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Батанова Г.П., Хачатрян Р.О. и др. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1978. 216 с.

Гатовский Ю.А., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. и др. Новые данные о биостратиграфии и фациальных типах разрезов доманиковых отложений (верхний девон) Волго-Уральского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 86–99.

Зайдельсон М.И., Вайнбаум С.Я. Карпова Н.Я. и др. Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. М.: Наука, 1990. 90 с.

Кирихина Т.А., Большакова М.А., Ступакова А.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика дома-

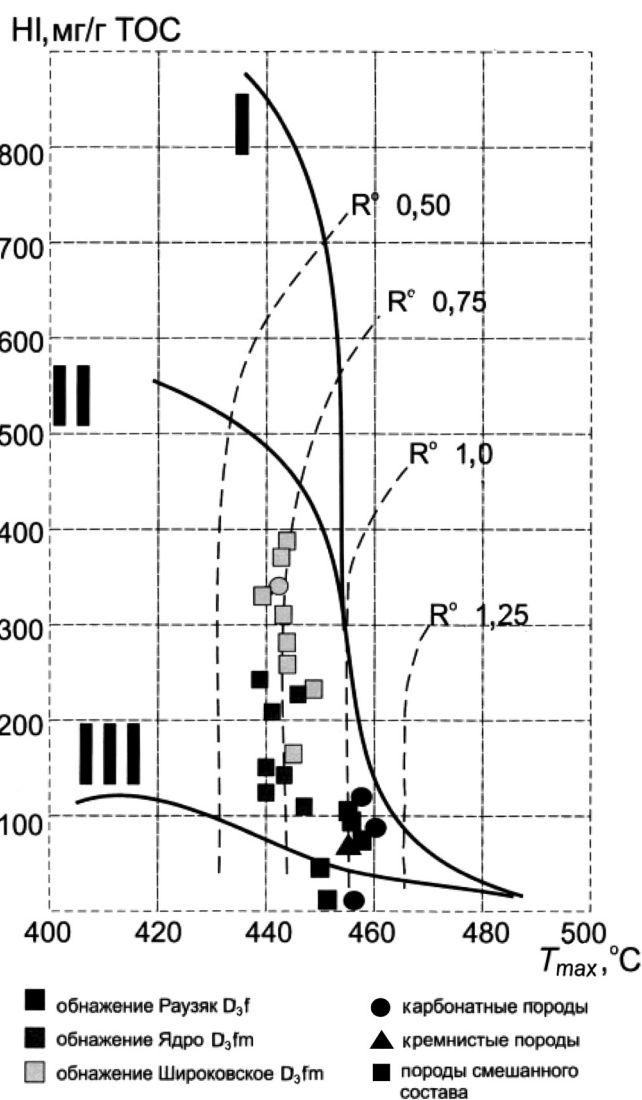


Рис. 3. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена с нанесенными результатами исследования пород изучаемых разрезов

никовых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. 2015. Ч. 2. С. 87–100.

Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2 (61). С. 77–86.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна — типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спецвып., Ч. 1. С. 112–124.

Поступила в редакцию 30.10.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 19.09.2019

УДК 550:552.52(571.1)

И.А. Родькина¹, Е.С. Казак²

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СВЯЗАННОЙ ВОДЫ В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

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

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

Представлены первые результаты определения содержания разных видов связанной воды гигрометрическим методом — методом изотермы адсорбции — для неэкстрагированных образцов пород баженовской свиты. Полученные изотермы сорбции воды имеют хорошо выраженную S-образную форму, что позволяет определить в образцах максимально возможное количество связанной воды разного типа (моно-, поли- и капиллярной конденсации) и сделать важный вывод о гидрофильности отложений баженовской свиты. По форме изотерм сорбции, количеству связанной воды и близости минеральных составов 9 образцов объединены в 4 группы, остальные образцы рассмотрены индивидуально. Обнаружена корреляционная связь между содержанием поровой воды и количеством моно- и полислойной воды.

Ключевые слова: баженовская свита, изотерма адсорбции, остаточная вода, связанная вода, вода монослойной адсорбции, вода полислойной адсорбции, капиллярно-связанная вода.

The article presents the first results of determining the content of different types of bound water by hygrometric method — adsorption isotherm method — for non-extracted air-dry samples of Bazhenov formation rocks. The obtained water sorption isotherms for the studied samples have a well-expressed s-shape, which allows to determine the maximum possible amount of bound water of different types in them — mono-, poly — and capillary condensation and to draw an important conclusion about the hydrophilicity of the Bazhenov formation deposits. According to the form of sorption isotherms, the amount of bound water and the proximity of mineral compositions, nine samples were combined into 4 different groups, the remaining samples were considered individually. A correlation between the pore water content and the content of mono- and multilayer water was found.

Key words: Bazhenov formation, adsorption isotherm, pore water, bound water, monolayer adsorption water, multilayer adsorption water, capillary-bound water.

Введение. Баженовская свита (БС) (J_3v) развита на территории Западно-Сибирской плиты на глубине около 2–3 км при мощности от 15 до 30 м. Свита представлена черными битуминозными, преимущественно глинистыми отложениями, иногда плитчатыми, чаще массивными с большим количеством рыбного детрита по плоскостям напластования, с отпечатками фосфоритов; в кровле присутствуют прослои глинистых известняков. Главные отличительные особенности пород БС — повышенные значения удельного электрического сопротивления (до 5000 Ом·м); высокая радиоактивность, обусловленная высоким содержанием урана, которое в 10 раз превосходит его количество в других толщах осадочного бассейна; повышенное по сравнению с окружающими толщами содержание органического вещества (ОВ) (20–30 масс.%); постоянное присутствие пиритного железа (среднее содержание 5 масс.%); повышенные на 10–50 °С значения пластовой температуры (до

130 °С в Салымском районе); аномально высокое пластовое давление с коэффициентом аномальности до 1,5 (Салымский район), а также гидрофобность большинства образцов пород БС (75–80%) [Дорофеева и др., 1983].

Несмотря на то что за весь период разработки нигде в скважинах не встречена водонасыщенная или водонефтяная зона пласта, данные последних исследований показали, что породы БС содержат как свободную, так и физически и химически связанную воду [Казак и др., 2017]. При этом содержание остаточной поровой воды, т. е. свободной и части связанной воды, находящейся в поровом пространстве породы и снижающей ее проницаемость для нефти, составляет 0,42–3,65 масс.% [Казак и др., 2017].

Результаты исследования водосодержания разных типов воды в породах заставляют пересмотреть представления об однозначной гидрофобности большинства образцов БС. Присутствие в поровом

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

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

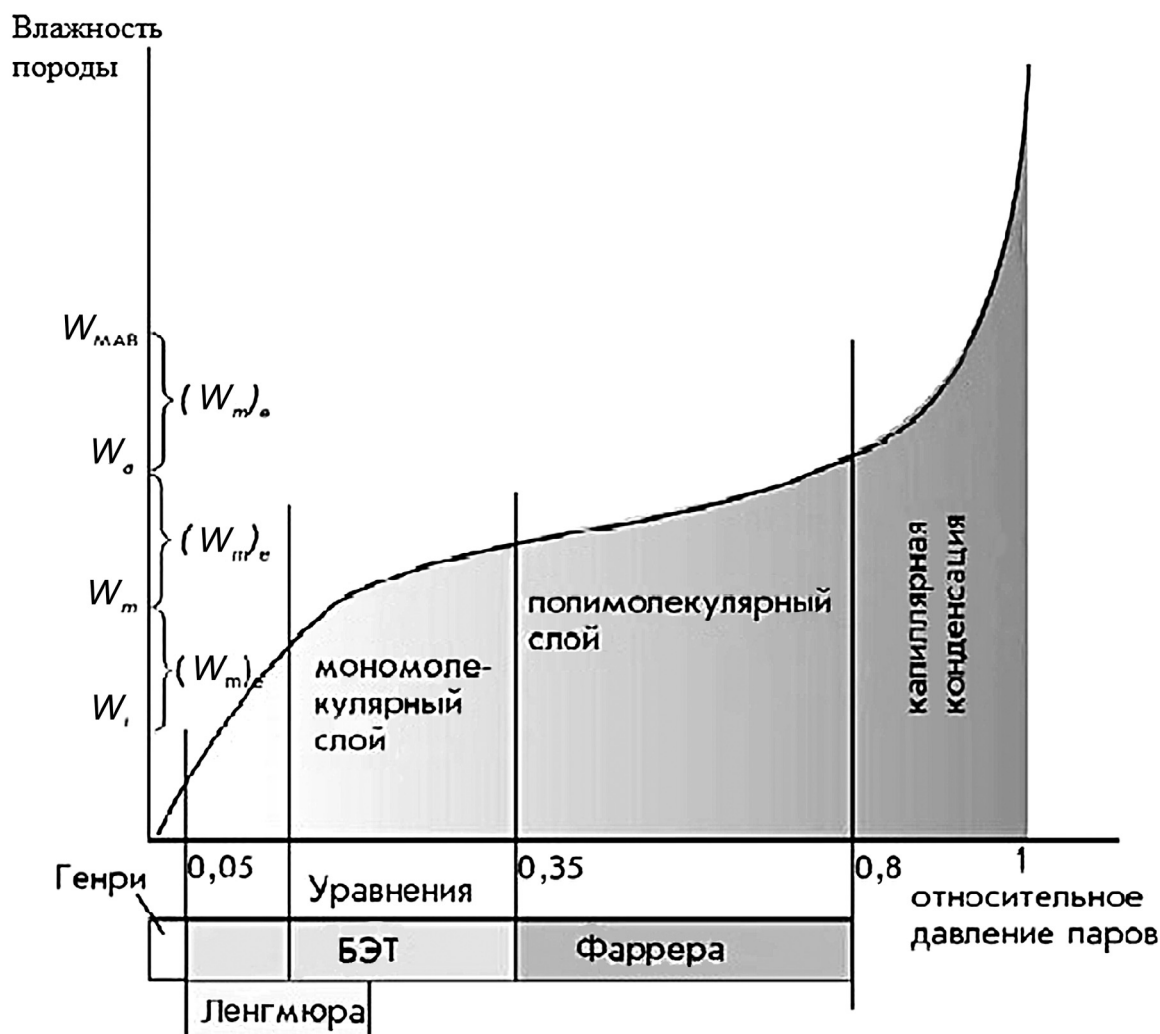


Рис. 1. Кривая сорбции паров воды (разные диапазоны применения уравнений сорбции, по [Шеин, 2005])

пространстве отложений БС воды различных видов (моно-, поли- и капиллярно-связанной) значительно влияет прежде всего на процесс адсорбции углеводородов, а также на их движение при вытеснении водой из пласта в процессе разработки. Таким образом, в поровом пространстве пород БС могут быть как гидрофобные, так и гидрофильные участки поверхностей минералов, что в свою очередь будет определять смачиваемость отложений БС и влиять на поведение флюидов в пласте.

Адсорбционные взаимодействия пород БС с водой крайне важны и актуальны, но, к сожалению, практически не изучены. В статье представлены результаты первых экспериментальных работ по изучению формирования адсорбционных пленок воды на минеральной поверхности 19 неэкстрагированных образцов пород БС.

Формирование связанной воды в горных породах происходит за счет непосредственного взаимодействия молекул воды с поверхностными адсорбционными центрами твердой фазы минералов. Поэтому количественное изучение связанной воды удобнее и правильнее проводить на основе анализа изотермы адсорбции воды горной по-

родой. Примеры подобных работ приведены в [Грунтоведение, 2005; Злочевская, Королев, 1988; Королев, 1996; Шеин, 2005; Шеин, Скворцова, 2015; Kuligiewicz, Derkowski, 2015; Xu et al., 2000]. При адсорбции породой воды из парообразного состояния определяют зависимость количества адсорбирующейся воды (W) от равновесного давления (P) или относительного давления (P/P_s) пара при постоянной температуре (где P — давление паров воды, находящихся в равновесии с горной породой при данной температуре; P_s — давление насыщенных паров воды при той же температуре). Величина P/P_s изменяется от 0 (для абсолютно сухого воздуха) до 1 (для предельно водонасыщенного воздуха).

Изотерма адсорбции горной породой воды обычно строится в координатах $W=f(P/P_s)$ при $T=\text{const}$ и имеет характерную S-образную форму. На рис. 1 представлена такая изотерма в общем виде. На кривых сорбции исследователи выделяли различные области [Грунтоведение, 2005; Шеин, 2005; Likos, Ning, 2002].

Сначала при росте P/P_s (примерно до 0,05) влажность увеличивается практически линейно.

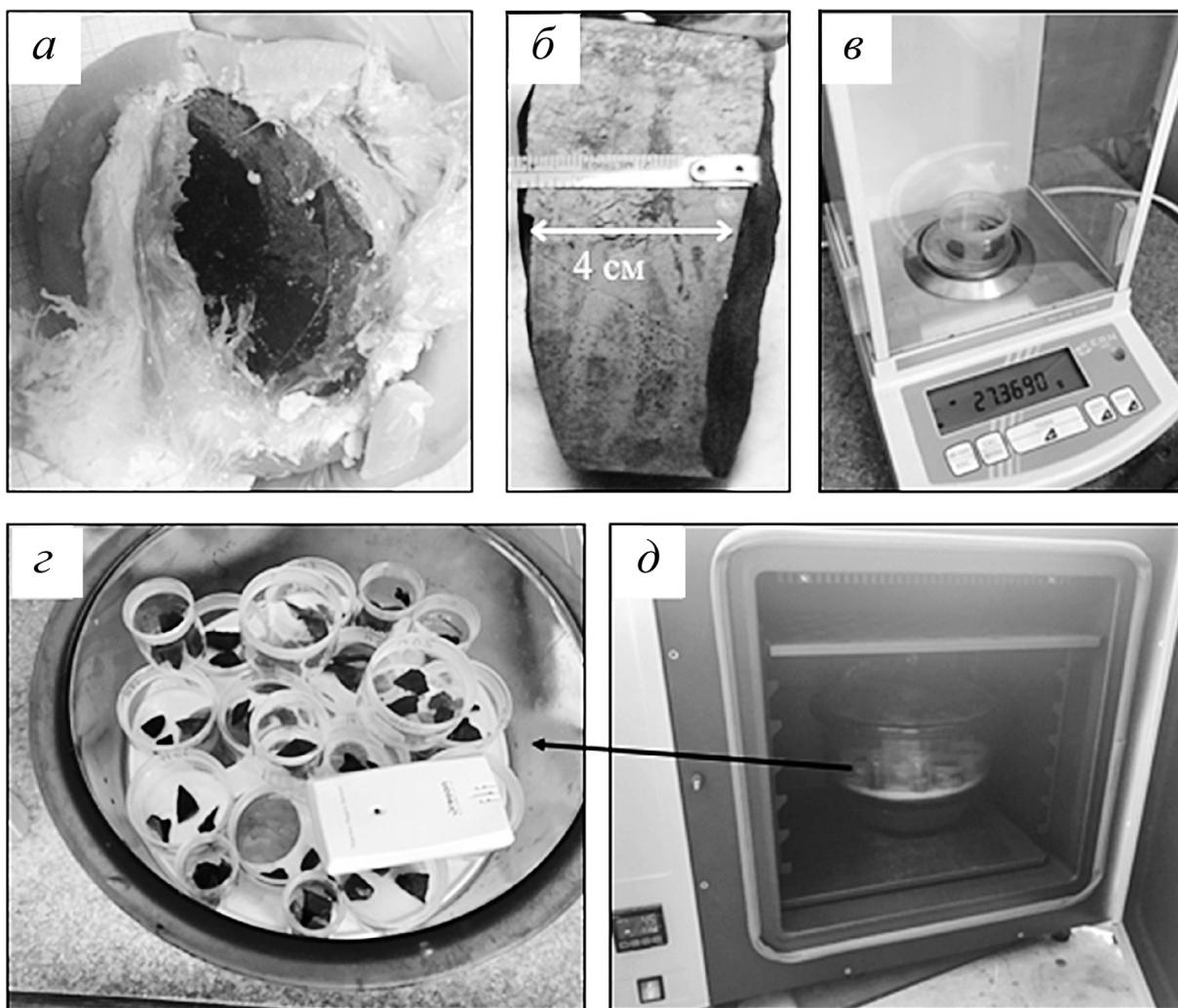


Рис. 2. Фото образцов керна БС: а, б — в процессе вскрытия парафиновой оболочки; в — в бюксе на аналитических весах при взвешивании; з — в бюксах в эксикаторе с датчиком влажности и температуры; д — в бюксах в закрытом эксикаторе в термостате

Затем, однако, линейность нарушается, и в интервале $0,05 < P/P_s < 0,35$ кривая выпукла относительно оси P/P_s . Считается, что при достижении горизонтального участка возникает влажность, соответствующая монослою воды (W_m). К сожалению, выделить этот участок чрезвычайно сложно, он не приурочен к какому-то конкретному значению P/P_s , и определяется или по графику, если пик очевиден, или путем расчета. Таким образом, диапазон значений P/P_s от 0,05 до 0,35 — область формирования мономолекулярной пленки воды по внутренней и внешней поверхностям горной породы. При дальнейшем повышении P/P_s в области давления паров воды от 0,3–0,4 до 0,6–0,9 следует второй линейный участок (иногда его называют второй областью Генри), соответствующий области полимолекулярной адсорбции (W_p). Здесь уже формируется полимолекулярная пленка воды, сначала по внутренней поверхности, а затем по внешней. Когда внутреннее пространство уже заполнено, проникновение молекул воды в него весьма затруднено, и сорбирующиеся молекулы воды формируют второй и последующие

слои связанной воды, окончательно «закрывая» поверхность твердой фазы от газовой. Влажность горной породы при этом соответствует влажности адсорбционной пленки, влажности формирования раздела жидкость—газ [Грунтоведение, 2005; Шеин, 2015; Xu et al., 2000].

В области значений $P/P_s=0,6\div0,9$ кривая круто уходит вверх, так как при небольшом увеличении относительного давления паров влажность породы начинает очень быстро увеличиваться. Завершается процесс адсорбции влаги и начинает интенсивно развиваться уже другой процесс — процесс капиллярной конденсации. Эти области (адсорбции и капиллярной конденсации) разделяются по количеству выделенного тепла. Сначала в процессе адсорбции тепло выделяется за счет понижения энергии молекул воды при их сорбции на поверхности [Andrade et al., 2011; Smagin, 2011; Xu et al., 2000].

По мере развития процесса капиллярной конденсации заметное количество тепла уже не выделяется. Окончанию процесса адсорбции соответствует влажность максимальной адсорбционной

влагоемкости $W_{\text{МAB}}$ [Грунтоведение, 2005; Шеин, 2005; Шеин, Скворцова, 2015; Smagin, 2011; Xu et al., 2000].

Материалы и методы исследований. Исходным материалом послужили 19 образцов пород БС, отобранных из керна скважин, расположенных в пределах Нижневартовского свода Западной Сибири. Отметим, что все исследования проводились на свежесобраных образцах керна, который был запарафинирован сразу же после вскрытия герметизированных стеклопластиковых метровых сегментов керноприемной трубы (рис. 2). Кусочки породы для исследований отбирали из центральной части образца, что практически исключало использование проб, загрязненных буровым раствором.

Минеральный состав образцов пород БС определяли путем рентгенофазового анализа на современном специальном рентгеновском дифрактометре «Дрон-3М» с программным управлением хода анализа (рабочий ток 20 мА, рабочее напряжение 30 кВ, съемка проводилась с рентгеновской трубкой с Со-антикатодом).

Определение массового содержания остаточной воды, оставшейся в поровом пространстве при формировании залежи нефти, в рассматриваемых образцах было выполнено методом испарения, который наиболее оптимален для определения водосодержания слабопроницаемых пород БС [Казак и др., 2017]. Образец (50–80 г) дробленной породы БС прогревали при 105 °С в течение 5 ч. в закрытой кювете в сушильном шкафу. Свободную воду, выделяющуюся в ходе прогрева, по трубочке собирали в пробирку приемника, где и проводилось измерение ее количества. Под остаточной водой здесь понимается несколько форм воды, которые могут находиться в породе одновременно — адсорбционная, капиллярная и вода углов пор.

Построение изотерм адсорбции воды для образцов пород БС выполнено гигрометрическим методом, суть которого состоит в следующем. На дно эксикатора наливают различные водные растворы электролита, над которыми в замкнутом объеме эксикатора устанавливается определенное (заранее известное) давление водяного пара P/P_s . Поместив в эксикатор над уровнем раствора исследуемый образец и определив после установления равновесия его влажность при данном значении P/P_s , получают строго заданную точку для построения изотермы. Затем этот же образец переносят в другой эксикатор (с другим известным значением P/P_s), получают вторую точку и т.д. для всего диапазона изменения значений P/P_s . В итоге строят изотерму адсорбции в координатах $W=f(P/P_s)$, по которой затем определяют влажностные константы связанной воды для данной породы [Физико-химические..., 1999; Моисеенко и др., 1986; Andrade et al., 2011; Prado, Vyazovkin, 2011].

Все 19 образцов пород БС перед началом измерений высушивали в течении 3 суток при тем-

пературе 105 °С до достижения постоянной массы. Для проведения экспериментов было подготовлено 11 эксикаторов, в каждый из которых заливали тот или иной раствор электролита, создающий разные значения P/P_s , в интервале от 0,1 до 1,0. В качестве растворов электролитов использованы растворы солей, состав которых приведен в таблице.

Значение относительного давления паров воды (P/P_s) над насыщенными растворами солей при $T=20$ °С [Грунтоведение, 2005; Физико-химические..., 1999; Никольский, 1966]

Основа	Соль	Концентрация, г/100 мл	P/P_s
H ₂ O (дист.)	ZnCl ₂	395,0	0,10
H ₂ O (дист.)	LiCl	83,5	0,15
H ₂ O (дист.)	CaCl ₂	74,5	0,32
H ₂ O (дист.)	K ₂ CO ₃	111,0	0,44
H ₂ O (дист.)	Ca(NO ₃) ₂	129,0	0,55
H ₂ O (дист.)	NH ₄ NO ₃	192,0	0,63
H ₂ O (дист.)	NaCl	35,9	0,75
H ₂ O (дист.)	NH ₄ Cl	37,2	0,80
H ₂ O (дист.)	KCl	25,5	0,86
H ₂ O (дист.)	BaCl ₂	35,8	0,90
H ₂ O (дист.)	-	0,00	1,00

Приготовленный насыщенный раствор соли заливали на дно эксикатора ниже подставки, на которую в открытых бюксах помещали образцы исследуемых горных пород, а также датчик температуры и влажности. После чего эксикатор плотно закрывали крышкой (для герметичности смазанной вазелином) и помещали в термостат для поддержания температуры 20 °С. Образцы выдерживали в закрытых эксикаторах до достижения адсорбционного равновесия, которое устанавливалось опытным путем (не менее 14 дней) (рис. 2). После достижения адсорбционного равновесия бюкс с образцом извлекали из эксикатора, взвешивали и помещали в следующий эксикатор (с большими значениями P/P_s).

По результатам гигрометрических испытаний построены изотермы адсорбции. Все эксперименты проводили с 3-кратной повторностью, разница полученных данных на одном и том же образце при одном и том же значении P/P_s составила менее 3 отн. %.

Результаты исследований и их обсуждение. Валовый минеральный состав исследуемых образцов пород БС представлен (в порядке убывания средней массовой доли): силикатной частью (кварц, 6–83 масс. %), глинистыми минералами (1–45 масс. %), плагиоклазом (0–22 масс. %), кальцитом (0–85 масс. %), пиритом (0–26 масс. %), калиевым полевым шпатом (кпш) (0–10 масс. %), доломитом (0–6 масс. %), сидеритом (0–6 масс. %), апатитом (0–4 масс. %).

Номера образца

- 1, 2, 4, 7, 11, 15,
19, 20, 21, 23
- △ 5, 6
- + 8, 9
- 12, 13 и 14
- × 16 и 17

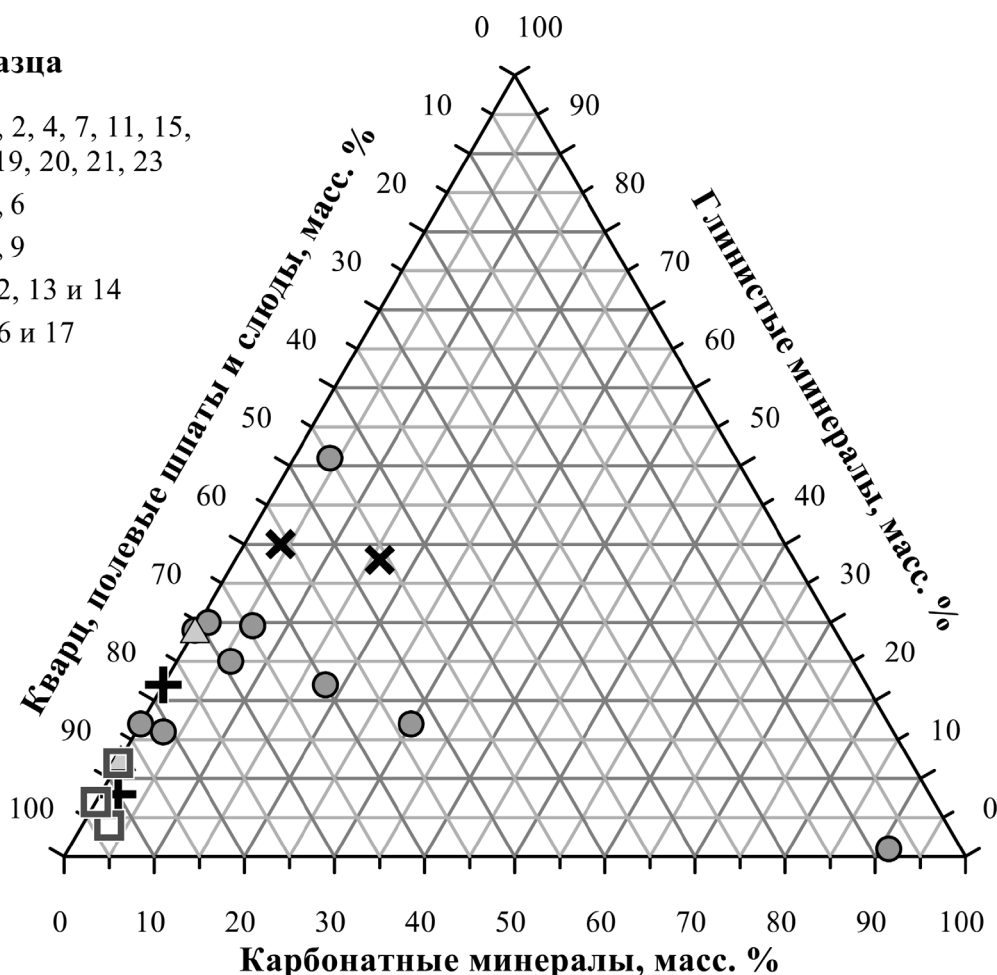


Рис. 3. Минеральный состав исследованных образцов по данным рентгенофазового анализа с типизацией по формам изотерм адсорбции воды

На рис. 3 представлена диаграмма состояния тройной системы с координатами «глинистые минералы — кварц, полевые шпаты и слюды — карбонатные минералы». Исследованная коллекция образцов пород БС по классификации sCore в целом классифицируется как кремнисто-глинисто-карбонатная и представлена следующими литологическими типами: литотип с преобладанием кремния, кремнистый аргиллит с большим содержанием глины, смешанный кремнистый аргиллит и глинисто-кремнистый аргиллит. Исключение составляет образец 11, который относится к литотипу с преобладанием карбонатных минералов (рис. 3).

В результате экспериментов для каждого образца получена изотерма адсорбции; так как во всех экспериментах исследованы 3 параллельных образца, каждая изотерма построена по 33 экспериментальным точкам.

Из всего многообразия полученных изотерм можно выделить по их форме несколько групп. Рассмотрим изотермы, полученные на образцах 12, 13 и 14 (общий вид которых представлен на рис. 4, а).

Кривые полученных изотерм имеют ярко выраженную S-образную форму (с явно обозна-

ченными точками перегиба (при $P/P_s=0,23$ и $0,9$). Первая точка перегиба соответствует содержанию воды мономолекулярной адсорбции — от 0,40 до 0,43 масс.%. Вторая точка перегиба соответствует количеству воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции совместно — от 0,85 до 0,86 масс.%. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах варьирует от 1,49 до 1,50 масс.%. Обращает на себя внимание, что содержание остаточной воды в этих породах достаточно близкое — от 0,59 до 0,62 масс.%. В минеральном составе также обнаруживается некое сходство — во всех этих образцах присутствует большое количество кварца (от 75 до 83 масс.%), а также гидрослюда, смешанослойные минералы, плагиоклаз и пирит (от 4 до 6 масс.%) (рис. 3).

Следующую группу составляют изотермы, полученные на образцах 16 и 17 (рис. 4, б). Полученные изотермы также имеют ярко выраженную S-образную форму с явно обозначенными точками перегиба (при $P/P_s=0,20$ и $0,9$). Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет от 0,83 до 0,85 масс.%. Суммарное количество воды полимолекулярной и мономолеку-

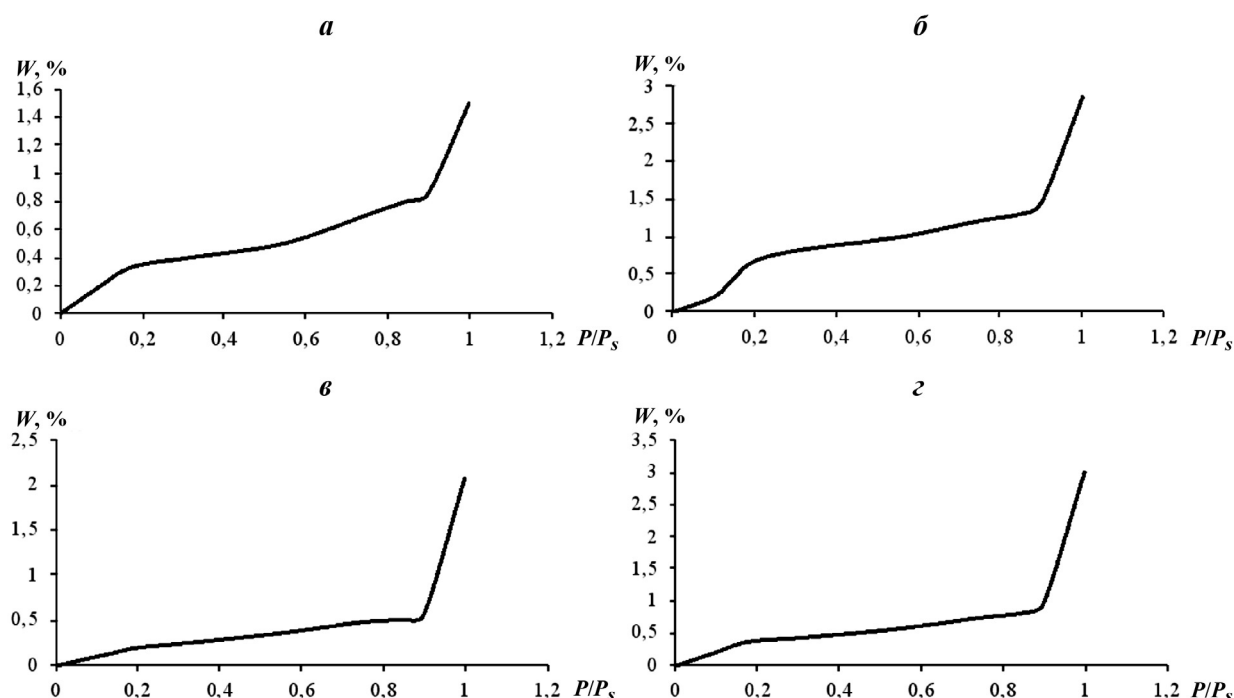


Рис. 4. Общий вид изотермы сорбции паров воды для групп образцов пород баженовской свиты: *а* — образцы 12–14; *б* — образцы 16, 17; *в* — образцы 5, 6; *г* — образцы 8, 9

лярной адсорбции — от 1,45 до 1,46 масс.%. Общее же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах варьирует от 2,85 до 2,89 масс.%. Количество остаточной воды в этих образцах составляет ~1,22 масс.%, т.е. практически все приведенные здесь влажностные характеристики этих горных пород в 2 раза превосходят таковые для образцов 12, 13 и 14. В минеральном же составе также есть значительные отличия: количество кварца невелико (22 до 32 масс.%), присутствуют гидрослюда, смешанослойные минералы, плагиоклаз присутствует в большем количестве, чем в первой группе, в не очень большом количестве отмечен пирит, а также появляются хлориты (5–7 масс.%), каолинит и кальцит (2–4 масс.%) (рис. 3).

На рис. 4, *в* приведены графики сорбции воды на образцах 5 и 6. Полученные изотермы не имеют ярко выраженной S-образной формы, первая точка перегиба определяется лишь математически и соответствует $P/P_s=0,32$, вторая же точка отчетливо видна на графиках при $P/P_s=0,9$. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет 0,28 для образца 5 и 0,30 масс.% для образца 6. Воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции находится суммарно 0,56 в образце 5 и 0,60 масс.% в образце 6. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах отвечает 2,07 и 1,93 масс.% соответственно. Количество остаточной воды в этих образцах составляет 0,25 и 0 масс.% соответственно. По минеральному же составу эти породы достаточно близки (рис. 3): содержание кварца 69 и 59 масс.%, гидрослюд 8 и

10 масс.%, в значительном количестве в образце 5 отмечены гётит (4 масс.%) и пирит (9 масс.%), а в образце 6 — гётит (7 масс.%), пирит же отсутствует.

На рис. 4, *г* приведены графики изотерм сорбции образцов 8 и 9. Полученные графики имеют S-образную форму, однако первая точка перегиба соответствует $P/P_s=0,19$, вторая же точка отчетливо видна на графиках при $P/P_s=0,9$. Содержание воды мономолекулярной адсорбции составляет 0,39 масс.% (как для образца 8, так и для образца 9). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно составляет 0,97 и 0,93 масс.% соответственно. Затем изотерма резко идет вверх, суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах варьирует от 3,01 и 2,83 масс.%. Количество остаточной воды в этих образцах разное и составляет 0,00 масс.% для образца 8 и 0,24 масс.% для образца 9. В минеральном составе эти породы достаточно близки (рис. 3): содержание кварца ~70 масс.%, плагиоклаза — 7 масс.% и пирита ~7 масс.%. В образце 8 содержится значительное количество гидрослюда и смешанослойных минералов, суммарно около 20 масс.% (рис. 3).

Выделяются образцы 11 и 23: в образце 11 — наименьшее количество адсорбированной влаги (рис. 5, *д* и *к*).

Как видно на рис. 5, *д*, изотерму также можно отнести к S-образным, присутствуют две точки перегиба (при $P/P_s=0,20$ и $0,9$). В этих образцах содержится 0,01 масс.% воды мономолекулярной адсорбции, воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно — 0,02 масс.%.

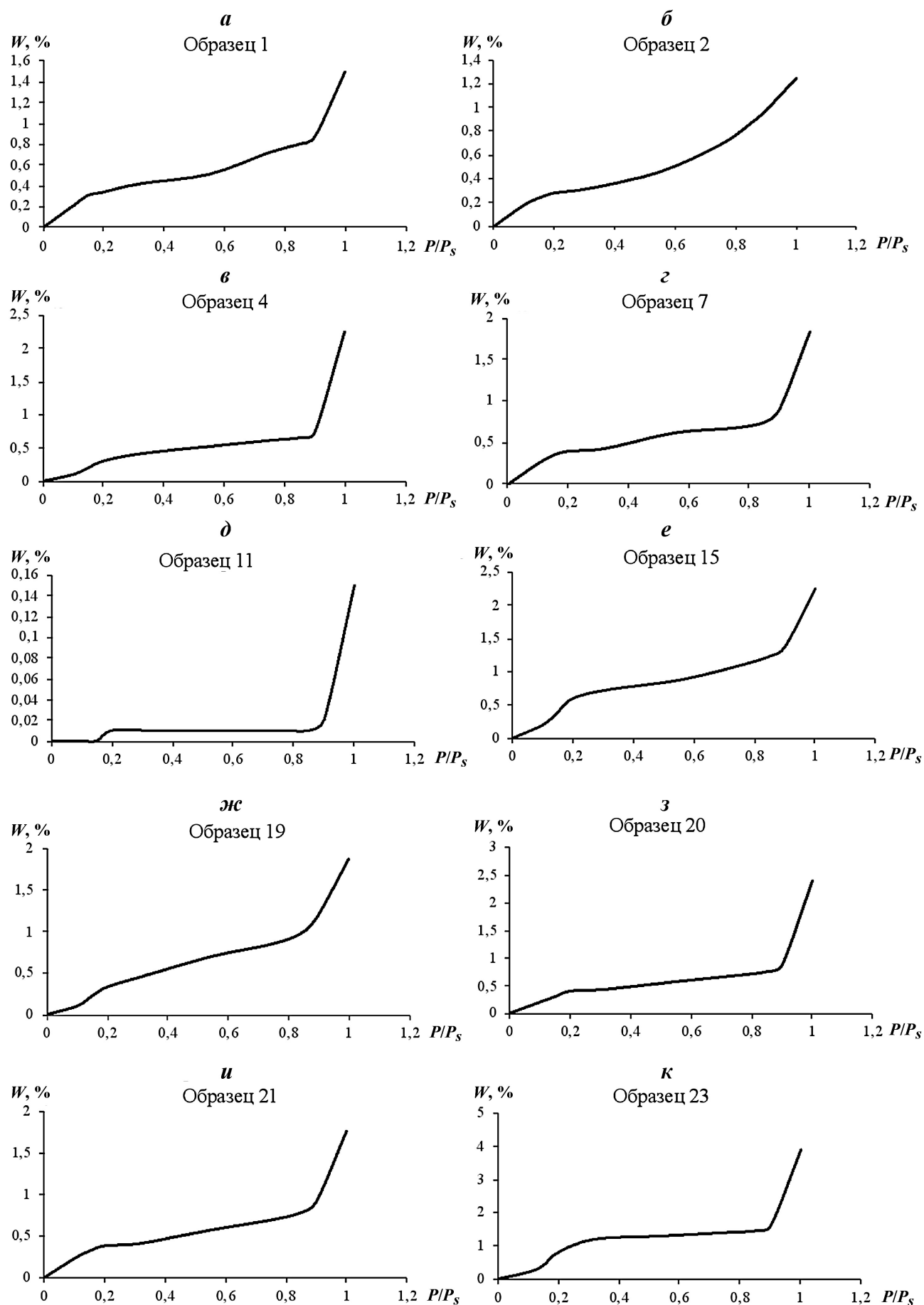


Рис. 5. Общий вид изотермы сорбции паров воды для образцов пород баженовской свиты

Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах соответствует 0,15 масс.%. Содержание остаточной воды в образце не установлено. Образец, действительно, уникален по отношению к другим и на 85 масс.% состоит из кальцита (рис. 3).

Образец 23, наоборот, отличается максимальными значениями влажностных характеристик (рис. 5, κ). Изотерма имеет S-образный вид, но первая точка перегиба несколько сместилась и стала ближе к $P/P_s=0,25$. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет 1,2 масс.%, воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно — 1,6 масс.%. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах практически достигает 4 масс.%. Количество остаточной воды в этих образцах также выше, чем для всех остальных образцов и составляет 1,87 масс.%. В минеральном составе образец принципиально не отличается от образцов 16 и 17 (рис. 3), единственное отличие — в нем присутствует смектит, который обнаружен также в других образцах, но в них не отмечено такое большое количество связанной воды.

На рис. 6 приведено фото образцов 11 и 23 с нанесенной на них каплей дистиллированной воды. Безусловно, это фото не определяет смачиваемость горных пород, но наглядно показывает, что смачиваемость у образца 23 выше, чем у образца 11, с поверхности которого капли воды скатывались.

Данные, полученные для остальных образцов пород, не представляется возможным как-либо систематизировать, но отметим, что все полученные изотермы имеют хорошо выраженную S-образную форму, первая точка перегиба наблюдается в диапазоне P/P_s от 0,18 до 0,23, вторая точка перегиба во всех образцах фиксируется при $P/P_s=0,9$.

На рис. 5, а приведена изотерма сорбции воды для образца 1, содержание воды мономолекулярной адсорбции в этих образцах составляет

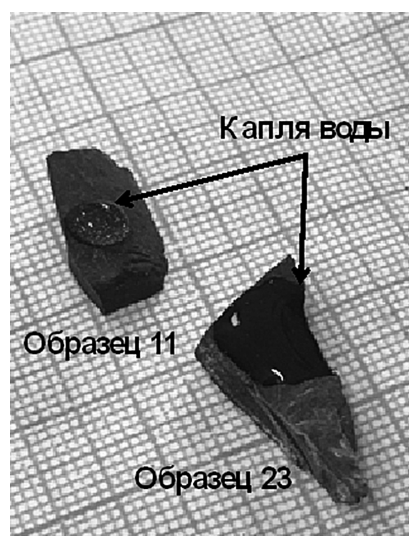


Рис. 6. Фото образцов пород БС с нанесенной на их поверхность каплей дистиллированной воды

0,32 масс.%, воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно — 0,87 масс.%. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этих образцах составляет 1,49 масс.%. По приведенным данным эта изотерма близка к изотермам, полученным на образцах 12, 13 и 14, однако содержание остаточной воды в этих образцах выше и составляет 0,81 масс.%. В минеральном же составе присутствует большое количество пирита (26 масс.%) и кальцита (24 масс.%), кварца (23 масс.%), а также отмечены сидерит (6 масс.%), гидрослюда, хлорит, каолинит и плагиоклаз (рис. 3).

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образце 2 (рис. 5, б) составляет 0,28 масс.%. Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно определяется по графикам математически и составляет 0,98 масс.%. Суммарное же количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации в этом образце равно 1,25 масс.%. В минеральном составе преобладает кварц (45 масс.%), содержатся пирит (14 масс.%), смешанослойные минералы (9 масс.%), смектит (8 масс.%) и доломит (6 масс.%) (рис. 3).

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образце 4 (рис. 5, в) составляет 0,30 масс.%, количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно — 0,72 масс.%. Суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации достигает 2,24 масс.%. Содержание остаточной воды в образце 4 составляет 0,29 масс.%. В минеральном составе преобладает кварц (78 масс.%), отмечены гидрослюда (15 масс.%) и пирит (5 масс.%) (рис. 3).

На рис. 5, г показана изотерма сорбции воды образцом 7. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в нем составляет 0,35 масс.%. Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно определяется по графикам и равно 0,91 масс.%. Суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации составляет 1,84 масс.%. Содержание остаточной воды — 0,47 масс.%. В минеральном составе преобладает кварц (37 масс.%), гидрослюда, смектиты и смешанослойные минералы вместе составляют около 45 масс.% (рис. 3). Отметим, что это единственный образец, в котором присутствуют цеолиты (до 6 масс.%) и апатиты (4 масс.%).

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образце 15 составляет 0,60 масс.%. (рис. 5, е). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно равно 1,37 масс.%, а суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации — 2,25 масс.%. Остаточной воды содержится 0,99 масс.%. В минеральном составе преобладает кварц (49 масс.%), плагиоклаз (14 масс.%), гидрослюда, смектиты, смешанослойные и каолинит составляют суммарно 28 масс.% (рис. 3).

Содержание воды мономолекулярной адсорбции в образце 19 равно 0,30 масс.% (рис. 5, ж). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции суммарно определяется по графикам (1,20 масс.%), суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации составляет 1,87 масс.%, а остаточной воды — 1,00 масс.%. В образце содержится кварц (28 масс.%), в составе есть плагиоклаз (18 масс.%), кальцит (15 масс.%) и полевые шпаты (10 масс.%) (рис. 3). Количество гидрослюд, смешанослойных, хлоритов и каолинита составляет 22 масс.%.

В образце № 20 содержание воды мономолекулярной адсорбции равно 0,40 масс.% (рис. 5, з). Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции — 0,87 масс.%, суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации — 2,40 масс.%, остаточной воды — 0,96 масс.%. Содержание (масс.%) кварца в образцах — 53, гидрослюды, смешанослойные и хлориты — 16; в составе присутствуют плагиоклаз (до 10), полевые шпаты (9) и пирит (9) (рис. 3).

На рис. 5, и представлена изотерма сорбции воды образцом 21. Содержание воды мономолекулярной адсорбции в этом образце составляет 0,35 масс.%. Количество воды полимолекулярной и мономолекулярной адсорбции — 0,91 масс.%, суммарное количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации — 1,76 масс.%. Остаточной воды содержится 0,88 масс.%. Кварц присутствует в образце в количестве 41 масс.%, гидрослюды, смешанослойные, хлориты и каолинит в сумме составляют 30 масс.%. В составе есть плагиоклаз (13 масс.%), полевые шпаты (9 масс.%) и пирит (9 масс.%) (рис. 3).

Количество остаточной воды в образцах пород БС по данным метода испарения составляет 0–1,9 масс.% и определяется минералогическим составом, строением порового пространства, соотношением мелких и крупных фильтрующих каналов, их извилистостью, плотностью породы и др. Остаточная вода может покрывать поверхность мелких сообщающихся пор, заполнять мельчайшие капиллярные каналы, удерживаться молекулярно-поверхностными силами от участия в общем движении пластовой жидкости к скважинам. Измеренные величины остаточного водосодержания получены для образцов с максимально сохранной природной водонасыщенностью, поэтому их можно считать максимально близкими к реальным значениям содержания остаточной воды в пласте БС. В то же время количество воды моно-, поли- и капиллярной конденсации получено гигрометрическим методом, характеризует максимальный потенциал влаги для исследованных образцов БС и должно включать в себя остаточную воду. Это находит подтверждение в полученных корреляционных зависимостях с коэффициентом корреляции

0,77 для содержания воды моно-, полислоистой адсорбции и остаточной воды (рис. 7). Характер линейной зависимости на графиках (рис. 7) показывает, что для определения максимальной влагоемкости пород БС можно использовать гигрометрический метод. В дальнейшем, измерив изотермы адсорбции на образцах БС после экстракции углеводородов, можно оценить значения коэффициента максимальной водо- и нефтенасыщенности.

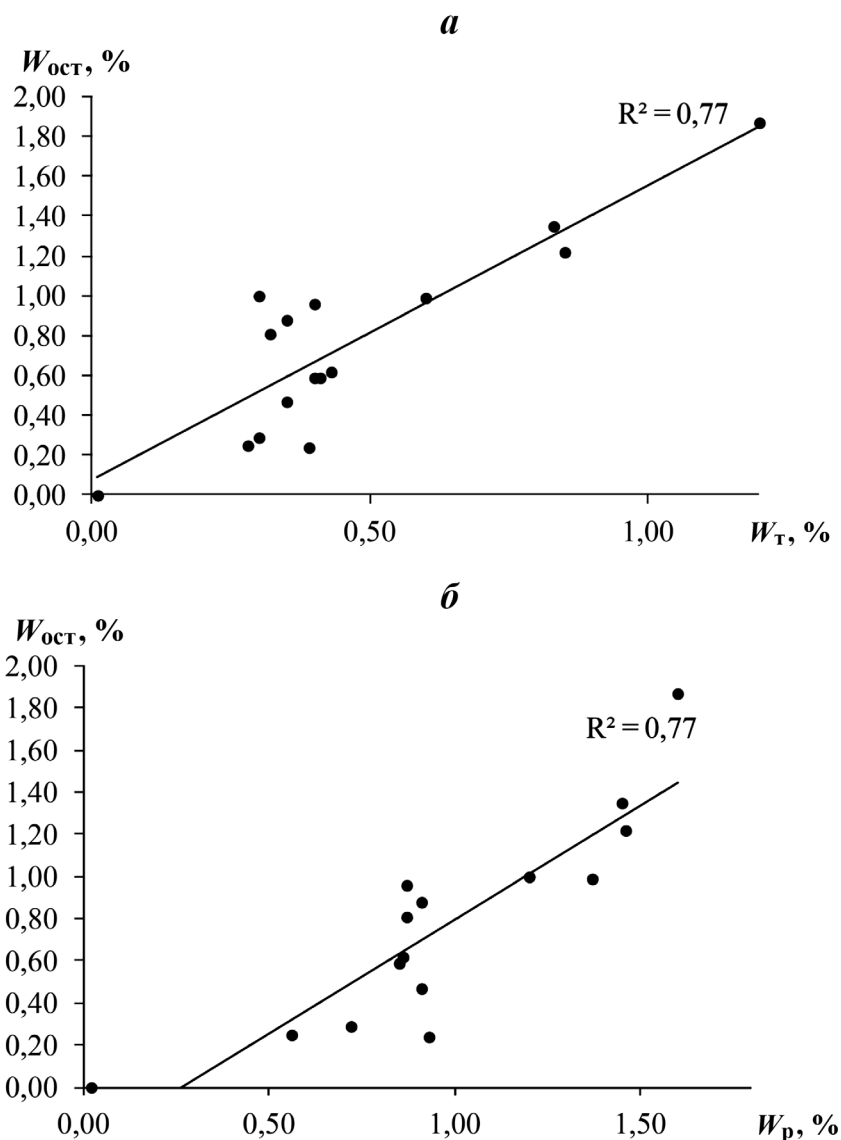
Заключение. В результате исследований впервые получены изотермы адсорбции воды для образцов пород БС (рис. 4, 5). Все изотермы имеют хорошо выраженную S-образную форму, что легко (по точкам перегиба) позволяет определить максимально возможное количество связанной воды различных типов — моно-, поли- и капиллярной конденсации. В большинстве образцов присутствует от 0,3 до 0,4 масс.% мономолекулярно связанной воды, от 0,6 до 1,0 масс.% — моно- и полимолекулярной воды совместно и от 1,5 до 3 масс.% воды моно-, поли- и молекулярной конденсации. Измеренное количество остаточной воды в образцах пород БС по данным применения метода испарения составляет 0–1,9 масс.% и имеет положительную линейную корреляцию с содержанием моно- и полислоистой воды (рис. 7), что указывает на возможность использовать гигрометрический метод для дальнейших исследований максимальной влагоемкости пород БС.

По форме изотерм сорбции и количеству связанной воды удалось объединить 9 образцов в 4 группы, к остальным же образцам требуется «индивидуальный» подход, причем два образца (11 и 23) разительно отличаются от других, что, возможно, объясняется минеральным составом и смачиваемостью этих пород (рис. 5, 6).

Для всех образцов не удалось выявить какую-либо очевидную корреляцию между количеством связанной воды по гигрометрическому методу и минеральным составом. Это можно объяснить тем, что минеральный состав образцов БС очень неоднороден — в некоторых образцах присутствует кальцит, в других — наблюдается достаточно большое количество кварца или же глинистых минералов.

Установлено, что все образцы (за исключением образца 11, содержащего до 83 масс.% кальцита) относятся к гидрофильным. Таким образом, на поверхности минеральных частиц, слагающих исследованные породы БС, распределены как гидрофобные, так и гидрофильные участки, число которых и чередование зависят от природы породообразующих минералов, физико-химических свойств насыщающих жидкостей и содержания в образцах остаточной воды. В целом полученные результаты заставляют пересмотреть широко принятое утверждение о гидрофобности пород БС.

Рис. 7. Зависимость содержания остаточной воды и воды моно- (а) и полислойной (б) адсорбции для неэкстрагированных образцов БС



Наши данные могут стать основой для дальнейших исследований по изучению природы и количества связанной воды в породах БС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова. 6-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 1024 с.
- Дорофеева Т.В., Краснов С.Г., Лебедев В.А., Петрова Г.В. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. М.: Недра, 1983. 131 с.
- Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 177 с.
- Казак Е.С., Богданович Н.Н., Казак А.В. и др. Оценка содержания остаточной поровой воды и анализ состава водных вытяжек пород баженовской свиты Западной Сибири // Нефтяное хоз-во. 2017. Т. 4. С. 48–52.
- Королев В.А. Связанная вода в горных породах: новые факты и проблемы // Соросовский образ. журн. 1996. № 9. С. 79–85.
- Моисеенко А.С., Мельников И.Г., Плюшина И.И. Количественное определение связанной воды в породах терригенного типа // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 38–49.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-20120).

- Никольский Б.П. Справочник химика. Т. 3. Химические равновесия и кинетика. Свойства растворов. Электродные процессы. М.: Химия, 1966. 1008 с.
- Физико-химические свойства грунтов и методы их исследования. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1999. 68 с.
- Шеин Е.В. Курс физики почв: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
- Шеин Е.В., Скворцова Е.Б. Новые приборы и методы изучения физических свойств почв: 3D томография, лазерная дифрактометрия, реологические характеристики и контактный угол // Современные методы исследования почв и почвенного покрова: Мат-лы Всеросс. конф. с междунар. участием. М.: Почвенный институт имени В.В. Докучаева, 2015. С. 15–148.
- Andrade R.D., Lemus R., Perez C.E. Models of sorption isotherms for food: Uses and limitations // VITAE. 2011. Vol. 18, N 3. P. 325–334.
- Kuligiewicz A., Derkowski A. Tightly bound water in smectites // Amer. Mineral. 2017. N 5. P. 28–35.

Likos W. J., Ning Lu. Water vapor sorption behavior of smectite-kaolinite mixtures // *Clays and Clay Minerals*. 2002. Vol. 50, N 5. P. 553–561.

Prado J.R., Vyazovkin S. Activation energies of water vaporization from the bulk and from laponite, montmorillonite, and chitosan powders // *Thermochimica Acta*. 2011. Vol. 524. P. 197–201.

Smagin A.V. Physically based mathematical models of the water vapor sorption by soils // *Eurasian Soil Scie*. 2011. Vol. 44, N 6. P. 659–669.

Xu W., Johnston C.T., Parke P., Agnew S.F. Infrared study of water sorption on Na-, Li-, Ca- and Mg-exchanged (SWy-1 and SAz-1) montmorillonite // *Clays and Clay Minerals*. 2000. Vol. 48. P. 120–131.

Поступила в редакцию 06.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 556.3.06:556.14

С.О. Гриневский¹, В.С. Спорышев², В.Н. Самарцев³

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА БАЛАНСОВУЮ СТРУКТУРУ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПРИРЕЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

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

Департамент по недропользованию по Центральному федеральному округу, 117105, Москва, Варшавское шоссе, д. 39А

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

Department of Subsoil Use in the Central Federal District, 117105, Moscow, Warsaw highway, 39A

Рассмотрены результаты моделирования эксплуатации Судогодского месторождения подземных вод во Владимирской области при современных и прогнозных климатических условиях, которые отражают сохранение в ближайшие 25 лет наблюдаемых тенденций изменения метеорологических характеристик. Сопоставление балансовой структуры эксплуатационного водоотбора по результатам моделирования показало, что прогнозные климатические изменения приведут к увеличению относительной доли естественных ресурсов и сокращению привлечения речных вод. Ожидаемые климатические изменения вызовут незначительное увеличение сокращения речного стока под влиянием водоотбора, которое не будет иметь негативных последствий, так как компенсируется возрастанием транзитного расхода реки. Результаты исследований отражают масштабы влияния наблюдаемых и ожидаемых климатических изменений на балансовую структуру запасов приречных месторождений центра европейской части России.

Ключевые слова: запасы и ресурсы подземных вод, водный баланс, изменение климата, моделирование.

The results of groundwater intake simulation for Sudogodsky groundwater field under present and forecast climatic conditions for the next 25 years, which reflect the observed changes in meteorological characteristics, are considered. Comparison of the pumped water sources, obtained by simulation, showed that the predicted climate changes will lead to increasing of the reduced groundwater discharge to the river and to decreasing of the induced stream infiltration. Expected climatic changes cause a slight increase in the stream depletion under the influence of groundwater pumping, which will not have negative consequences, as it is compensated by an increase in the transit river flow. The research results reflect the scale of the observed and expected climate changes impact on the pumped water sources for river valley groundwater fields at the center of the European part of Russia.

Key words: groundwater recharge, groundwater resources, water balance, climate change, modeling.

Введение. Месторождения подземных вод приречного типа [Боревский и др., 1989], на которых производится эксплуатация подземных вод в долинах рек береговыми водозаборами, широко распространены как в России, так и за рубежом. Эксплуатационные запасы подземных вод (ЭЗПВ) таких месторождений практически полностью формируются за счет перехвата (инверсии) естественной разгрузки подземных вод в долине реки (естественные ресурсы ΔQ_{cp}) и привлечения транзитного речного стока (привлекаемые ресурсы $Q_{пр}$), что обеспечивает стабильный во времени режим работы водозабора. Внутригодовой баланс

эксплуатационного водоотбора несколько осложняется за счет сезонной сработки и последующего восполнения емкостных запасов, однако в среднемноголетнем режиме балансовую структуру ЭЗПВ можно считать стабильной, при которой меняется только доленое соотношение естественных и привлекаемых ресурсов под влиянием годовых вариаций гидролого-климатических условий и дебита водоотбора.

К одной из важнейших задач, возникающих при подсчете запасов таких месторождений и в процессе их многолетней эксплуатации, относятся оценка и контроль воздействия отбора подземных

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: sogrin@geol.msu.ru

² Департамент по недропользованию по Центральному федеральному округу, начальник отдела геологии твердых полезных ископаемых, подземных вод и углеводородного сырья; e-mail: collectionc@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер; e-mail: vnsamartsev@gmail.com

вод на речной сток. Максимальная среднемноголетняя величина сокращения речного стока при условии только руслового дренирования потока подземных вод в предельном значении равна дебиту водоотбора. Однако фактическое воздействие эксплуатации подземных вод на речной сток оказывается, как правило, меньше за счет инверсии бессточных форм естественной разгрузки подземных вод, в частности эвапотранспирацией, величина которой при определенных условиях может быть весьма значительна.

Формирование балансовой структуры ЭЗПВ береговых водозаборов, эксплуатирующих горизонт грунтовых вод либо гидравлически связанные с ним межпластовые воды, происходит под влиянием перестройки водного баланса в зоне аэрации (ЗА), вызванной снижением уровня грунтовых вод (УГВ) при водоотборе. Известно [Шестаков и др., 1982; Гриневский, 2012], что водный баланс ЗА существенно зависит от глубины залегания УГВ; при этом в случае относительно глубокого его залегания в годовом балансе ЗА превалирует нисходящий поток влаги — инфильтрационное питание (ИП), а при близком к поверхности положении УГВ преобладают восходящий поток и эвапотранспирационная разгрузка (ЭТР) подземных вод. При этом вызванное эксплуатацией снижение УГВ на участках его естественного неглубокого залегания вызывает сокращение ЭТР и увеличение ИП, что отражается в балансовой структуре ЭЗПВ [Grinevskiy, Sporyshev, 2019]. Сокращение ЭТР ($\Delta Q_{\text{ЭТР}}$) — часть инверсированных водозабором естественных ресурсов подземных вод, а увеличение ИП — дополнительные привлекаемые ресурсы ΔQ_w :

$$\Delta Q_{\text{ср}} = \Delta Q_p + \Delta Q_{\text{ЭТР}}, \quad Q_{\text{пр}} = Q_{\text{ф}} + \Delta Q_w, \quad (1)$$

где ΔQ_p — сокращение разгрузки подземных вод в реку, а $Q_{\text{ф}}$ — привлечение из реки. В этом случае сокращение речного стока от работы водозабора за счет уменьшения подземного питания реки (ΔQ_p) и ее фильтрационных потерь ($Q_{\text{ф}}$) будет меньше дебита эксплуатации. В связи со сложностью количественной характеристики процессов перестройки баланса ЗА при снижении УГВ и связанных с ними изменений ИП и ЭТР эти статьи баланса ЭЗПВ, как правило, не учитываются, что влечет за собой завышение прогнозных оценок воздействия эксплуатации на речной сток.

Долевое соотношение составляющих годовой балансовой структуры ЭЗПВ (1), а следовательно, и воздействие водоотбора на речной сток, в многолетнем режиме может меняться под влиянием изменчивости климатических условий, определяющей вариации общей водности каждого года. Анализ многолетней динамики балансовой структуры водоотбора на приречных месторождениях и его влияния на речной сток особенно актуален в связи с наблюдаемыми и ожидаемыми

глобальными изменениями климата. В последнее десятилетие во всем мире проводятся исследования, посвященные оценкам влияния изменений климата на подземные воды [Beigi et al., 2015; Clilverd et al., 2011; Crosbie et al., 2013; Goderniaux et al., 2015; Taylor et al., 2013]. Ретроспективный модельный анализ, проведенный для юго-западной части Московского артезианского бассейна, показал, что происходящие с конца прошлого века климатические изменения, выраженные в росте значений годовой температуры воздуха и количества осадков, привели к увеличению среднемноголетнего инфильтрационного питания подземных вод этой территории на 20–30 мм/год [Гриневский, Поздняков, 2017]; при этом существенные изменения меженного речного стока, характеризующего естественные ресурсы подземных вод, происходят в настоящее время практически на всей территории европейской части России [Болгов и др., 2014; Джамалов и др., 2015].

Результаты глобальных прогнозов, представленные в докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата и рассматривающие различные климатические сценарии в XXI в., в большинстве случаев показывают дальнейшее увеличение температуры воздуха и количества осадков и различаются только масштабами ожидаемых климатических изменений [Ratfery et al., 2017]. Такие изменения могут проявляться и в формировании запасов береговых водозаборов, эксплуатирующих неглубоко залегающие водоносные горизонты, питание и разгрузка подземных вод которых существенно зависят от метеорологических и гидрологических условий. С этих позиций балансовая структура ЭЗПВ приречных месторождений (1), очевидно, наиболее восприимчива к прогнозным глобальным изменениям климата.

Таким образом, основную цель исследований, результаты которых представлены в статье, представлял анализ влияния ожидаемых климатических изменений на формирование балансовой структуры ЭЗПВ приречных месторождений, а также связанное с их эксплуатацией сокращение речного стока. Анализ выполнен на примере моделирования действующего Судогодского водозабора во Владимирской области, для которого проведенные ранее исследования, учитывающие многолетний опыт его эксплуатации, позволили охарактеризовать балансовую структуру ЭЗПВ согласно (1) и степень воздействия водоотбора на речной сток [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019].

Материалы и методы исследований. Судогодское месторождение подземных вод находится в бассейне р. Судогда во Владимирской области и эксплуатируется с 1995 г. для водоснабжения г. Владимир. Отбор воды производится из гжельско-ассельского водоносного комплекса, представленного трещиноватыми известняками мощностью 30–50 м, значения проводимости ко-

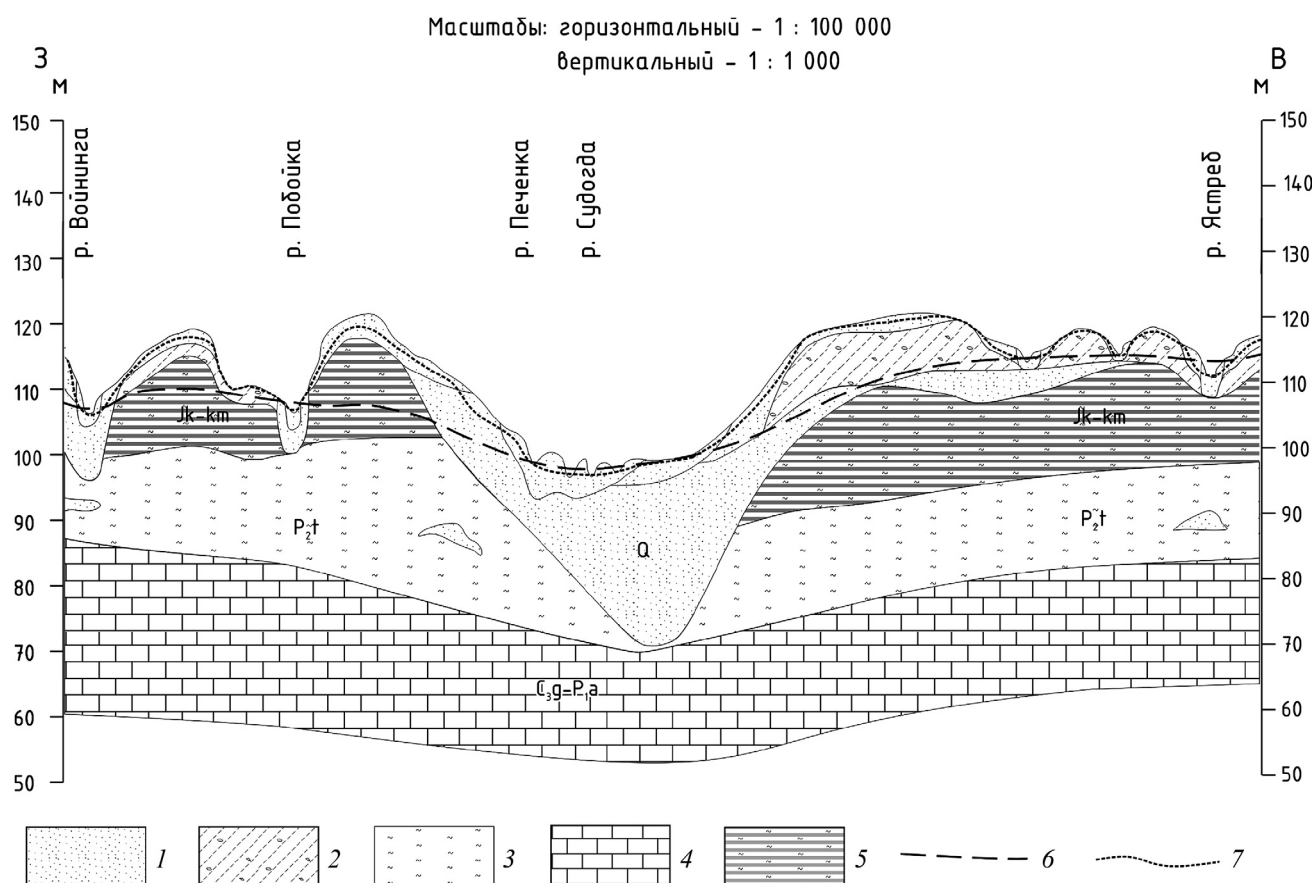


Рис. 1. Гидрогеологический разрез через долину р. Судогда, по [Grinevskiy, Sporyshev, 2019]: 1 — пески, 2 — моренные суглинки, 3 — глины и аргиллиты, 4 — известняки, 5 — глины, 6 — уровень гжельско-ассельского водоносного комплекса, 7 — уровень грунтовых вод четвертичного водоносного комплекса

торого меняются от 250 м²/сут на водораздельных пространствах до 5000 м²/сут в долине р. Судогда [Grinevskiy, Sporyshev, 2019]. На большей части территории гжельско-ассельский водоносный комплекс перекрыт толщей глин татарского возраста мощностью до 20 м, а на водораздельных пространствах — еще юрскими и моренными глинистыми отложениями, отделяющими его от маломощного грунтового комплекса аллювиальных и водно-ледниковых отложений. В долине р. Судогда юрские и моренные суглинки отсутствуют, а на отдельных участках переуглубленной долины частично или полностью размыты также татарские глины, что обеспечивает хорошую гидравлическую связь гжельско-ассельского водоносного комплекса с грунтовым, представленным здесь относительно мощной толщей преимущественно песчаных аллювиальных и флювиогляциальных отложений (рис. 1). На таких участках переуглубленной долины р. Судогда, которые характеризуются интенсивной заболоченностью и неглубоким залеганием УГВ, формируется основная разгрузка подземных вод гжельско-ассельского водоносного комплекса, и к зоне размыва татарских глин, обеспечивающей тесную гидравлическую связь эксплуатируемого комплекса как с грунтовыми водами, так и с

р. Судогда, приурочены водозаборные участки Судогодского месторождения подземных вод (МПВ).

Судогодский водозабор, представляющий собой линейный ряд скважин, объединенных в три узла, расположен в среднем течении р. Судогда и работает с 1995 г. практически с постоянной производительностью 53–54 тыс. м³/сут. Анализ опыта эксплуатации водозабора и данных гидрогеологического мониторинга показал, что на месторождении сформировались многолетние стационарные балансово-гидрогеодинамические условия, при которых понижения уровней гжельско-ассельского водоносного комплекса и грунтовых вод практически не изменяются в многолетнем режиме, а внутригодовые вариации уровней в скважинах имеют естественный сезонный характер. Сформировавшаяся область влияния Судогодского водозабора относительно невелика, локализуется в радиусе около 10 км, при этом максимальные понижения уровней подземных вод эксплуатируемого комплекса в районе водозаборных узлов не превышают 8 м. Снижение уровней гжельско-ассельского комплекса и его тесная гидравлическая связь с грунтовыми водами привели к формированию достаточно обширной депрессии УГВ с радиусом до 5 км и с максимальными по-

нижениями до 2,2–3,2 м [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019].

Результаты моделирования опыта эксплуатации водозабора показали, что основную долю среднесноголетнего баланса эксплуатационного водоотбора (64–75%) формирует инверсия разгрузки подземных вод гжельско-ассельского комплекса в р. Судогда, которая в естественных условиях происходила перетеканием через грунтовый горизонт в долине реки. Доля привлечения транзитного стока р. Судогда по разным оценкам составляет от 8 до 19% в балансе водоотбора, а 17% формируется за счет увеличения ИП и снижения ЭТР подземных вод, вызванных снижением УГВ. При этом среднесноголетний ущерб стоку р. Судогда, обусловленный сокращением русловой разгрузки подземных вод и привлечением из реки, составляет 83% от дебита эксплуатации и не превышает 22% от ее минимального межennaleго естественного расхода 95%-ной обеспеченности [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019]. Анализ данных многолетних наблюдений за стоком р. Судогда до и в процессе эксплуатации подтверждает, что уменьшение межennaleго стока реки меньше дебита водозабора. Это доказывает существенную роль процессов перестройки водного баланса ЗА, вызванных снижением УГВ, в формировании структуры ЭЗПВ месторождения и определяет актуальность исследования их прогнозных климатических изменений.

Описание расчетной модели. Анализ влияния прогнозных климатических изменений на структуру баланса ЭЗПВ выполнен на основе моделирования с использованием разработанной ранее геогидрологической модели Судогодского месторождения в границах среднего и нижнего течения бассейна р. Судогда [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019]. Геогидрологическая модель представлена блоком моделирования водного баланса на поверхности земли и в ЗА на основе многолетних рядов метеорологических данных, сопряженных с моделью геофильтрации. Первый блок, моделирующий водный баланс на поверхности земли и в ЗА, по результатам которого формируется условие на верхней границе геофильтрационной модели УГВ, состоит из двух взаимосвязанных расчетных модулей.

В первом модуле моделируется трансформация атмосферной влаги на поверхности земли и выполняется расчет водного баланса в одномерной вертикальной колонке, верхняя условная граница которой соответствует кровле растительного покрова, а нижняя — поверхности почвы. В этом расчетном модуле, реализованном в программе SurfBal [Гриневский, Поздняков, 2010, 2017; Поздняков и др., 2019], вычисляется расход поступления влаги в зону аэрации, формирующийся с учетом неравномерности поступления осадков, процессов их задержания и испарения растительностью,

снегонакопления и снеготаяния, промерзания и оттаивания почвы, а также стокообразования.

Результаты моделирования водного баланса на поверхности земли определяют условие на верхней границе второго расчетного модуля, представленного моделью одномерного вертикального влагопереноса от поверхности почвы до УГВ с учетом испарения из почвы и транспирационного отбора влаги корнями растений, модель реализована в широко известной программе HYDRUS-1D [Simunek et al., 2009]. В результате через нижнюю границу модели влагопереноса, где задается напор, отвечающий разной глубине залегания УГВ, рассчитывается поток влаги, определяющий условие на верхней границе геофильтрационной модели.

Сочленение одномерных моделей водного баланса на поверхности земли и в ЗА с моделью геофильтрации в границах бассейна р. Судогда осуществилось на основе районирования территории по комплексу метеорологических, ландшафтных и гидрогеологических факторов, в сочетании определяющих различия условий формирования потока влаги на УГВ [Гриневский. Поздняков, 2010]. В качестве таких факторов для изучаемой территории рассматривались тип растительного и почвенного покрова, состав и строение ЗА, а их возможные сочетания характеризуют ландшафты территории, для которых проводится моделирование при разной глубине УГВ в диапазоне от 1 до 10 м на основе многолетних рядов метеорологических данных суточного разрешения по метеостанции г. Владимир. Путем осреднения суточных значений получены среднесноголетние величины положительного нисходящего (ИП) или отрицательного восходящего (ЭТР) потока влаги (W) при разных глубинах УГВ (z), которые аппроксимируются уравнением [Шестаков и др., 1982; Гриневский 2012]:

$$W = W_p - (W_p - W^0) \exp\left(-\frac{z}{Z_0}\right), \quad (2)$$

где W_p — постоянная величина питания при глубоким залегании УГВ, мм/год; а Z_0 (м) и W^0 (мм/год) — константы. При этом каждый расчетный ландшафт характеризуется критической глубиной УГВ $Z_{кр}$ (м), при которой $W=0$, и условия ИП (+ W) меняются на ЭТР (– W):

$$Z_{кр} = -Z_0 \ln \frac{W_p}{W_p - W^0}. \quad (3)$$

Параметры зависимости $W(z)$ (2) характеризуют изменение ИП и ЭТР при снижении УГВ в границах каждого выделенного ландшафта под влиянием водоотбора и использованы для характеристики условия на верхней границе геофильтрационной модели при эпигнозном моделировании

опыта эксплуатации водозабора [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019].

Геофильтрационная модель Судогодского месторождения разработана в границах водосборного бассейна среднего и нижнего течения р. Судогда площадью 1805 км² и подробно описана в [Grinevskiy et al., 2018]. Режим потока в естественных условиях и при водоотборе принимается стационарным. Модельный разрез снизу ограничен регионально выдержанной толщей шелковских глин верхнего карбона и представлен двумя водоносными слоями (грунтовый горизонт и гжельско-ассельский водоносный комплекс) и одной разделяющей толщей, объединяющей моренные, юрские и пермские глинистые отложения, толща локально отсутствует в долине р. Судогда (рис. 1).

Численная реализация геофильтрационной модели выполнена в вычислительном комплексе PMWin (ver. 8.0.43) с расчетным модулем геофильтрации ModFlow [Harbaugh et al., 2000] на равномерной расчетной сетке из 224×200 блоков с шагом 250 м. Для реализации условия (2) на верхней границе геофильтрационной модели в программном комплексе ModFlow использованы модули Recharge и EvapoTranspiration (ET). В модуле Recharge заданы максимальные (потенциальные) величины питания W_p , а в модуле ET — линейная зависимость ЭТР от расчетной глубины УГВ z . Для этого при $z = 0$ задавалось максимальное значение ЭТР ET_0 , равное разности между W_p и W_0 , а глубина УГВ Z_c , при которой ЭТР прекращается, получена из (2), когда $W(Z_c) \approx W_p$. В этом случае при совместной работе пакетов Recharge и ET реализуется граничное условие (2) [Grinevskiy et al., 2018].

Река Судогда на модели задана с помощью расчетного модуля STR [Prudic, 1988], позволяющего учитывать изменение глубины водотока в зависимости от расхода реки, меняющегося под влиянием водоотбора и вариаций годового подземного питания.

Геогидрологическая модель Судогодского месторождения, параметры которой получены по результатам разведочных работ на месторождении с использованием средних ландшафтных характеристик по литературным данным, откалибрована в несколько этапов на основе сопоставления расчетной и фактической глубины снежного покрова, соответствия суммарной среднемноголетней величины эффективного ИП на площади бассейна (за вычетом ЭТР) межennaleму стоку р. Судогда на замыкающем створе бассейна, а также на основе сопоставления распределения фактической и расчетной русловой разгрузки подземных вод по длине р. Судогда и напоров подземных вод по скважинам в естественных условиях и при эксплуатации водозабора [Grinevskiy et al., 2018]. Результаты калибровки показали адекватность модельного представления водно-балансовых и

гидрогеодинамических условий бассейна как в естественных условиях, так и при эксплуатации месторождения, что позволило использовать разработанную геогидрологическую модель бассейна р. Судогда для анализа сложившейся и прогнозной многолетней динамики балансовой структуры ЭЗПВ месторождения.

Методика моделирования. Модельный анализ влияния ожидаемых климатических изменений на формирование ЭЗПВ месторождения выполнен на основе сопоставления результатов эпигнозного моделирования эксплуатации Судогодского водозабора с постоянным суммарным дебитом 53,4 тыс. м³/сут при существующих климатических условиях с результатами расчетов при прогнозных изменениях климата.

Эпигнозное моделирование формирования водного баланса на поверхности земли и в ЗА проведено на основе многолетнего ряда метеорологических характеристик суточного разрешения по метеостанции г. Владимир за 1965–2015 гг., включающих количество осадков, среднюю, максимальную и минимальную температуру и влажность воздуха, а также среднюю скорость ветра. Анализ метеорологических рядов данных показывает, что с начала 80-х гг. прошлого века наблюдается достаточно четкий тренд увеличения среднегодовых значений температуры воздуха. Тенденции изменения среднегодовых значений других метеорологических характеристик (осадки, влажность, скорость ветра) не так однозначны, однако их среднемноголетние характеристики также изменились. Наблюдаемая изменчивость метеорологических характеристик по станции г. Владимир не исключительная, подтверждается данными наблюдений на соседних территориях [Гринеvский, Поздняков, 2017] и возникла, очевидно, вследствие глобальных климатических изменений. Количественная характеристика наблюдаемых изменений проведена путем сопоставления среднемноголетних величин, полученных для двух периодов: условно стабильного климата с 1965 по 1988 г. и нестационарного, изменяющегося — с 1989 по 2015 г. (таблица). Анализ метеоданных показывает, что максимальное увеличение температуры воздуха отмечено в зимний период (максимум в январе, на 2,8–3,5 °C), а осадков — осенью и зимой (рис. 2, а), максимальный рост скорости ветра происходит зимой и весной, а влажности воздуха — летом (рис. 2, б).

Прогнозный анализ влияния ожидаемых климатических изменений проведен на расчетный срок 25 лет, который соответствует принятому периоду оценки и переоценки ЭЗПВ месторождений. Поскольку масштабы глобальных прогнозных климатических изменений в XXI в. сильно различаются в зависимости от используемых моделей и климатических сценариев, было принято, что в ближайшие 25 лет на рассматриваемой территории

Сопоставление наблюдаемых и прогнозных среднемноголетних метеорологических характеристик по метеостанции г. Владимир

Метеорологическая характеристика		Эпигнозные периоды			Прогнозный период	
		1965–1988	1989–2015	изменение	2018–2042	изменение
Температура воздуха, °С	минимальная	0,41	1,39	0,98	2,36	0,97
	максимальная	8,35	9,30	0,95	10,25	0,95
	средняя	4,04	5,03	0,99	6,01	0,98
Осадки, мм/год		622	675	53	731	56
Влажность воздуха, %		76,0	78,9	2,9	81,9	3,0
Средняя скорость ветра, м/с		2,9	3,2	0,3	3,5	0,3

наблюдаемые тенденции изменений метеорологических характеристик на уровне среднемноголетних величин сохраняются (таблица). Согласно этому допущению сформированы прогнозные ряды метеорологических характеристик на период с 2018 по 2042 г. Генерация прогнозных рядов осуществлена на основе данных суточных наблюдений за предшествующий период (1989–2015) с добавлением их прогнозных изменений по среднемесячным значениям. Такие прогнозные ряды, в которых сохраняются наблюдаемые изменения метеоро-

логических характеристик на уровне среднемноголетних значений (таблица), использованы для моделирования водного баланса на поверхности земли в ЗА и расчетов прогнозных зависимостей $W(z)$ (2).

Эпигнозное и прогнозное моделирование Судогодского водозабора проведено на геофильтрационной модели бассейна р. Судогда при задании на ее верхней границе (УГВ) соответствующих параметров эпигнозной и прогнозной зависимости $W(z)$ (2). При этом на модели воспроизведена многолетняя динамика климатических условий путем задания годовых значений W_p и ET_0 . Поскольку стабилизация балансово-гидрогеодинамических условий произошла уже в первый год эксплуатации Судогодского водозабора [Grinevskiy et al., 2018; Grinevskiy, Sporyshev, 2019], моделирование каждого года эпигнозного и прогнозного периодов проведено в стационарной постановке. При этом не учитываются сезонная сработка и восполнение естественных запасов подземных вод, которые не влияют на многолетнюю динамику балансовой структуры ЭЗПВ, что упрощает ее анализ, который выполнен на основе сопоставления баланса расчетных моделей в естественных условиях и при работе водозабора.

Результаты исследований и их обсуждение. Различие современных и прогнозных климатических условий проявляется в изменении зависимости среднемноголетнего потока влаги через УГВ W от глубины его залегания z (2), которая определяет условие на верхней границе геофильтрационной модели. Сопоставление этих зависимостей для современных и прогнозных климатических условий показывает, что прогнозные кривые для всех ландшафтных условий сместились в сторону увеличения положительного (нисходящего) потока влаги через УГВ (рис. 3). Это означает, что принятые в расчетах прогнозные изменения метеорологических характеристик для рассматриваемой территории в целом привели к увеличению ИП и сокращению ЭТР подземных вод, причем наиболее существенно среднемноголетний баланс влаги на УГВ изменился на лесных ландшафтах (рис. 3, б). Детальный анализ результатов моделирования показывает, что такое преобразование водного баланса ЗА связано с тем, что основное увеличение осадков происходит в осенне-зимний

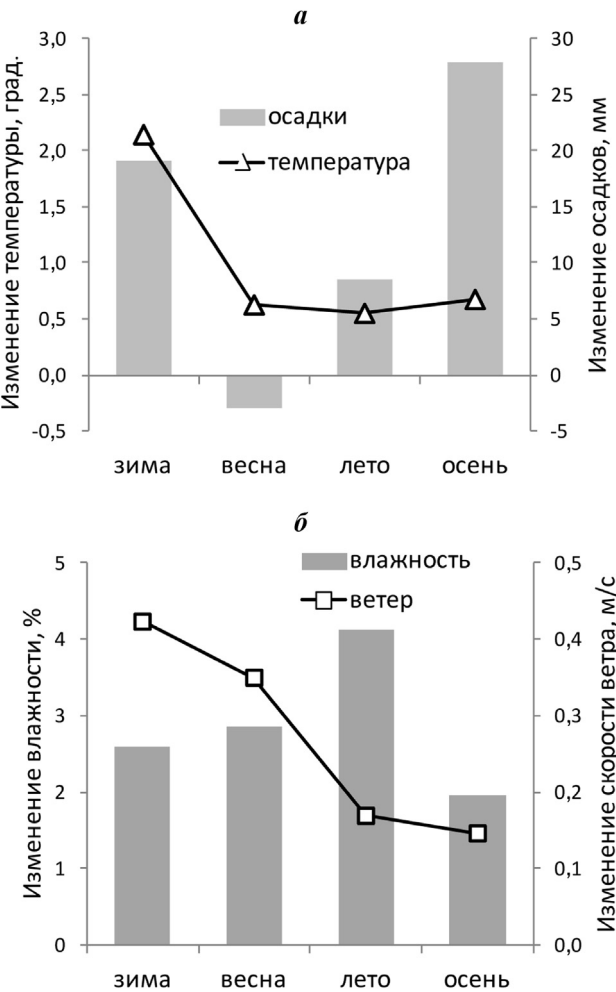


Рис. 2. Изменение сезонных метеорологических характеристик: а — суммы осадков и температуры воздуха; б — относительной влажности воздуха и скорости ветра за период 1989–2015 гг. по сравнению с периодом 1965–1988 гг. по метеостанции г. Владимир

период (рис. 2, а), когда роль эвапотранспирационных процессов минимальна. При этом увеличение зимней температуры воздуха приводит к оттепелям, во время которых происходит поступление в почву талой влаги, большая часть которой раньше уходила с поверхностным стоком в период основного весеннего снеготаяния. В результате интенсивный нисходящий поток влаги в ЗА в осенне-зимний период формирует основную часть годовой суммы ИП и создает запас влаги в почве, достаточный для обеспечения эвапотранспирационных процессов летом, что приводит к сокращению подтягивания влаги с УГВ и снижает ЭТР подземных вод при той же глубине его залегания.

Результаты первого этапа моделирования, при котором воспроизводились естественные водно-балансовые и гидрогеологические условия бассейна, показывают, что прогнозные климатические изменения и связанные с ними рассмотренные преобразования водного баланса ЗА привели к увеличению ИП на площади бассейна р. Судогда и его доли от годовой суммы осадков (рис. 4, а). При этом изменения климатических условий в период 2018–2042 гг. и соответствующий рост ИП вызывают преимущественно увеличение русловой разгрузки подземных вод (рис. 4, б), в то время как ЭТР существенно не меняется. Более того, при близкой к современной водности прогнозных лет ЭТР даже несколько сокращается, и только в годы аномально-высокой водности происходит ее заметное увеличение (рис. 4, в).

На втором этапе проведено моделирование работы водозабора, которое позволило оценить динамику балансовой структуры ЭЗПВ при существующих и прогнозных климатических условиях (рис. 5). Результаты моделирования показывают, что структура годового баланса ЭЗПВ за счет изменения климатических условий принципиально не изменилась и обеспечена преимущественно инверсией естественной разгрузки подземных вод в реки в области влияния водозабора. Многолетние вариации ее доли в балансе водозабора при существующих климатических условиях составляют 66–79% и возрастают до 78–82% в прогнозный период. Доля привлечения речных вод в

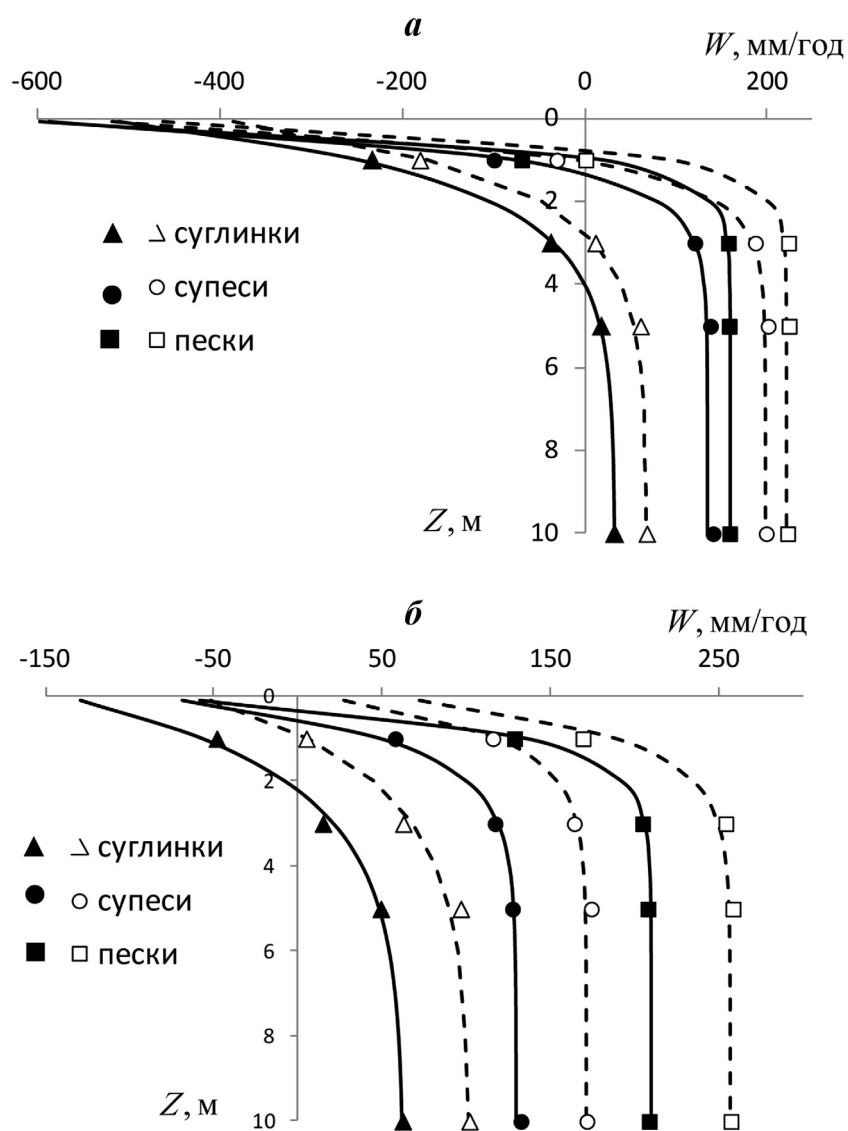


Рис. 3. Расчетные зависимости среднееголетних величин ИП (+ W) и ЭТР ($-W$) от глубины залегания уровня грунтовых вод (z) для полевого (а) и лесного (б) ландшафтов и разного литологического состава зоны аэрации при современных (сплошные линии, черные значки) и прогнозных (штриховые линии, белые значки) климатических условиях

современный период меняется от 1 до 19%, а при прогнозных климатических условиях ее роль сокращается до нуля и не превышает 5%. Наиболее стабильно в многолетнем режиме обеспечение водозабора за счет сокращения ЭТР и увеличения ИП — годовые вариации суммарной доли этих статей баланса составляют 15–21% в современный и 13–22% в прогнозный периоды соответственно. Это связано с тем, что естественная ЭТР существенно зарегулирована энергетическими пределами эвапотранспирационных процессов и положением УГВ, и ее заметное увеличение проявляется только в годы аномально-высокой водности (рис. 4, в).

Таким образом, многолетние вариации климатических условий приводят главным образом к перераспределению доли привлечения речных вод и инверсии разгрузки в балансе водозабора,

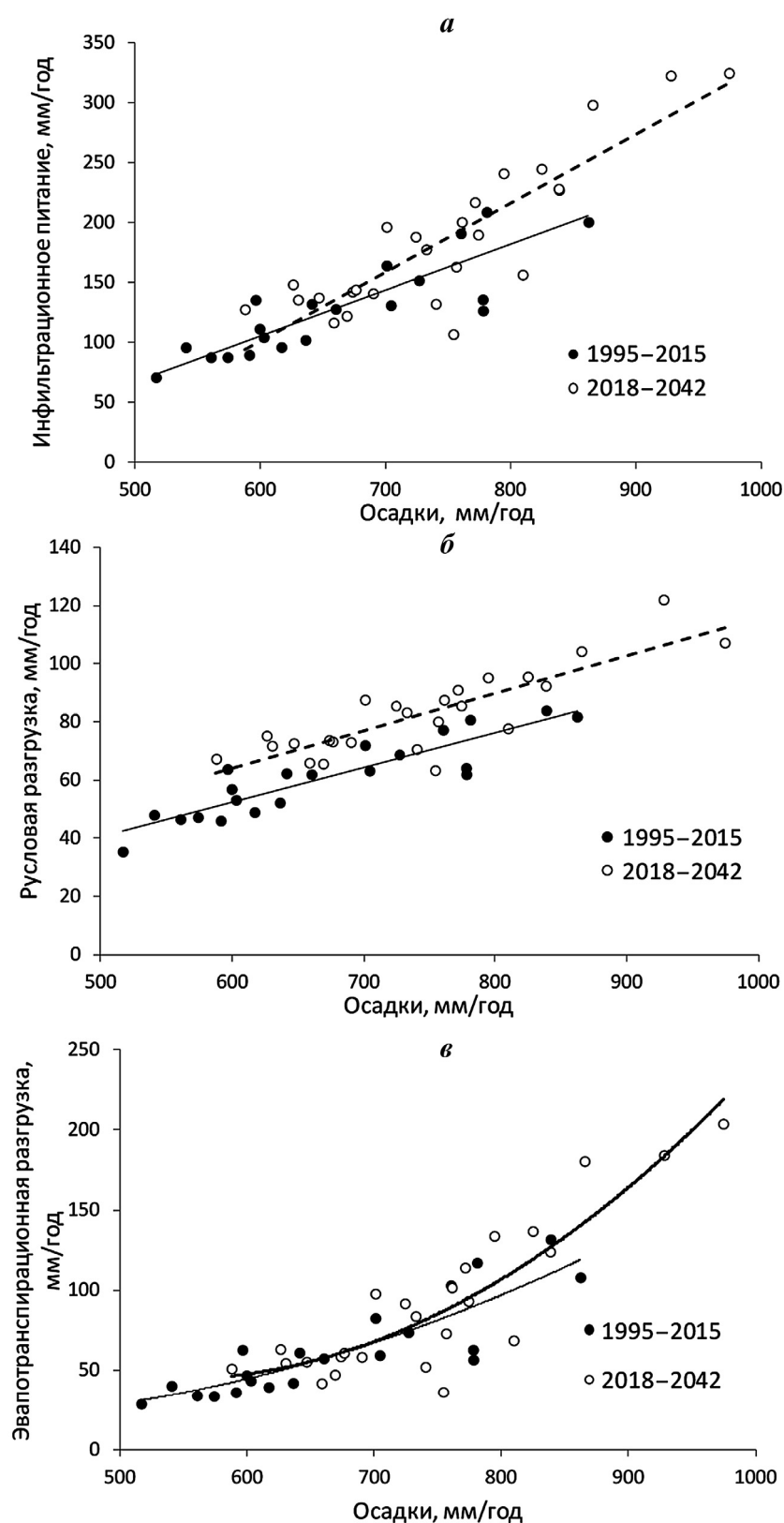


Рис. 4. Зависимости годовых величин: *а* — инфильтрационного питания; *б* — русловой разгрузки в реки и *в* — эвапотранспирационной разгрузки подземных вод на площади бассейна р. Судогда от суммы осадков за гидрологический год (с апреля по март) в современный (1995–2015) и прогнозный (2018–2042) периоды

годовых сумм осадков и ИП, доля привлечения воды из реки в балансе ЭЗПВ становится незначительной, а балансовая структура водоотбора в многолетнем режиме — более стабильной, обеспеченной преимущественно естественными ресурсами подземных вод.

Сопоставление многолетней динамики годовых величин ущерба стоку р. Судогда показывает (рис. 6), что изменение климатических условий не приведет к существенным изменениям воздействия эксплуатации подземных вод на речной сток. При современных и прогнозных климатических условиях, в зависимости от водности года, сокращение стока меняется в небольших пределах — от 42 до 46 тыс. м³/сут, составляя 78–86% от дебита водозабора. Однако следует отметить, что при близкой водности лет и одинаковом ИП, несмотря на уменьшение привлечения речных вод, величины абсолютного ущерба стоку в прогнозный период оказываются больше (рис. 6). Это связано с тем, что, как отмечено выше, прогнозные климатические изменения за 2018–2042 гг. в большей степени проявились в увеличении русловой разгрузки подземных вод, чем в ЭТР (рис. 4, *б*, *в*). Соответственно, выросла и доля инверсии русловой разгрузки в балансовом обеспечении дебита эксплуатации (рис. 5), и в рассматриваемый прогнозный период основное влияние водоотбора на речной сток осуществляется главным образом посредством сокращения подземного питания реки.

Вместе с тем результаты моделирования показывают, что в прогнозный период происходит увеличение разгрузки подземных вод в речную сеть за пределами области влияния водоотбора, в частности выше по течению, что существенно увеличивает транзитный расход р. Судогда на участке водозабора. В этих условиях относительный ущерб стоку реки за счет эксплуатации подземных вод за прогнозный период становится меньше.

при котором в маловодные годы относительная роль привлечения воды из реки возрастает, а в многоводные — снижается (рис. 5). В прогнозный период 2018–2042 гг., характеризующийся ростом

Заключение. Результаты исследований показали, что в ближайшие 25 лет прогнозные климатические изменения, которые соответствуют наблюдаемому с 80-х гг. прошлого века увеличению

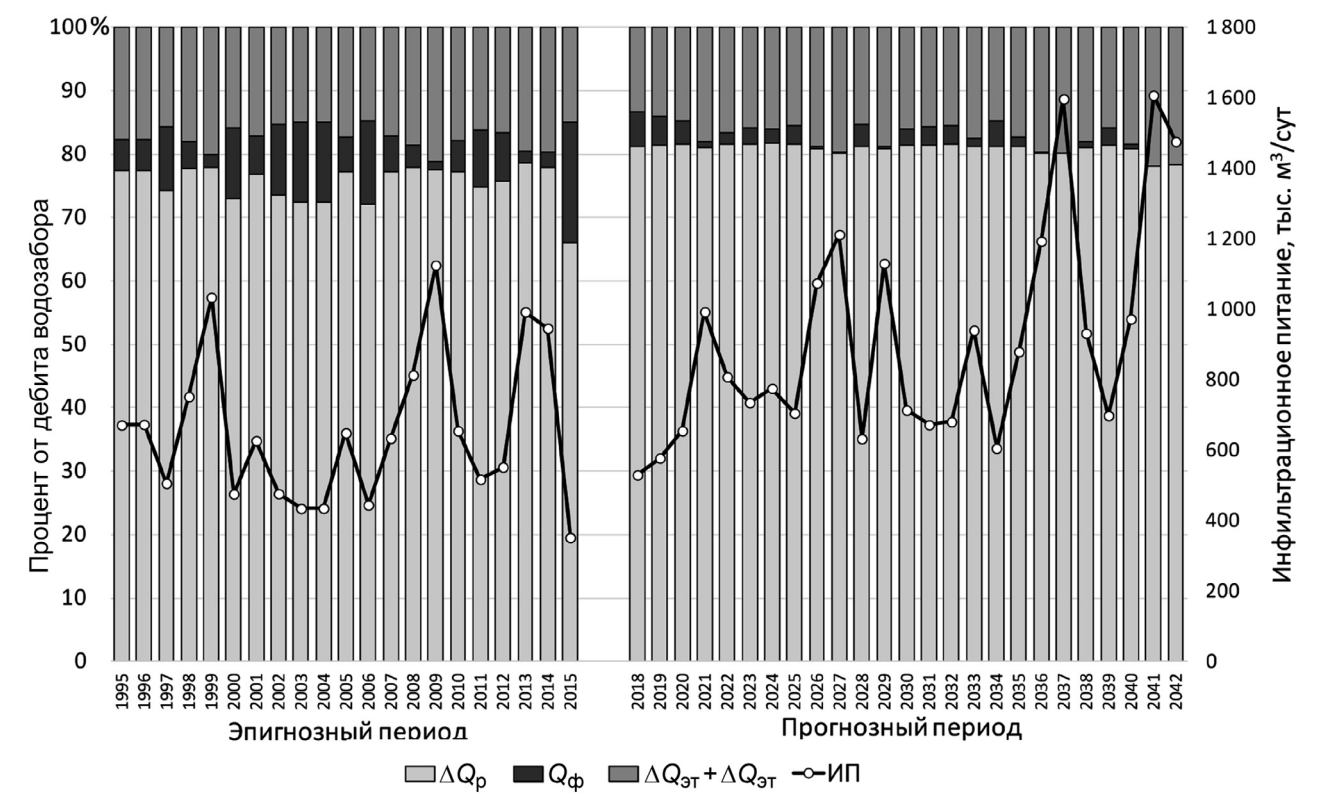


Рис. 5. Многолетняя динамика балансовой структуры ЭЗПВ Судогодского месторождения и суммарного ИП на площади бассейна р. Судогда: ΔQ_p — сокращение русловой разгрузки подземных вод; Q_{ϕ} — привлечение из реки; $\Delta Q_{\text{эт}} + \Delta Q_{\text{эт}}$ — сумма сокращения ЭТР и увеличения ИП

температуры воздуха и количества осадков, на рассматриваемой территории Судогодского месторождения подземных вод приведет к увеличению ИП за счет преобразования водного баланса в ЗА. Увеличение ИП в основном проявится в соответствующем увеличении естественной разгрузки подземных вод в речную сеть и в меньшей степени повлияет на ЭТР. Это связано с тем, что наиболее

существенные изменения метеорологических характеристик происходят в осенне-зимний период, когда роль эвапотранспирационных процессов минимальна.

Сопоставление результатов моделирования работы Судогодского водозабора при существующих и прогнозных климатических условиях на ближайший 25-летний срок его работы показало,

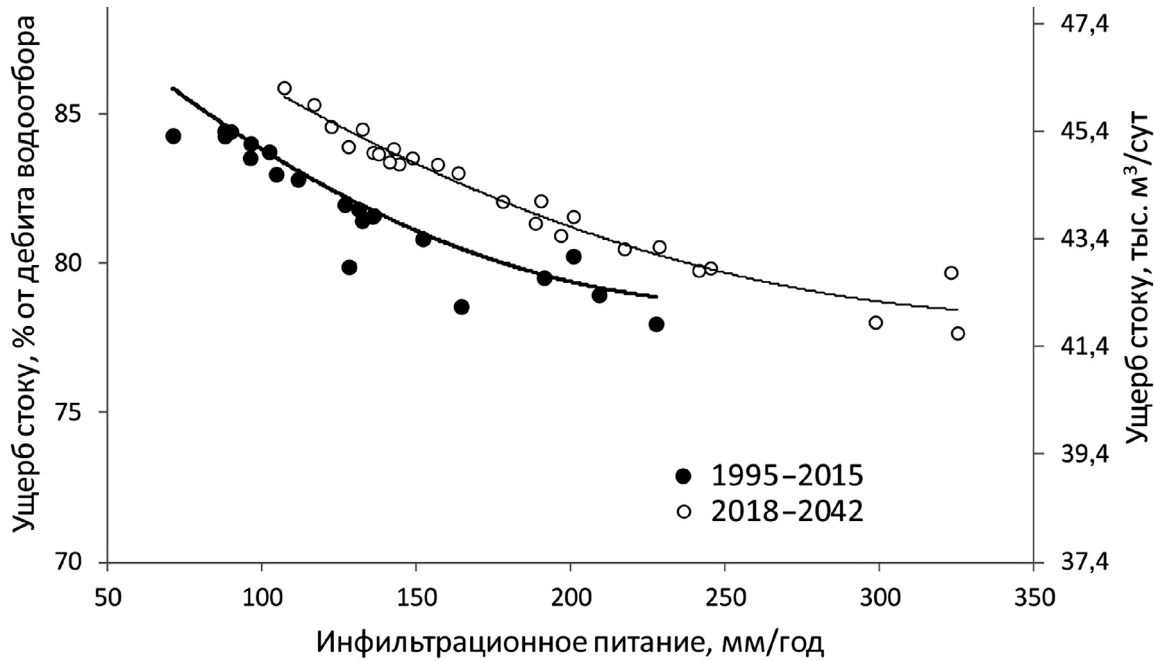


Рис. 6. Зависимость годового ущерба речному стоку от суммарного годового инфильтрационного питания на площади бассейна р. Судогда при современных (1995–2015) и прогнозных (2018–2042) климатических условиях

что ожидаемые изменения климата не приведут к существенным преобразованиям годовой балансовой структуры эксплуатационного водоотбора, а проявятся только в изменении соотношения естественных и привлекаемых из реки ресурсов. При этом прогнозируемое сокращение доли привлечения воды из реки следует считать благоприятной тенденцией с точки зрения балансовой обеспеченности водоотбора и сохранения качества отбираемой воды.

Прогнозные вариации климатических условий не приведут также к существенным изменениям масштаба воздействия эксплуатации подземных вод на речной сток. Полученный по результатам прогнозного моделирования некоторый рост абсолютных величин сокращения речного стока, очевидно, не будет иметь негативных последствий, поскольку одновременно происходит увеличение транзитного речного стока на участке водозабора за счет более высокой естественной разгрузки подземных вод выше по течению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д. и др. Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 75–85.

Боревский Б.В., Дробноход Н.И., Язвин Л.С. Оценка запасов подземных вод. Киев: Вища школа, 1989. 407 с.

Гринеvский С.О. Оценка инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод на основе геогидрологических моделей: Автореф. докт. дисс. М., 2012.

Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.

Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 42–50.

Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Телегина Е.А. Изменение зимнего стока рек европейской части России // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 6. С. 581–588.

Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Рец Е.П., Бугров А.А. Особенности формирования современных ресурсов подземных вод европейской части России // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 5. С. 457–466.

Поздняков С.П., Гринеvский С.О., Дедюлина Е.А., Кореко Е.С. Чувствительность моделирования сезонного промерзания к расчетной модели теплопроводности снежного покрова // Снег и лед. 2019. № 1.

Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982. 244 с.

Beigi E., Tsai F.T.C. Comparative study of climate-change scenarios on groundwater recharge, southwestern Mississippi and southeastern Louisiana, USA // J. Hydrogeol. 2015. Vol. 23(4). P. 789–806.

Clilverd H.M., White D.M., Tidwell A.C., Rawlins M.A. The sensitivity of northern groundwater recharge to climate change: a case study in northwest Alaska // J. Amer. Water Res. Assoc. 2011. P. 1–13.

Гидрогеологические условия Судогодского месторождения, на примере которого проведены исследования, можно считать типичными для преречных месторождений равнинных рек в гумидном климате, эксплуатирующих грунтовые или тесно связанные с ними межпластовые воды близких к поверхности водоносных горизонтов. Балансово-гидрогеодинамические условия таких месторождений, формирующиеся при существенном влиянии климатических и гидрологических факторов, очевидно, наиболее восприимчивы к происходящим и ожидаемым изменениям климата. Однако исследования показали, что ожидаемые прогнозные климатические изменения в масштабе наблюдаемых в настоящее время по многим метеостанциям в центре европейской части России [Гринеvский, Поздняков, 2017] в ближайшие 25 лет не приведут к серьезным изменениям в режиме эксплуатации подземных вод.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-10187).

Crosbie R.S., Scanlon B.R., Mpelasoka F.S. et al. Potential climate change effects on groundwater recharge in the High Plains Aquifer, USA // Water Res. 2013. Vol. 49(7). P. 3936–3951.

Goderniaux P., Brouyere S., Wildemeersch S. et al. Uncertainty of climate change impact on groundwater reserves — Application to a chalk aquifer // J. Hydrology. 2015. Vol. 528. P. 108–121.

Grinevskiy S., Filimonova E., Sporyshev V. et al. Evapotranspiration capture and stream depletion due to groundwater pumping under variable boreal climate conditions: Sudogda River Basin, Russia // J. Hydrogeol. 2018. Vol. 26, Iss. 8. P. 2753–2767.

Grinevskiy S., Sporyshev V. Features of the balance structure formation of groundwater withdrawal and its effect on river flow at a subsoil water level drawdown // Water Res. 2019. Vol. 49, N 3. P. 319–331.

Harbaugh A., Banta E., Hill M., McDonald M. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process // U.S. Geol. Surv., Open File Rep. 2000. 92 p.

Prudic D.E. Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model // U.S. Geol. Surv., Open. File Rep. Nevada, Carson City, 1988. P. 88–729.

Raftery A.E., Zimmer A., Frierson D.M.W. et al. Less than 2 degrees C warming by 2100 unlikely // Nature Climate Change. 2017. Vol. 7, Iss. 9. P. 637–641.

Taylor R.G., Scanlon B., Doll P. et al. Ground water and climate change // Nature Climate Change. 2013. Vol. 3. P. 322–329.

Šimůnek J., Šejna M., Saito H. et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 4.08 // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside, 2009. 296 p.

Поступила в редакцию 06.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 19.09.2019

УДК 550.837.2:621.396.6

М.С. Судакова¹, М.Л. Владов²

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ПЕСКА В ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ –20 ДО +20 °С

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

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СЦ РАН, 625026, Тюменская обл., г. Тюмень, ул. Малыгина, 86

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

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, 625026, Tyumen region, Tyumen, Malygina st., 86

Область фазового перехода воды разделяет две области аппроксимации грунта с точки зрения его упругих свойств. Представляет интерес изменение акустических характеристик, как кинематических, так и динамических, в процессе замерзания и оттаивания, так как они могут быть индикаторами различных неупругих характеристик процесса перехода из одного состояния в другое. Статья посвящена решению следующих задач: создание измерительной ячейки, вносящей минимальные искажения в процесс получения волновых картин проходящих p и s волн, обеспечение контроля за температурой образца, проведение ультразвуковых измерений с шагом по времени, обеспечивающим необходимую детальность, анализ зарегистрированных волновых картин и их изменения в процессе фазового перехода.

Ключевые слова: ультразвуковые измерения, затухание сигнала, мерзлые грунты, неконсолидированные грунты, динамические характеристики.

Water phase transition divides the areas of soil approximation from the point of view of its elastic properties. It is interesting to study changing of acoustic characteristics, both kinematic and dynamic, in the process of freezing and thawing, since they can be indicators of various inelastic characteristics of the transition from one state to another. In the article we present results of initial stage of research on the topic identified in the title. This includes: design of a measuring cell that introduces minimal distortions in ultrasonic p and s waves measurements on water-saturates ground sample, monitoring sample temperature, performing ultrasonic measurements with a time step that provides necessary detailing for observing time and temperature dependencies of the waves characteristics registered during the phase transition data analysis.

Key words: ultrasound, attenuation, frozen ground, unconsolidated ground, dynamic characteristics.

Введение. Из общей площади суши и шельфа нашей планеты почти 40% занято многолетне-мерзлой криолитозоной [Ершов, 2002]. Перед специалистами стоят не только научные задачи изучения и наблюдения за многолетнемерзлыми породами (ММП), но и множество практических задач, связанных со строительством, прокладкой дорог и трубопроводов, бурением разведочных и промысловых скважин в зоне развития ММП. Необходима постоянная поддержка безопасности строительных и инженерных объектов, связанных с их тепловым воздействием на многолетнемерзлые породы [Осипов, 2017]. В последние десятилетия активно обсуждается вопрос деградации мерзлоты, обусловленной как глобальными, так и локальными причинами. Задача изучения и мониторинга состояния мерзлых пород стоит на повестке дня и является не только научной, но и практической.

На сегодняшний день физические свойства как мерзлых, так и талых пород и грунтов довольно хорошо изучены; использованию геофизических методов, в частности сейсморазведки, для исследования пород и грунтов верхней части разреза посвящено множество работ, например, такие монографии, как [Зыков, 2007; Фролов, 1998; Горяинов, 1992].

Сейсморазведка изучает упругие свойства среды, к которым относят значения скорости распространения упругих волн, интенсивность и форму колебаний при их распространении [Ерофеев и др., 2006]. Тем не менее до настоящего времени сохраняется положение, когда основной изучаемый параметр волновых картин упругих волн — время прихода продольной волны. Это объясняется тем, что скорость распространения волн связана с прочностными и деформацион-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ст. преп., канд. физ.-мат. н., ИКЗ ТюмНЦ СО РАН; *e-mail*: m.s.sudakova@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, заведующий кафедрой, профессор, доктор физ.-мат. н.; *e-mail*: vladvov@geol.msu.ru

ными характеристиками устойчивыми для разных типов грунтов корреляционными соотношениями, которые используются в инженерной геологии и строительстве [Ананьев, Потапов, 2005]. При этом динамические параметры остаются без внимания исследователей.

Мерзлые дисперсные породы содержат большое количество разных типов воды в различных агрегатных состояниях, находящихся в свою очередь в зависимости от температуры. Это обеспечивает специфические связи между частицами грунта, создавая консолидированную среду, в известной степени близкую к идеально упругому телу Гука [Зыков, 2007; Скворцов и др., 2014]. Однако при повышении температуры и оттаивании связи разрушаются, и весь массив переходит из монолитного состояния в неконсолидированное [Ершов, 2002; Вакулин, 2011].

Фактически область фазового перехода воды разделяет две области аппроксимации грунта с точки зрения его упругих свойств. В области жидкого состояния воды аппроксимация неконсолидированной среды идеально упругим телом Гука очевидно неправомерна. Ряд современных теорий распространения упругих волн в неконсолидированных средах, составляющие элементы которых имеют линейные размеры много меньшие длин волн упругих колебаний, плохо согласуются между собой.

Например, широко известны три неупругие модели двухфазных неконсолидированных осадков: модель Био–Столла (BSM) [Stoll, 1980]), расширенная модель Био–Столла с учетом выжимания флюида и потерь на сопротивление сдвигу (BICSQS) [Chotiros, Isakson, 2004] и модель межзернового трения (GS) Букингэма [Buckingham, 2005]. Общая теория распространения упругих волн в неконсолидированной среде, учитывающая дисперсию акустических свойств и поглощение акустической энергии в среде и связывающая свойства среды и свойства акустического сигнала, отсутствует.

Примеры зависимостей скоростей упругих волн в водонасыщенных дисперсных грунтах различной засоленности от температуры можно найти, например, в работах [Yoshisuke et al., 1972; Li et al., 2016]. Динамические параметры сигнала — амплитуда, частота, ширина спектра — практически не рассматриваются.

Температурная зависимость значений скоростей распространения акустических волн выглядит как «ступень» с одним значением для мерзлого состояния и другим — для немерзлого. При этом область перехода по температурной шкале от левой асимптоты «ступени» к правой мало исследована. В работе [Воронков и др., 1991] лишь отмечено, что переход должен занимать интервал от -2 до $+2$ °C и что значения скорости волн значительно отличаются для мерзлых низкотемпературных и для

мерзлых высокотемпературных грунтов. В статье [Скворцов и др., 2014] отмечена неоднозначность определения состояния водонасыщенных песчано-глинистых ММП при близкой к нулю отрицательной температуре только по значениям скорости, и предлагается использовать коэффициент Пуассона как более надежный критерий.

Несмотря на то что лабораторным ультразвуковым измерениям на образцах грунтов различного состава при положительных и отрицательных значениях температуры посвящено довольно много статей, например [Kurfurst, 2011; Li et al., 2016; Дучков и др., 2017], нам удалось найти только одну работу, в которой рассматриваются динамические характеристики продольных волн в дисперсных засоленных грунтах при температуре от -30 °C до $+10$ °C [Dou, 2015], динамические параметры поперечных волн не исследованы.

Таким образом, динамические параметры продольных и поперечных волн, прошедших через дисперсный грунт, не используются для характеристики состава и состояния (например, в зависимости от температуры) этого грунта. Кроме того, по нашему мнению, представляет интерес изменение акустических характеристик как кинематических, так и динамических в процессе замерзания и оттаивания грунтов, так как они могут быть индикаторами различных неупругих характеристик процесса перехода из одного состояния в другое.

Рассмотрим результаты начального этапа исследований по теме, обозначенной в названии. Цель исследований — анализ изменений кинематических и динамических характеристик сейсмического сигнала на всех стадиях перехода от мерзлого грунта к талому и наоборот. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1) создание измерительной ячейки, содержащей модельный образец неконсолидированного грунта, — водонасыщенный песок, вносящей минимальные искажения в процесс получения волновых картин проходящих продольных и поперечных волн;

2) обеспечение контроля за температурой образца в измерительной ячейке в процессе ультразвуковых измерений на двух типах волн;

3) проведение ультразвуковых измерений с шагом по времени, обеспечивающим необходимую детальность для построения зависимостей характеристик волновых полей от времени и температуры;

4) анализ зарегистрированных волновых картин и их изменений в процессе фазового перехода.

Материалы и методы исследования. Фото измерительной ячейки и схема измерений приведены на рис. 1. В качестве модельного образца неконсолидированного грунта был взят подмосковный флювиогляциальный среднезернистый чистый песок, полностью насыщенный водопроводной водой. Такой образец не имеет собственной формы и нуждается в некоторой оболочке, контейнере и

т.п., что позволило бы зафиксировать линейные размеры образца и положение источников и приемников на его поверхности. Здесь возникают проблемы с исключением влияния оболочки на результаты измерений. Материал контейнера не должен участвовать в процессе распространения проходящей волны от источника к приемнику.

Максимально возможный размер контейнера подбирали исходя из того, что проходящий сквозь образец сигнал должен уверенно выделяться на фоне помех, учитывая, что неконсолидированные грунты характеризуются высокими значениями поглощения упругих волн [Holmes et al., 2007]. Для возможности анализа сигналов, прошедших разный путь в образце, хотя бы две стороны контейнера должны отличаться по длине.

В соответствии с вышеизложенным был подобран пластиковый контейнер, имеющий форму параллелепипеда с квадратом в основании со стороной 4,5 см и высотой 10 см. В сторонах контейнера были проделаны круглые отверстия, диаметр которых равен диаметру основания датчиков. Внутри контейнер был выстлан полиэтиленом, закрывающим отверстия под датчики. Датчики не соприкасались с контейнером, и контакт образца с датчиками осуществлялся только через полиэтиленовую пленку. Акустический контакт датчиков с образцом был постоянен в течение всех циклов замораживания и размораживания. Внутри образца постоянно находился датчик логгера. Для замораживания образец помещали в морозильную камеру, в которой поддерживалась температура -28°C . Для оттаивания образец извлекался из морозильной камеры в помещение с комнатной температурой около 20°C .

Методика измерений. Измерения проводили с использованием датчиков продольных и поперечных волн по методике прямых контактных измерений с использованием прямых волн. Датчики располагали один напротив другого по длинной и короткой сторонам измерительной ячейки. Интервал, необходимый для переключения каналов осциллографа между измерениями на разных базах, составлял не более 1 мин. Интервал времени между записями волнового поля с двух пар датчиков составлял 10 минут. Интервал времени между записями показаний логгера составлял 1 с между записями. Эксперимент считался законченным (образец полностью замороженным/

оттаявшим), если температура внутри образца приближалась к -20 или к $+20^{\circ}\text{C}$, и сигнал на осциллографе уже не менялся со временем.

Аппаратура. Аппаратура для лабораторных акустических измерений в виде стандартных комплексов отсутствует в отечественной промышленности и конструируется по требованиям задачи и условиям эксперимента из блоков и элементов промышленного производства и действующих макетов устройств, разработанных и созданных коллективом лаборатории [Владов и др., 2016].

Для измерений использовались пьезоэлектрический преобразователь продольных волн П111-0,1-П31МС и пьезоэлектрический преобразователь поперечных волн V1548 фирмы «PANAMETRICS-NDT» с частотой излучения 0,1 МГц, размер контактной поверхности (диаметр) — 26 и 25 мм соответственно.

Регистрация измерений проводилась с помощью двухканального цифрового запоминающего осциллографа ADS-2061MV. С помощью программного обеспечения Актаком DSO-Soft анализировались сигналы, полученные от осциллографа. Подключение осциллографа к ПК производилось по USB интерфейсу. Зарегистрированные в памяти ПК файлы с записями волновых картин и служебной информации с помощью специальной программы Актаком преобразовывались в промежуточный формат, а затем с помощью оригинальной программы с использованием MATLAB — в записи в формате «.sgu».

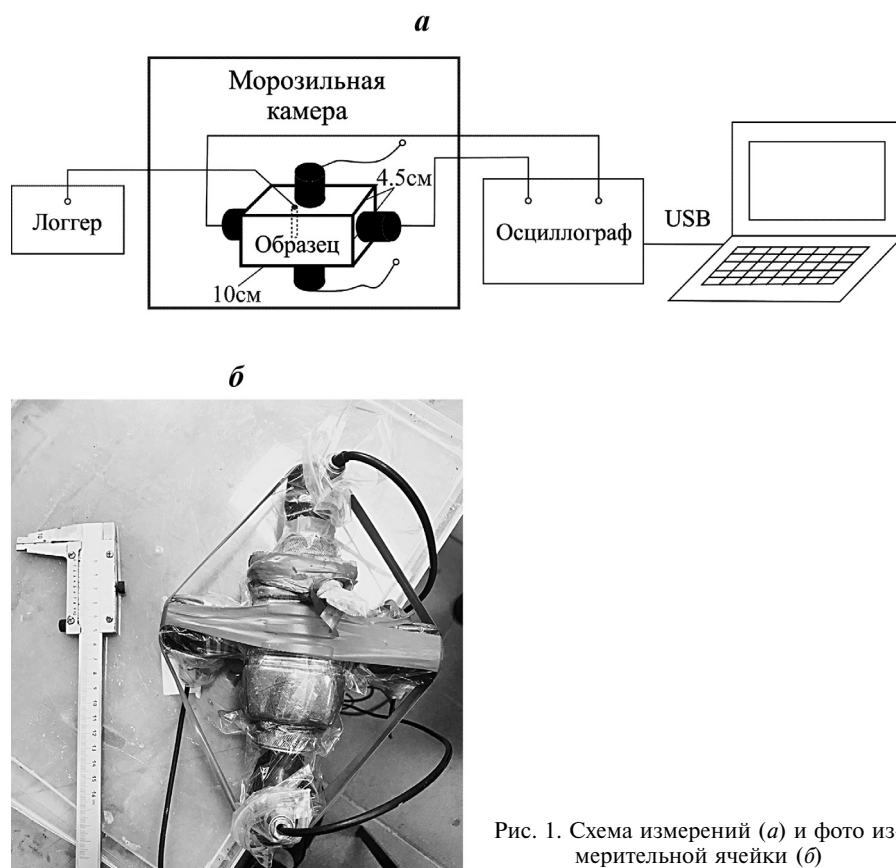


Рис. 1. Схема измерений (а) и фото измерительной ячейки (б)

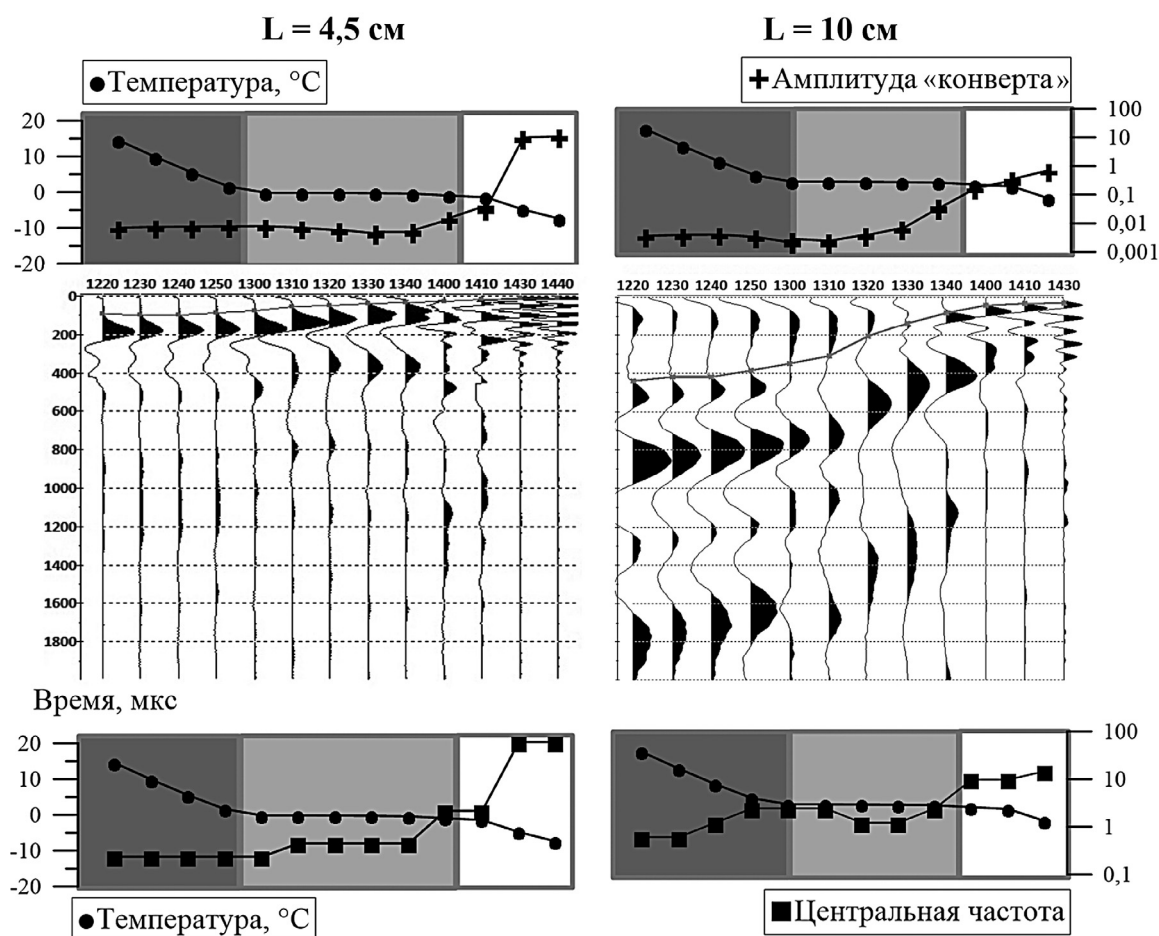


Рис. 2. Цикл замораживания, p -волны. Описание рисунка см. в тексте

Для измерения температуры использовался четырехканальный логгер «НОВО» «U2 Otudoor/Industrial», точность измерения $0,1^{\circ}\text{C}$.

Результаты исследования и их обсуждение. Измерение параметров записи со временем. Результаты эксперимента показали сложность получения качественных записей продольных волн для образцов водонасыщенных неконсолидированных сред из-за большого затухания сигнала, особенно при положительных значениях температуры на фоне шумов и помех. Существенная доля трудностей связана с желанием проследить весь цикл замораживания или размораживания на одном образце с минимальными изменениями режима работы аппаратуры, при этом

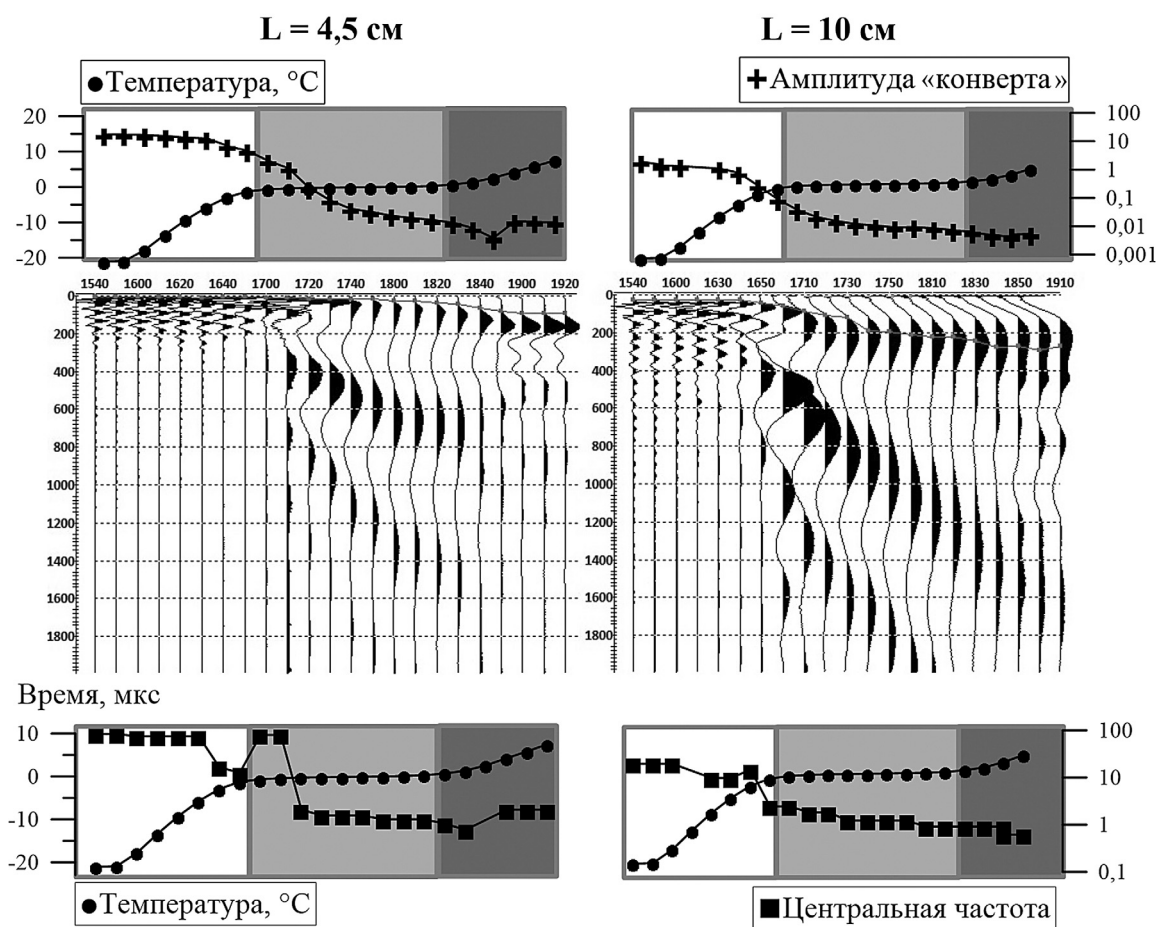
- время прихода волн на малой базе измерений при отрицательной температуре более чем на порядок меньше времени прихода волны при измерениях на большой базе при положительной температуре;

- амплитуда полезного сигнала на малой базе измерений при отрицательной температуре на 3–4 порядка больше, чем при измерениях на большой базе при положительной температуре;

- амплитуды шумов и наводок, а также длительность аппаратных наводок в начальной части

записи, которые маскируют момент прихода полезного сигнала, сохраняются в течение всего цикла измерений.

На рис. 2–5 приведены необработанные сейсмограммы из зарегистрированных трасс для двух баз измерений и двух типов волн. Вертикальный масштаб для сейсмограмм продольных и поперечных волн отличается в 1,5 раза. Для лучшей визуализации усиление подобрано таким образом, чтобы амплитудный уровень всех трасс на одной сейсмограмме был одинаков. На записях продольных волн, полученных при положительных значениях температуры с расстоянием между датчиками 10 см (правые части на рис. 2, 3), амплитуда сигнала в районе первого вступления сравнима с амплитудой наводки от импульса запуска, которую можно наблюдать в верхней части записи. На остальных записях вступление сигнала отчетливо выделяется на фоне шумов и помех. Наводка от импульса запуска присутствует на всех трассах, полученных с датчиками продольных волн, и не меняется со временем, но становится незаметна на фоне относительно большого сигнала при измерениях на базе 4,5 см и в случае мерзлого образца на базе 10 см. Для более уверенного выделения первого вступления импульса волны,

Рис. 3. Цикл оттаивания, p -волны. Описание рисунка см. в тексте

прошедшей через 10 см неконсолидированного песка, необходимо разработать аппаратные или методические изменения.

Для исследования были выбраны следующие эффективные параметры: скорость распространения волн в образце, амплитуда «конверта»: сумма абсолютных значений максимальной и минимальной амплитуды сигнала и центральная частота, соответствующая максимуму спектральной плотности. Динамические параметры «снимались» автоматически в программном пакете RadexPro в окне, равном двум видимым периодам (4 фазам), которые отсчитывались от времени вступления сигнала. Контроль за работой модуля проводился вручную на выборочных трассах.

На рис. 2–5 отображено изменение записи продольных волн, температуры внутри образца и динамических параметров сигнала со временем. Время показано по оси X в формате ЧЧММ, L — расстояние между датчиками. Темно-серым показана положительная температура, светло-серым — нулевая, белым — отрицательная. На сейсмограммах серым цветом показано время вступления сигнала. Применена процедура выравнивания амплитуд разных трасс одной относительно другой.

Характер записей сигналов и их изменения во времени одинаков для записей датчиков продольных и поперечных волн. При охлаждении образца после достижения нулевой температуры постепенно увеличиваются видимая частота записи и время прихода сигнала, возможно, пока вода во всем образце не замерзнет. После полного замерзания воды при дальнейшем понижении температуры сигнал становится стабильным: с относительно большой центральной частотой и малым временем прихода волны. После полного замерзания образца в несколько раз уменьшается длительность сигнала по сравнению с областью положительных значений температуры.

Амплитуда сигнала при охлаждении не меняется со временем при положительной температуре, а по достижении 0°C начинает постепенно расти. Темп роста снижается после прохождения области фазового перехода воды, однако амплитуда продолжает увеличиваться и выходит на асимптоту при температуре внутри образца ниже -5°C .

Центральная частота сигнала продольных и поперечных волн в полностью замерзшем образце на 2–3 порядка выше центральной частоты сигнала в образце в талом состоянии. Амплитуда «конверта» выше на 3–4 порядка.

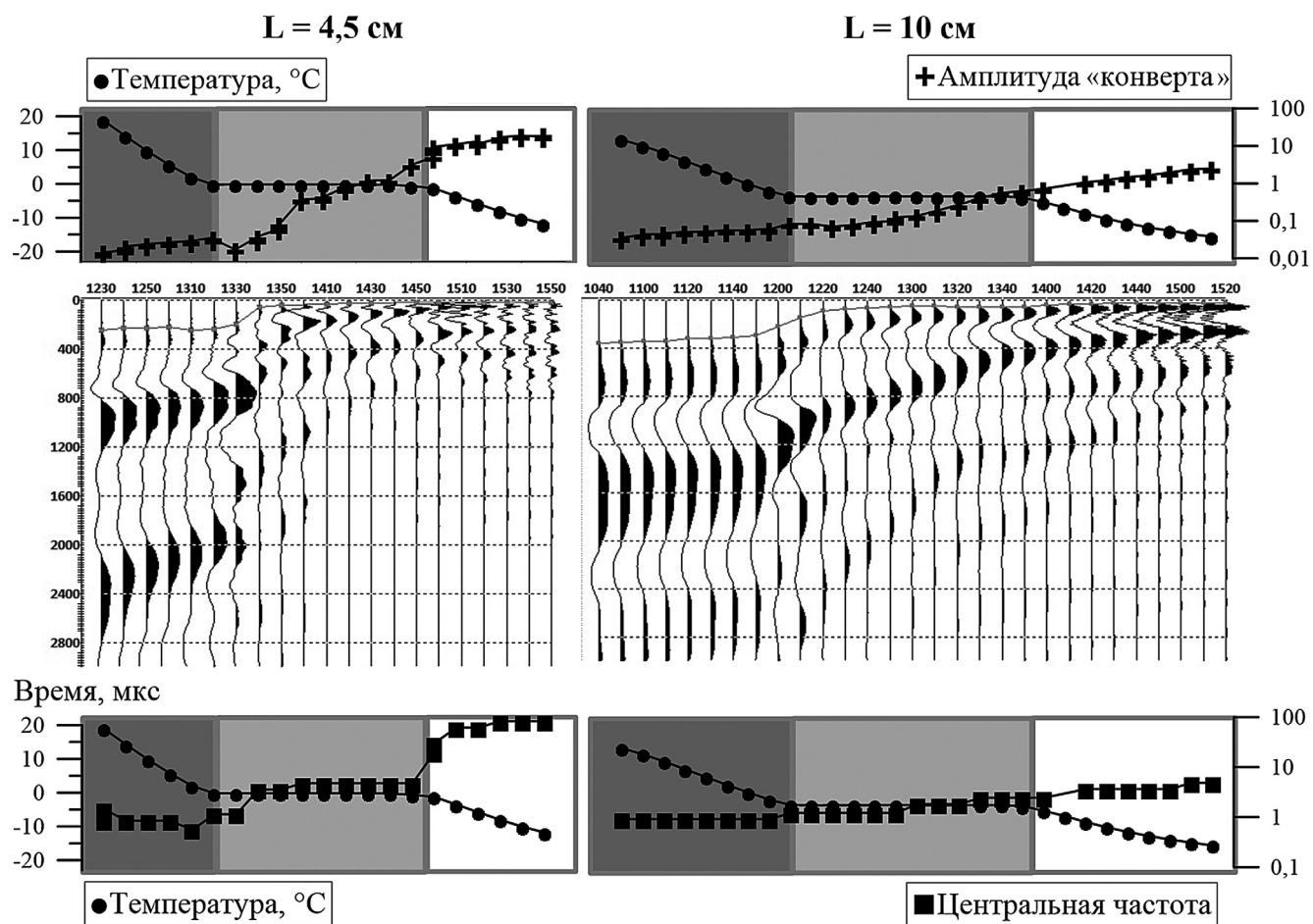


Рис. 4. Цикл заморзания, s -волны. Описание рисунка см. в тексте

Видимое изменение параметров записи при практически постоянном значении температуры около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в области фазового перехода в течение относительно долгого времени свидетельствует о переходе образца из одного состояния в другое, установлении или разрушении структурных связей, изменении его механических свойств. Поэтому параметры волнового поля могут быть использованы для количественного описания этого процесса.

Вид кривых зависимостей амплитуды и времени прихода волн от температуры или времени замораживания в эксперименте не меняется и в процессе оттаивания, меняется лишь направленность процесса.

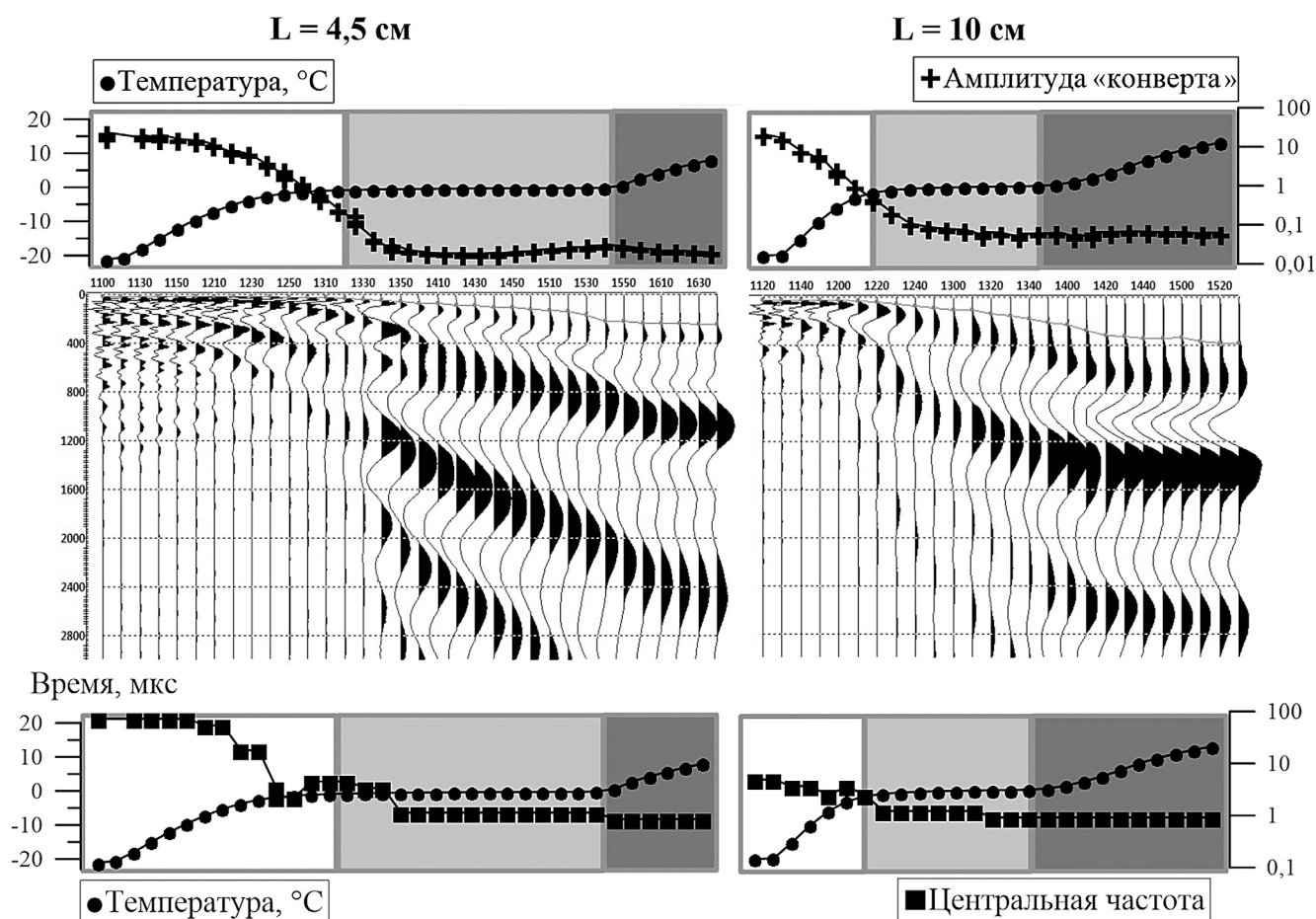
Амплитуда сигнала и его видимая частота выше при измерениях на расстоянии 4,5 см по сравнению со значениями, измеренными на расстоянии между датчиками 10 см. Это заметное влияние поглощения упругой энергии как частотно-зависимого фактора, однако его количественный анализ выходит за рамки этой статьи.

Заключение. Предложенная технология измерений позволяет детально по времени и температуре получить волновые картины продольных и поперечных волн при замораживании и оттаивании грунта.

Изучены амплитудно-частотные характеристики акустического сигнала непосредственно при изменении фазового состояния грунта. Полученные записи пригодны для акустического описания процесса перехода от одной модели среды — идеально упругого тела Гука (с соответствующей моделью распространения упругих волн в нем) — к пока неформализованной модели неконсолидированной и неидеально упругой многокомпонентной среды, где описание процесса распространения волн не формализовано в рамках общей теории.

Структура полученных записей сигналов и их изменений во времени одинакова для записей датчиков продольных и поперечных волн, изменение параметров и характеристик записи при оттаивании такое же, как и при охлаждении, но в обратном порядке. При охлаждении после достижения нулевой температуры видимая частота записи, время прихода и амплитуда сигнала постепенно увеличиваются. Дальнейшее уменьшение температуры до $-3\ldots-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ приводит к стабилизации сигнала и увеличению его амплитуды и частоты на 2–3 порядка по сравнению с талым состоянием образца.

Возрастание динамических параметров записи со временем в цикле заморзания (и уменьшение со временем в цикле оттаивания) при постоянном

Рис. 5. Цикл оттаивания, s -волны. Описание рисунка см. в тексте

значении температуры, равном 0°C , свидетельствует о переходе образца из одного состояния в другое, установлении или разрушении структурных связей, изменении его механических свойств.

Результаты проведенных лабораторных исследований позволяют утверждать, что динамические параметры сигнала можно использовать для определения состояния грунта при решении

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология: Учебник для строительных специальностей вузов. М.: Высшая школа, 2005. 575 с.

Вакулин А.А. Основы геоэкологии: Учеб. пособие. 2-е изд. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 2011. 220 с.

Владов М.Л., Стручков В.А., Токарев М.Ю. и др. Об ультразвуковых измерениях на образцах неконсолидированных сред. Геофизика. Вып. 2. М.: Ред.-изд. центр ЕАГО (Тверь: Полипресс), 2016. С. 24–31.

Воронков О.К., Моторин Г.А., Михайловский Г.В., Кунцевич С.П. Сейсмогеологические классификации грунтов криолитозоны // Криосфера Земли. 1991. Т. 1. № 3. С. 47–54.

Горяинов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1992. 264 с.

Дучков А.Д., Дучков А.А., Пермяков М.Е. и др. Лабораторные измерения акустических свойств гидратосодержащих песчаных образцов (аппаратура, методика и результаты) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 6. С. 900–914.

геокриологических задач сейсмоакустическими методами. Анализ связи значений кинематических и динамических характеристик упругих волн с характеристиками грунта и его состоянием в дальнейшем станет основой методики решения обратной задачи акустики в области фазового перехода.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 16-17-00102).

Ерофеев Л.Я., Вахромеев Г.С., Зинченко В.С., Номоконова Г.Г. Физика горных пород: Учебник для вузов. Томск: Изд-во ТПУ, 2006. 520 с.

Ершов Э.Д. Общая геоэкология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 682 с.

Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 234 с.

Осинов В.И. Биосфера и экологическая безопасность [Текст]: юбилейная лекция. М.: Российский ун-т дружбы народов, 2017. 133 с.

Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М. Сейсмические критерии идентификации мерзлого состояния горных пород // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 83–90.

Фролов А. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.

Buckingham M.J. Compressional and shear wave properties of marine sediments: Comparisons between theory and data // J. Acoust. Soc. Amer. 2005. Vol. 117. P. 137–152.

Chotiros N.P., Isakson M.J. A broadband model of sandy ocean sediments: Biot-Stoll with contact squirt flow and shear drag // Acoust. Soc. Amer. 2004. Vol. 116. P. 137–152; 2011–2022.

Dou S. Field and Laboratory Investigations on Seismic Properties of Unconsolidated Saline Permafrost: Ph.D. Dissertation // Earth and Planet. Sci. Berkeley: University of California, 2015.

Holmes J., Carey W., Dediu S., Siegmann W. Nonlinear frequency-dependent attenuation in sandy sediments // J. Acoustical Soc. Amer. 2007. N 4. P. 218–222.

Kurfurst P. Ultrasonic wave measurements on frozen soils at permafrost temperatures Canadian // J. Earth Sci. 2011. Vol. 13. N 11. P. 1571–1576.

Li D., Huang X., Ming F., Zhang Y. The impact of unfrozen water content on ultrasonic wave velocity in frozen soils, advances in transportation geotechnics 3: The 3rd Intern. Conf. on Transportation Geotechnics. Procedia Engineering. 2016. Vol. 143. P. 1210–1217.

Stoll R.D. Theoretical aspects of sound transmission in sediments // J. Acoust. Soc. Amer. 1980. Vol. 68. P. 1341–1350.

Yoshisuke N., Martin R., Smith M. ultrasonic velocities of the dilatational and shear waves in frozen soils // Water Res. 1972. Vol. 8. N 4. P. 1024–1030.

Поступила в редакцию 01.11.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 19.09.2019

УДК 550.831

В.С. Немцов¹

СРАВНЕНИЕ МЕТОДИК РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТА НЕУПРУГОГО ПОГЛОЩЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ МОДЕЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

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

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

Рассмотрены вопросы оценки добротности среды на основе модельных сейсмических данных. Представлен краткий обзор программных продуктов, позволяющих моделировать волновое поле с учетом добротности среды. Проанализированы полученные результаты моделирования, а также возможность дальнейшего использования для других исследований. Сравнение алгоритмов расчета добротности среды на простой модели в зависимости от соотношения сигнал/помеха дает реальную оценку погрешности определения Q -фактора на модельных сейсмических данных, что можно использовать на практике.

Ключевые слова: обработка сейсмических данных, добротность, коэффициент поглощения, метод спектральных отношений, метод сдвига центральной частоты, соотношение сигнал/помеха.

The article is devoted to the assessment of the Q -factor of the medium using model seismic data. Investigations include the brief overview of seismic modeling software that allows modeling the wave field accounts Q -factor. The comparison of results obtained with Q -calculating algorithms and model seismic data with different signal to noise ratio gives a real estimate of the error in determining of Q -factor. This fact can be taken into account in the time processing of the real seismic data.

Key words: processing of seismic data, methods of q -factor estimation, q -factor, spectral ratio method, frequency pick shift method, signal to noise ratio.

Введение. Рассмотрение сейсмического волнового поля часто осуществляется в рамках некоторых допущений: модель среды представляется идеально упругой, распространение волнового поля описывается волновым уравнением как в упругом, так и в акустическом представлении. На практике же распространение волн имеет ряд особенностей, которые отличают зарегистрированное волновое поле от теоретически рассчитанного на примере идеально упругой модели. Наличие пористости, трещиноватости, анизотропии в горных породах приводит к искажению регистрируемых волновых полей, а расчет синтетического волнового поля на примере идеализированных сред приводит к ошибкам при сравнении с реальными данными.

В общем случае в неупругих (вязкоупругих) моделях среды происходит поглощение сейсмической энергии, что приводит к уменьшению амплитуды и изменению частотного состава сигнала. Описанное явление рассматривается как естественное влияние среды на энергию сейсмического сигнала. Изучение механизма образования этого эффекта и его учет при обработке сейсмических данных позволяют извлекать более полную информацию о свойствах пород по результатам сейсмической инверсии, что в свою очередь и придает актуальность этой проблеме.

Однако получить точные значения добротности среды (Q) в реальных условиях невозможно из-за неоднородности регистрации сейсмических данных, а также присутствия фона случайных и регулярных помех. Для изучения вопроса ошибки расчета Q и возможности его применения на последующих этапах обработки сейсмических данных выполнено акустическое моделирование сейсмограмм общего пункта взрыва (ОПВ) с учетом Q и опробование методик расчета добротности среды в зависимости от качества сейсмических данных (атрибута соотношения сигнал/помеха, S/N). Проведенные исследования позволили получить исковую оценку погрешности определения Q .

Теоретический обзор. В явлении сейсмического затухания выделяются две составляющие: рассеивание и непосредственно само поглощение (внутреннее). Рассеивание вызвано объемными неоднородностями много меньше длины волн, на поверхности или в самой среде, которые приводят к частично перераспределению потока энергии. [O'Doherty, Anstey, 1971; Richards, Menke, 1983; Sato, Fehler, 1998]. Другой наиболее интересный механизм с практической точки зрения для геофизики — внутреннее поглощение, обусловленное трением между зернами в матрице породы и между скелетом и флюидом. На природу внутреннего

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, аспирант; e-mail: nemcov.v.s@gmail.com

поглощения также влияет нефтегазонасыщение породы. В работе [Уайт и др., 1975] рассмотрены потери энергии, связанные с перемещением контактной поверхности между флюидами (жидкостью и газом) при прохождении волны через породу.

Отмеченные выше взаимодействия в среде имеют необратимый характер преобразования упругой энергии в тепловую. На практике разделить между собой эти эффекты практически невозможно [Авербух, 1982]. Поэтому автор рассмотрел совокупность процессов, которая будет представлять собой эффективное поглощение в среде. Для описания процесса поглощения существует много математических моделей, которые описывают изменения коэффициента добротности Q от частоты. [Carcione, Picotti, 2006; Pride et al., 2004; Ricker, 1953]. С теоретической точки зрения математические модели с частотно зависимым фактором добротности точнее описывают распространение волнового поля в неупругих средах. Результаты лабораторных исследований подтверждают модели с частотно зависимым фактором поглощения [Берзон и др., 1973]. Применение более сложных моделей поглощения на практике затруднено из-за их зависимости от некоторых параметров, не измеряемых на практике [Dvorkin et al., 1995]. Для использования фактора добротности среды вводится допущение, что Q не изменяется в зависимости от частоты в сейсмическом диапазоне 10–200 Гц. Однако даже такое допущение в описании распространения волнового поля не решает проблему, связанную с амплитудными и фазовыми искажениями сигнала, причина которых заключена во внутреннем поглощении и дисперсии групповой скорости в среде соответственно. На практике амплитудная и фазовая коррекции искажений применяются совместно, однако часто используется только фазовая компенсация неупругого поглощения из-за невысокой точности определения Q .

Материалы и методы исследований. Подготовка данных. Для изучения вопроса ошибки расчета Q и возможности его применения на последующих этапах обработки сейсмических данных были использованы модельные (синтетические) сейсмограммы общего пункта взрыва. Существует ряд программных продуктов от мировых университетов и коммерческих организаций для расчета синтетических сейсмограмм. Все они имеют преимущества и недостатки в реализации, однако выделить один программный продукт, который бы был универсальным инструментом для широкого спектра задач, не представляется возможным. В ходе исследования автором изучены и опробованы следующие программные продукты Tesserat 2D (Канада, Tesserat Technologies), SeismicUnix (США, Colorado School of Mines), Sofi2D (Германия, Karlsruher Institut für Technologie). В рамках каждого пакета выполнены следующие этапы:

1) создание горизонтальнослоистой модели среды со следующими параметрами:

1-й слой: $V_{p1} = 1000$ м/с, $H_1 = 500$ м, $\rho_1 = 1$ г/см³;

2-й слой: $V_{p2} = 1800$ м/с, $H_2 = 350$ м, $\rho_2 = 1,8$ г/см³;

3-й слой: $V_{p3} = 2230$ м/с, $H_3 = 600$ м, $\rho_3 = 2$ г/см³;

4-й слой: $V_{p4} = 3000$ м/с, $H_4 = 850$ м, $\rho_4 = 2,2$ г/см³;

5-й слой: $V_{p5} = 3160$ м/с, $\rho_5 = 2,3$ г/см³,

где V_{pi} — скорость распространения продольных волн в слое, ρ_i — плотность породы, H_i — мощность пласта. Для каждого слоя коэффициент добротности среды был равен 100. В качестве опорного сигнала взят импульс Рикера с центральной частотой 25 Гц, шаг дискретизации 4 мс; система наблюдений фланговая, расстояние между пунктами взрыва 100 м, между пунктами приема — 25 м, минимальное удаление 0 м. Сравнение результатов моделирования с учетом и без учета добротности среды Q на примере сейсмограмм ОПВ;

2) опробование базовой методики спектральных отношений («Spectral ratio method») для определения значения Q -фактора на примере синтетических сейсмограмм ОПВ;

3) анализ результатов моделирования. Сравнение исходных и расчетных значений коэффициентов добротности среды.

Здесь не приводится подробный разбор каждого программного продукта, однако представлены основные выводы. Все перечисленные выше пакеты для моделирования волнового поля включают в себя опцию расчета сейсмограмм ОПВ с учетом параметра добротности среды. Для дальнейших исследований автором были выбраны сейсмограммы, полученные с помощью лучевого моделирования в пакете Seismic Unix, поскольку в этом программном продукте затухание и поглощение в среде рассчитывается в явном виде после определения кинематических характеристик отражения. В итоге такой подход коррекции динамических характеристик сворачиваемого импульса позволяет с хорошей степенью точности привести форму сигнала к его наблюдаемой форме на реальных данных, причем как качественно, так и количественно. Сейсмограммы, полученные с помощью конечно-разностных алгоритмов, содержали незначительную шумовую компоненту, что могло вносить дополнительную погрешность в расчет Q . Таким образом, для наглядности изучения компенсации неупругого поглощения и методик оценки добротности были выбраны сейсмограммы, рассчитанные в пакете Seismic Unix (рис. 1).

Сравнение методик оценки добротности среды. Значения коэффициента добротности среды рассчитывали с помощью метода спектральных соотношений [Spencer et al., 1982; Tonn, 1991], метода спектральных соотношений на основе функции

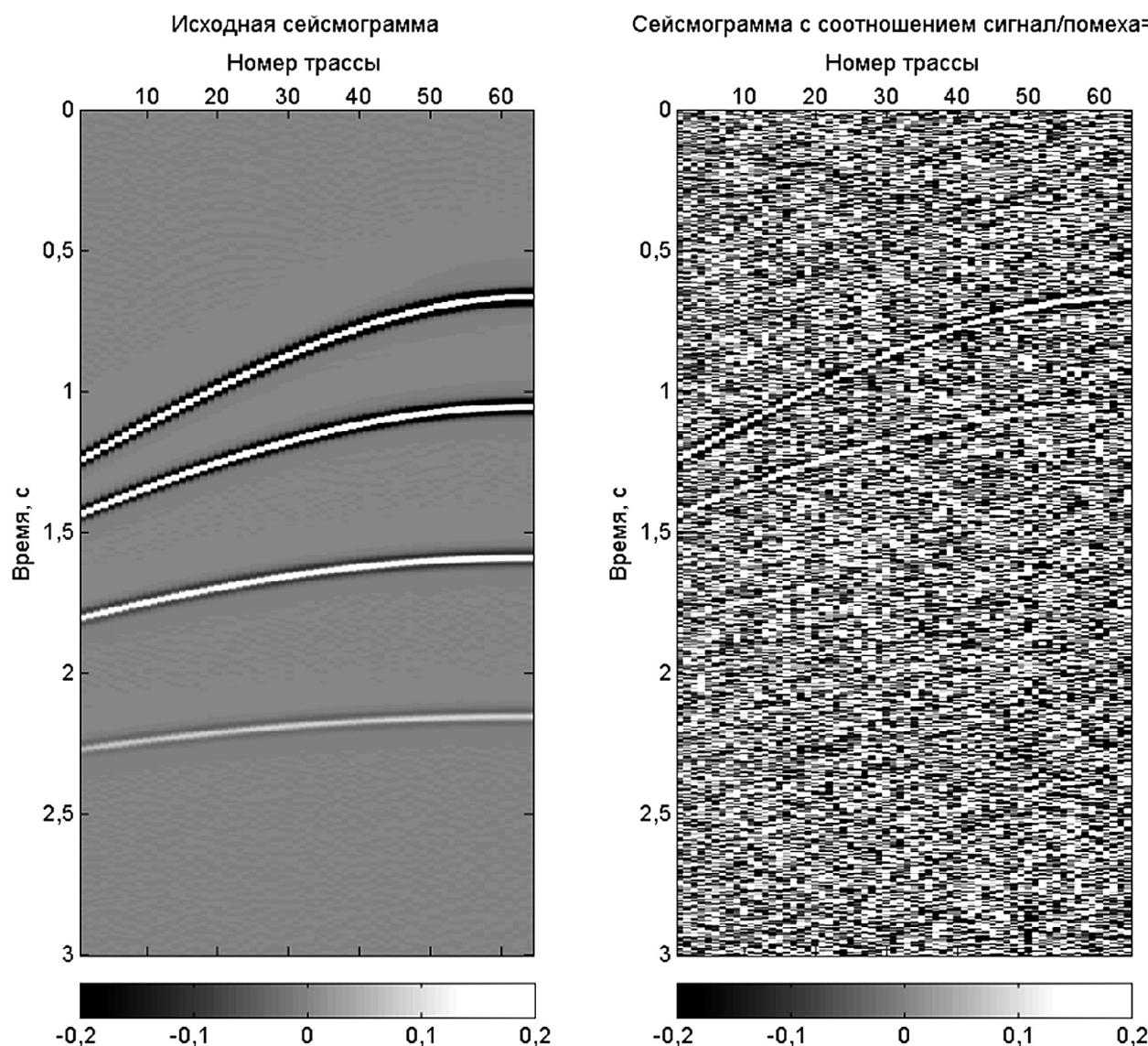


Рис. 1. Примеры сейсмограмм ОПВ с отсутствием случайного шума (слева), с соотношением сигнал/помеха, равным единице (справа)

автокорреляции сигнала [Spencer et al., 1982; Топп, 1991], применялась также методика оценки Q -фактора по вариации центральной частоты сигнала [Zhang, 2008].

Метод спектральных отношений расчета Q (Spectral Ratio method of Q estimation). Распространенный метод оценки Q -фактора — метод спектральных отношений [Spencer et al., 1982]. В том случае, когда в первом и втором слое среды значения добротности равны, с помощью сравнения амплитудных спектров на двух временах прихода однократно отраженных волн t_1 и t_2 соответственно, можно получить отношение двух амплитудных спектров $s(f, t_1)$ и $s(f, t_2)$ следующим образом:

$$\frac{S(f, t_2)}{S(f, t_1)} = \frac{S(f) e^{-\frac{\pi f t_2}{Q}}}{S(f) e^{-\frac{\pi f t_1}{Q}}}, \quad (1)$$

логарифмируя обе стороны выражения, получим:

$$\ln \left[\frac{S(f, t_2)}{S(f, t_1)} \right] = -\frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q} f. \quad (2)$$

Обозначив в (2) $\text{Ar} = \ln \left[\frac{S(f, t_2)}{S(f, t_1)} \right]$ как логарифм спектрального отношения и отрисовывая кривую Ar как функцию от частоты f , можно аппроксимировать график этой функции линейным трендом на конечном диапазоне частот (рис. 2). С помощью полученного значения коэффициента наклона аппроксимирующей прямой p значение параметра Q может быть выражено следующим образом:

$$Q = -\frac{\pi(t_2 - t_1)}{p}. \quad (3)$$

Метод оценки добротности среды по сдвигу пиковой частоты (Frequency pick shift method of Q estimation). Эта методика основана на изменении

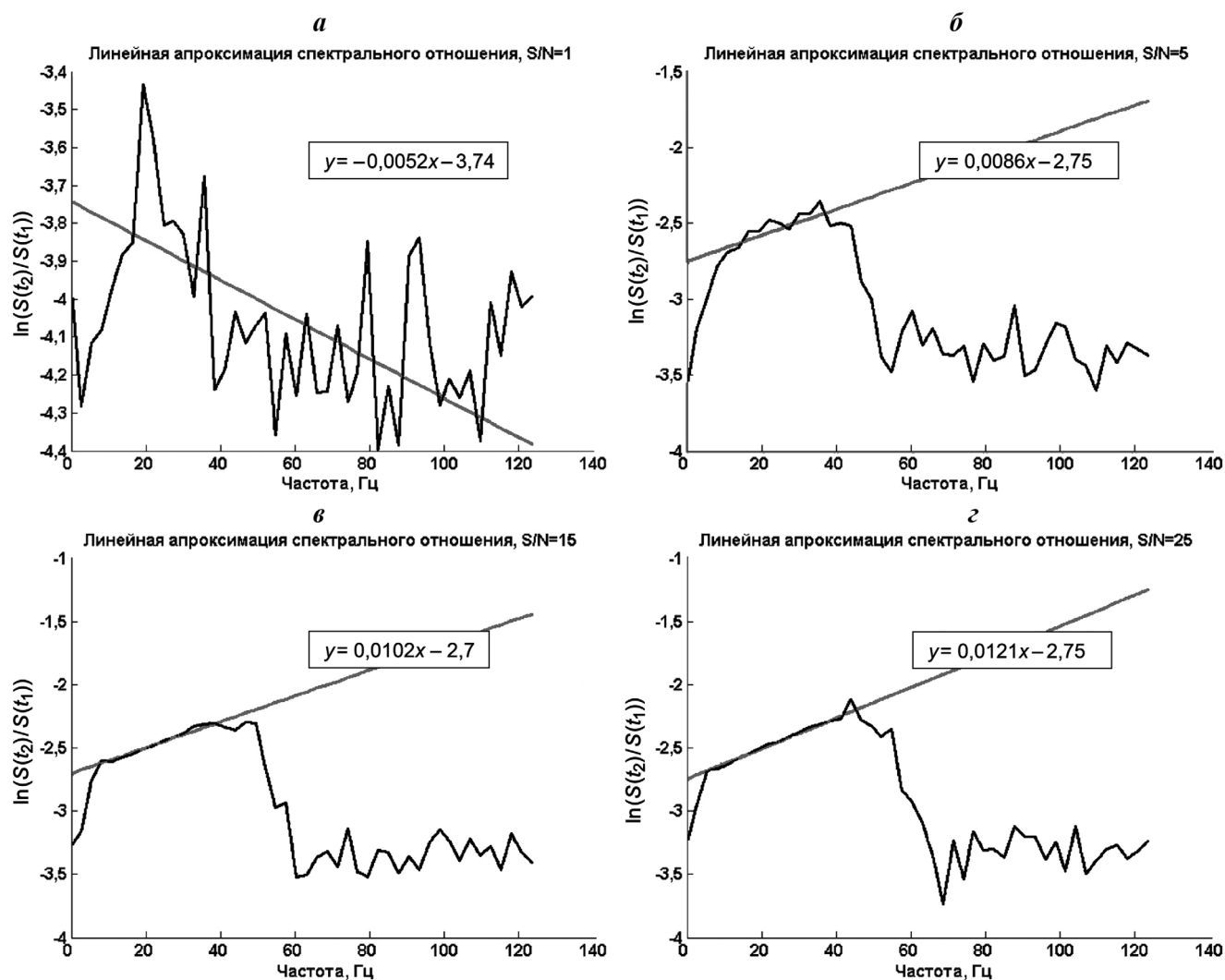


Рис. 2. Графики амплитуд логарифма отношений спектров сигналов, рассчитанных в окнах 525–825 и 900–1200 мс, в зависимости от соотношения сигнал/помеха: а – $S/N=1$; б – $S/N=5$; в – $S/N=15$; г – $S/N=25$

формы сигнала и смещении пиковой частоты в сторону низких частот за счет прохождения в поглощающей среде. При определении связи между Q и сдвигом пиковой частоты предполагается, что амплитудный спектр сигнала источника может быть достаточно хорошо аппроксимирован спектром импульса Рикера. Здесь представлены лишь конечные формулы расчета Q для двух типов спектра сигнала – Рикера (4) и Гауссова спектра дисперсии (5):

$$Q = -\frac{\pi(t_2 - t_1)f_{p2}f_{p1}^2}{2(f_{p1}^2 - f_{p2}^2)}, \quad (4)$$

$$Q = -\frac{\pi\sigma^2(t_2 - t_1)}{f_{p1} - f_{p2}}, \quad (5)$$

где f_{p1} и f_{p2} – пиковые частоты в окне анализа с центрами t_1 и t_2 соответственно, σ^2 – значение дисперсии спектра.

Более подробно описанные методики изложены в работе [Zhang, 2008]. Представленные выше алгоритмы расчета Q -фактора реализованы

автором статьи с помощью языка технических расчетов Matlab.

Для определения, какой из алгоритмов расчета дает более устойчивое решение, в синтетические сейсмограммы добавлялась помеха в виде белого шума так, чтобы максимальное соотношение сигнал/помеха не превышало заданное значение атрибута от 1 до 25. Пример синтетической сейсмограммы ОПВ до и после добавления случайной помехи представлен на рис. 1. В анализе участвовало 25 трасс, окно анализа № 1: 525–825 мс, окно анализа № 2: 900–1200 мс. В результате извлечения импульсов отраженных волн, расчета их амплитудно-частотных характеристик и последующей нормировки и с помощью методик, основанных на спектральных отношениях, были рассчитаны значения фактора добротности среды в зависимости от соотношения сигнал/помеха в диапазоне от 1 до 25 (таблица).

Отношения спектров и их линейные аппроксимации представлены на рис. 2. Отчетливо виден характер зависимости рассчитанных значений Q

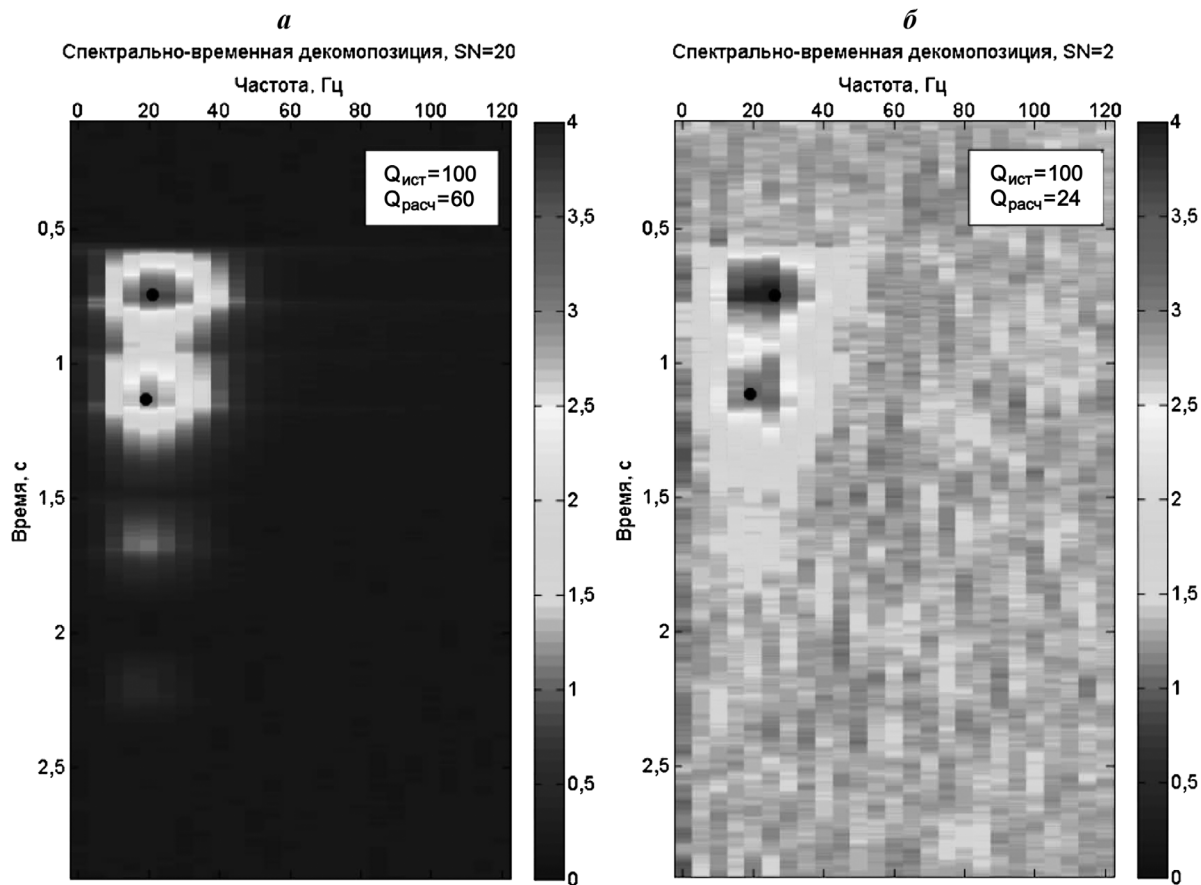


Рис. 3. Частотно-временные спектры записи с отмеченными опорными значениями центральных частот (черные точки на спектре), а также рассчитанные значения Q , полученные с помощью оценки сдвига центральной частоты: *a* — при $S/N = 20$; *б* — при $S/N = 2$

от соотношения сигнал/помеха (таблица). В ходе эксперимента были также опробованы вариации алгоритмов оценки Q , основанные на изменении центральной частоты сигнала, а также модификации описанных выше алгоритмов с использованием корреляционного анализа. На рис. 3. представлены спектрально-временные декомпозиции, полученные с помощью преобразования Габора, с длиной оператора 50 мс для двух сейсмограмм ОПВ с соотношением сигнал/помеха, равным 15 и 2 соответственно. Итоговые графики полученных значений Q от соотношения сигнал/помеха представлены на рис. 4.

Рассчитанные значения Q -фактора в зависимости от соотношения S/N с помощью методики спектральных отношений без использования корреляционного анализа

Соотношение S/N	1	2	5	8	10	15	20	25
Теоретическое Q	100	100	100	100	100	100	100	100
Рассчитанное Q	—	—	546	147	139	136	112	126
Ошибка, %	—	—	446	47	39	36	12	26

Таким образом, метод спектрального отношения достаточно прост, однако на практике определение значения Q -фактора осложнено наличием кратных волн и интерференции, что приводит к таким амплитудным спектрам, которые не отра-

жают действительный спектр сигнала. Кроме того, линейный тренд $A_p(f)$ часто весьма неочевиден, и в таких случаях требуется коррекция наблюдаемых значений для приведения описываемой функции к линейному виду. Более сложные спектральные методы оценки могут быть пригодны, если другие факторы (помимо затухания) будут воздействовать на форму сигнала.

Метод расчета Q на основе сдвига пиковой частоты более устойчив к случайным помехам, однако этот метод имеет ряд допущений относительно спектра сигнала, что напрямую влияет на итоговую формулу расчета Q . Вариативность длины окна преобразования Габора также вносит дополнительную степень свободы в оценку Q .

Для оценки амплитудно-частотных характеристик сигнала в оконном режиме следует выбирать диапазон ближних удалений, как до, так и после суммирования. Включение в расчет дальних и средних удалений может в значительной степени исказить результаты из-за большей изменчивости формы сигнала с удалением.

Использование корреляционного анализа позволяет улучшить оценку добротности среды, а оценка характеристик сигнала в большом окне даст более устойчивый результат, хотя и приведет к падению разрешающей способности метода.

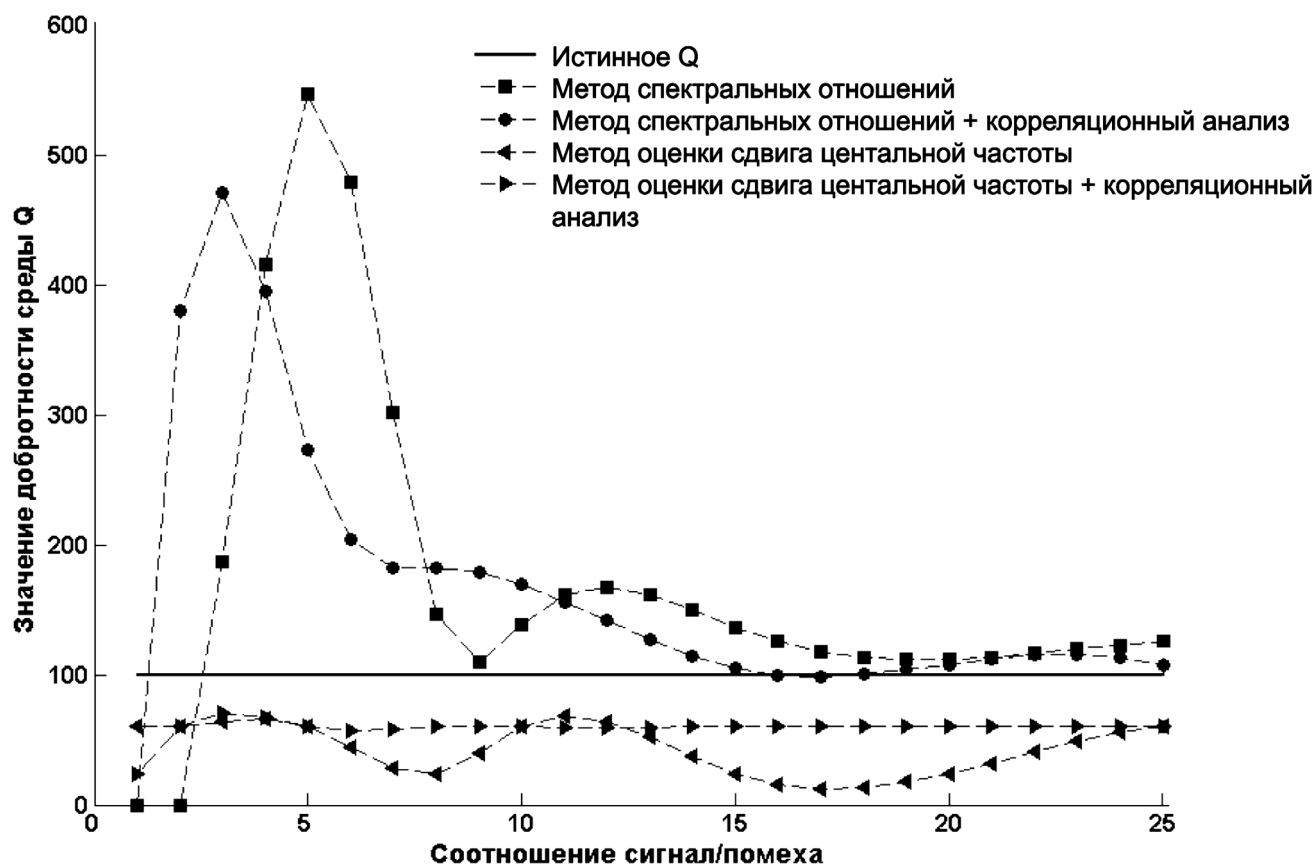


Рис. 4. Графики зависимостей значений Q -фактора от соотношения сигнал/помех. Сплошная линия — истинное значение $Q=100$

Для повышения точности определения значений Q -фактора нужно применять процедуры, увеличивающие соотношение сигнал/помеха на данных до и после суммирования.

Заключение. Изучение влияния соотношения сигнал/помеха на определение фактора добротности среды наглядно показало, что для достоверного определения этого параметра среды необходимо иметь сейсмограммы с высоким значением S/N , в противном случае ошибка может достигать 100% и более. Полученный результат также оправдывает практический подход обработчиков к применению Q -компенсации: высокая погрешность измерений приводит к неверной амплитудной коррекции (часто для наземных данных она не применяется на практике), а изменение фазовой составляющей в зависимости от значений Q минимально. Однако если предположить истинность рассчитанных значений добротности среды, то следует учитывать, что существуют и другие ограничения, связанные с реализацией алгоритма Q -компенсации, а именно с параметрами самого фильтра и его поведением на границе двух сред, что, безусловно, отражается на конечном результате. В современных программных пакетах обработки реализованы методики, основанные на спектральном отношении амплитудно-частотных

характеристик сигнала, а также на анализе сдвига центральной частоты.

По результатам проведенных исследований можно заключить, что алгоритмы, основанные на анализе сдвига центральной частоты, более устойчивы к понижению качества записи, чем при других подходах оценки добротности. Именно на этой методике базируются современные способы оценки Q , включая томографические алгоритмы уточнения этого параметра. На сегодняшний день Q -компенсация активно применяется на этапе до деконволюции. Довольно редко к ней прибегают на этапе привязки сейсмических данных. Дальнейшее использование Q -фактора может быть актуально лишь в случае построения глубинно-скоростной модели и выполнения глубинных алгоритмов миграции до суммирования с использованием параметра Q , таких, как миграции общего угла отражения (Common Reflection Angle Migration, CRAM) при высоком качестве исходных данных. Использование распределения добротности в среде дает возможность выполнить более точный расчет времен пробега в миграции. Несмотря на то что представленная технология — одна из передовых при построении сейсмических изображений, но на практике ее применение в России имеет скорее экспериментальный характер, нежели производственный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авербух А.Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М.: Недра, 1982, 232 с.

Берзон И.С., Кац С.А., Ратникова Л.И. Отраженные и проходящие волны для пачек слоев со случайной структурой в квазигомогенной среде // Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1973. С. 88–108.

Уайт Д.Е., Михайлова Н.Г., Ляховицкий Ф.М. Распространение сейсмических волн в слоистых средах, насыщенных жидкостью и газом // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 10. С. 44–52.

Carcione J.M., Picotti S. P-wave seismic attenuation by slow wave diffusion: Effects of inhomogeneous rock properties // Geophysics. 2006. Vol. 71. P. O1–O8.

Dvorkin J., Mavko G., Nur A. Squirt flow in fully saturated rocks // Geophysics. 1995. Vol. 60. P. 97–107.

Kjartansson E. Constant Q wave propagation and attenuation // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 4737–4748.

O'Doherty R.F., Anstey N.A. Reflections on amplitudes // Geophysical Prospecting. 1971. Vol. 19. P. 430–458.

Pride S.R., Berryman J.G., Harris J.M. Seismic attenuation due to wave induced flow // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B01201.

Richards P.G., Menke W. The apparent attenuation of a scattering medium // Bullet. Seismol. Soc. Amer. 1983. Vol. 73. P. 1005–1021.

Ricker N. The form and laws of propagation of seismic wavelets // Geophysics. 1953. Vol. 18. P. 10–40.

Sato H., Fehler M.C. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth. N.Y.: Springer-Verlag, 1998.

Spencer T.W., Sonnad J.R., Butler T.M. Seismic Q-stratigraphy or dissipation // Geophysics. 1982. Vol. 47. P. 16–24.

Tonn R. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods // Geophys. Prosp. 1991. Vol. 39. P. 1–27.

Zhang C. Seismic Absorption Estimation and Compensation // Master thesis, The University of British Columbia (Vancouver), 2008.

Поступила в редакцию 10.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 528.48+624.131.1

В.Т. Трофимов¹, В.А. Королев²**О ЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ И СОДЕРЖАНИИ ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ЕЕ НАУЧНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова».**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Рассмотрены существующие представления о структуре инженерной геологии, дана ее современная оценка с учетом нового зарождающегося направления — космической инженерной геологии. Показано, что накопленный к настоящему времени теоретический базис инженерной геологии позволяет перейти к созданию общей теории этой науки как системы (логической совокупности) собственной понятийной базы, закономерностей и законов, основных и вспомогательных теорий, представляющей единое учение инженерной геологии, которое обладает описательной, объяснительной, эвристической и предсказательной (прогнозной) функциями. Предложены логико-графические модели содержания общей теории инженерной геологии и ее научных направлений, которые могут служить основой для их последующей разработки.

Ключевые слова: инженерная геология, грунтоведение, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология, космическая инженерная геология, общая теория инженерной геологии.

The existing ideas about the structure of engineering geology are considered, its modern assessment is given taking into account the new emerging direction — space engineering geology. It is shown that the theoretical basis of engineering geology, accumulated to date, allows one to proceed to the creation of a general theory of this science, as a system (logical aggregate) of its own conceptual basis, laws and laws, basic and auxiliary theories, representing a unified teaching of engineering geology, with descriptive, explanatory, heuristic and predictive (predictive) functions. Logical and graphic models of the content of the general theory of engineering geology and its scientific fields are proposed, which can serve as the basis for their subsequent development.

Key words: engineering geology, soil science, engineering geodynamics, regional engineering geology, space engineering geology, general theory of engineering geology

Введение. Вопросы структуры инженерной геологии (ИГ) и ее научных направлений, имеющие большое методологическое значение, не раз обсуждались в печати. Эта наука не стоит на месте, а ее развитие, обусловленное возрастающими запросами изменяющегося мира, отражает ее эволюцию. При этом старая точка зрения на инженерную геологию, как на сугубо прикладную дисциплину, призванную обеспечивать запросы строительства, уже несостоятельна и давно отброшена.

В связи с этим в статье обсуждаются вопросы меняющейся *структуры* современной инженерной геологии, а также анализируются логические и графические модели структуры и содержания *общей теории* инженерной геологии и ее основных научных направлений: грунтоведения, инженерной геодинамики и региональной инженерной геологии.

Структура инженерной геологии. Структура инженерной геологии, как и любой другой науки, предполагает ее характеристику в двух аспектах:

логическом (логическая структура) и содержательном (по отношению ее научных направлений — подсистем). Они могут быть реализованы в графическом виде, а совокупность логического и графического представления является логико-графической моделью структуры.

Согласно Г.К.Бондарик, «инженерная геология — логическая система научных знаний, потому что ее компоненты представляют собой логические конструкции» [Бондарик, Ярг, 2015, с. 22]. Логическая структура современной инженерной геологии, по нашему мнению [Королев, Трофимов, 2016], состоит из следующих взаимосвязанных компонентов: 1) понятийно-терминологической базы (определения инженерной геологии, ее объекта, предмета исследований, собственной понятийно-категориальной базы — собственных терминов); 2) проблематики инженерной геологии (перечень открытых проблем, стоящих перед инженерной геологией и решаемых задач); 3) методов познания (методы разрешения проблем) — способов извле-

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, профессор; e-mail: trofimov@rector.msu.ru

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

чения инженерно-геологической информации, как общенаучных (эмпирических и теоретических), так и специальных (собственных); 4) номологической базы инженерной геологии (собственные гипотезы, идеи, закономерности, законы и теории инженерной геологии в целом и каждого научного направления инженерной геологии в отдельности). Все эти компоненты находятся в состоянии логического пересечения и взаимодействия, образуя единую систему.

В соответствии с этой логической структурой понятийно-терминологическая база инженерной геологии была рассмотрена нами ранее [Королев, Трофимов, 2016]. Все вместе эти логически связанные компоненты, а также исторический анализ развития инженерной геологии в гносеологическом смысле и составляют суть методологии рассматриваемой науки.

Структура инженерной геологии в отношении ее научных направлений сложилась исторически и рассматривается как состоящая из нескольких подсистем. Из определения инженерной геологии вытекают три основных научных направления этой науки: грунтоведение (грунты и грунтовые толщи, составляющие верхние горизонты земной коры), инженерная геодинамика (динамика верхних горизонтов земной коры) и региональная инженерная геология (региональные особенности верхних горизонтов земной коры) (рис. 1). Каждое из этих научных направлений представляет собой определенную систему научных инженерно-геологических понятий и знаний, характеризующихся своими предметом и объектом исследования.

В категориальный базис науки входит также понятие о принципах ее теорий, учений и науки в целом. Можно ли сформулировать основной принцип инженерной геологии? Напомним, что под принципом в методологии наук понимается основное

исходное положение какой-либо теории, учения, науки. В отношении инженерной геологии можно сказать, что основной ее принцип как науки — положение о зависимости инженерно-геологических условий от совокупности природных (региональных и зональных) и техногенных факторов.

Приведем определения, а также характеристики объектов и предметов исследования трех основных направлений инженерной геологии.

Грунтоведение — наука о грунтах. При этом под грунтом понимают любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные породоподобные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, которые исследуются в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека [Грунтоведение, 2005]. По составу это минеральная, минерально-органическая (или органоминеральная), многофазная и многокомпонентная система, включающая твердые, жидкие и газообразные компоненты, а также биотическую (живую) составляющую. С учетом этого *грунтоведение — научное направление инженерной геологии, исследующее состав, состояние, строение и свойства горных пород, почв, осадков, антропогенных породоподобных геологических образований в качестве грунтов и их массивов (грунтовых толщ), закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под воздействием природных и антропогенных (природно-техногенных) факторов в связи с осуществленной, текущей или планируемой инженерно-хозяйственной деятельностью человека.*

Объект изучения грунтоведения — грунты, а предмет исследования — знания о грунтах, их составе, состоянии, строении и свойствах, закономерностях их формирования и пространственно-временного изменения [Трофимов, 2003].

Инженерная геодинамика — второе научное направление инженерной геологии, изучающее механизм, динамику, закономерности и прогноз формирования природных и антропогенных геологических (инженерно-геологических) процессов в верхних горизонтах земной коры (литосферы) в связи с осуществленной, текущей или планируемой инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Объект изучения инженерной геодинамики — верхние горизонты земной коры, т.е. такой же, как и у других разделов инженерной геологии. При этом в инженерной геодинамике основное внимание уделяется изучению геологических процессов, протекающих или могущих возникать в самой верхней, приповерхностной части земной коры как в природной обстановке (экзогенные и эндогенные геологические процессы природной реальной или идеальной литосистемы), так и в освоенных человеком массивах (антропогенные, или инженерно-геологические, процессы природно-технической идеальной или реальной литосистемы).

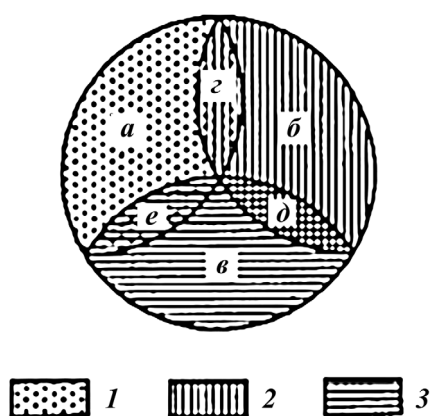


Рис. 1. Структура современной инженерной геологии и ее научных направлений и разделов (традиционная): 1 — грунтоведение; 2 — инженерная геодинамика; 3 — региональная инженерная геология; а–е — разделы: а — общее грунтоведение; б — общая инженерная геодинамика; в — общая региональная инженерная геология; г — геодинамическое грунтоведение; д — региональная инженерная геодинамика; е — региональное грунтоведение

Исходя из вышеизложенного предмет исследований инженерной геодинамики — знания о механизме, динамике, локальных закономерностях формирования геологических и инженерно-геологических процессов в верхних горизонтах земной коры. При этом динамика развития геологических процессов анализируется в двух временных системах: 1) в геологическом времени — при исследовании закономерностей формирования (история развития) древних и современных (по И.В. Попову) геологических процессов, обусловивших формирование определенных геологических явлений в современном рельефе или в толщах горных пород; 2) в физическом времени — при анализе тех же закономерностей применительно к современным действующим геологическим процессам или при разработке прогноза их пространственно-временного развития под воздействием природных или антропогенных причин [Трофимов, 1997].

Региональная инженерная геология — третье научное направление инженерной геологии, изучающее инженерно-геологические условия различных структурных зон земной коры, закономерности их формирования, пространственного распределения и пространственно-временного изменения под воздействием современных и прогнозируемых геологических процессов, формирующихся в ходе естественного развития земной коры и в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Объект изучения региональной инженерной геологии такой же, как и у других направлений инженерной геологии, — верхние горизонты земной коры, изучаемые в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека. Но предмет ее исследования, как отметил В.Т. Трофимов [1997], по содержанию более сложен, чем в грунтоведении и инженерной геодинамике. Это обусловлено тем, что и грунтоведение, и инженерная геодинамика исследуют только по одному, хотя и очень сложному, компоненту инженерно-геологической структуры — грунты, ее слагающие, и геологические процессы, развитые в ее пределах, соответственно. Региональная же инженерная геология исследует структуру как систему в целом [Трофимов, Аверкина, 2007].

С учетом этого предметом региональной инженерной геологии следует считать знания о региональных закономерностях пространственного размещения и развития в верхних горизонтах земной коры (литосферы) структурных зон с различными инженерно-геологическими условиями и их взаимодействия с инженерными сооружениями (региональными литотехническими системами) в связи с осуществленной, текущей или планируемой инженерно-хозяйственной деятельностью человека. В рамках региональной инженерной геологии выделяют три научных раздела: 1) общая региональная инженерная геология; 2) региональное грунтоведение и 3) региональная инженерная геодинамика (рис. 1).

Эволюция структуры инженерной геологии.

Практические запросы общества в связи со строительством и инженерным освоением новых территорий на Земле будут все больше расти. Но наряду с освоением Земли уже сейчас возникают новые практические запросы в инженерном освоении других небесных тел: планет земной группы (Марса и Венеры), а также ближайших спутников — Луны, Фобоса и Деймоса.

В настоящее время в структуре инженерной геологии можно наметить исторические изменения, происходящие в связи с появлением нового крупного научного направления ИГ — инженерной геологии небесных тел (или *космической инженерной геологии*) [Королев, Трофимов, 2016]. Однако некоторые авторы инженерную геологию небесных тел включают в структуру специальной инженерной геологии, что, на наш взгляд, не верно.

Инженерная геология небесных тел — самостоятельное научное направление инженерной геологии, изучающее инженерно-геологические условия в верхних горизонтах небесных тел, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под воздействием природных и техногенных процессов в связи с освоением этих небесных тел. В 1970-е гг. возникло лунное грунтоведение, в последние десятилетия — грунтоведение Марса, и число работ по этим направлениям все более и более увеличивается. Структура инженерной геологии с учетом космической инженерной геологии представлена на рис. 2.

Объект исследования инженерной геологии небесных тел — верхние горизонты грунтовых

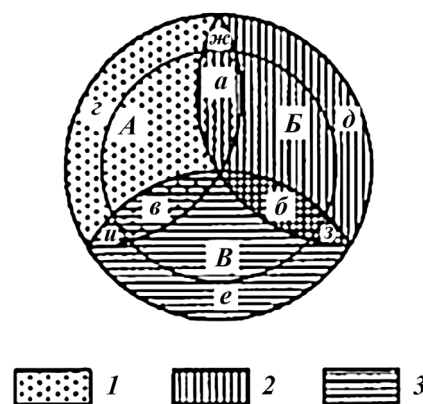


Рис. 2. Логическая схема структуры и соотношения научных направлений и разделов современной инженерной геологии с учетом изучения космических объектов: внутренний круг — инженерная геология Земли, область между внешним и внутренним кругом — инженерная геология небесных тел [Королев, Трофимов, 2016]: 1 — грунтоведение; 2 — инженерная геодинамика; 3 — региональная инженерная геология; А, а, ж — общее грунтоведение Земли и небесных тел соответственно; Б, б, з — инженерная геодинамика Земли и небесных тел соответственно; В, в, и — региональная инженерная геология Земли и небесных тел соответственно; а, ж — геодинамическое грунтоведение Земли и небесных тел соответственно; б, з — региональная инженерная геодинамика Земли и небесных тел соответственно; в, и — региональное грунтоведение Земли и небесных тел, соответственно

толщ этих небесных тел, изучаемые в связи с их освоением и инженерной деятельностью человека.

Предмет изучения инженерной геологии небесных тел — знания о морфологии, закономерностях формирования и пространственно-временном изменении верхних горизонтов грунтовых толщ небесных тел в связи с их освоением и инженерной деятельностью человека.

Инженерная геология небесных тел включает все три традиционных направления инженерной геологии Земли (грунтоведение, инженерную геодинамику и региональную инженерную геологию), но ориентированные не на изучение инженерно-геологических условий Земли, а на изучение инженерно-геологических условий различных небесных тел, прежде всего Луны, Марса, Венеры и др. В соответствии с этим структуру современной инженерной геологии в целом можно представить в виде логической схемы, показанной на рис. 2.

О разработке общей теории инженерной геологии. Важнейшим элементом любой науки, в том числе инженерной геологии, является наличие общей теории, объединяющей фундаментальные представления этой науки. Вопрос о разработке общей теории инженерной геологии стали обсуждать в печати с 1970-х гг., после того, как Г.К. Бондарик [1971, 1986] сформулировал основные положения, аксиомы и следствия *теории пространственно-временной изменчивости свойств литосферы*.

На эту теорию опирается *концепция* (или вспомогательная теория) *поля геологического параметра* [Бондарик, 1981, 1986; Бондарик, Ярг, 2015]. Основные положения этой теории сводятся к следующим позициям: 1) литосфера представляет собой продукт функционирования природной динамической системы, которое проявляется во взаимодействии ее компонентов, обусловленном их физическими полями; 2) поля геологических параметров, их структура и характе-

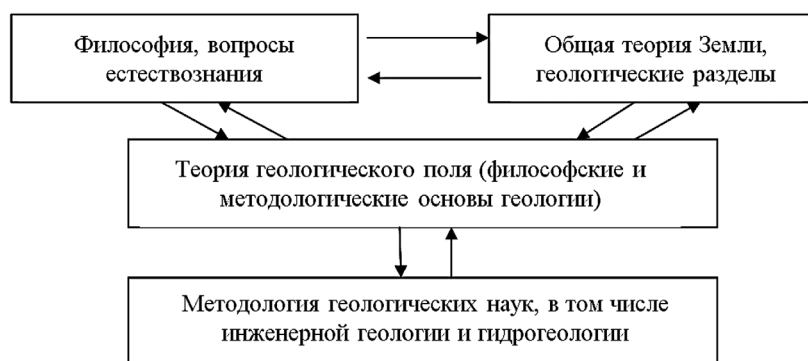


Рис. 3. Место теории геологического поля в системе философско-геологических наук, по [Бондарик, Ярг, 2015]

ристики наследуют и отражают черты поля геологического процесса. Место теории геологического поля в системе философско-геологических наук, согласно Г.К.Бондарик, показано на рис. 3.

С нашей точки зрения [Королев, Трофимов, 2016], для плодотворной и наиболее эффективной разработки и оформления общей теории инженерной геологии необходимо правильно сформулировать стратегию (методологию) ее формирования. Учитывая вышеизложенное, в основу схемы разработки этой теории должна быть положена стратегия, отталкивающаяся от сформировавшейся структуры современной инженерной геологии и ее понятийно-категориальной базы, хотя последняя

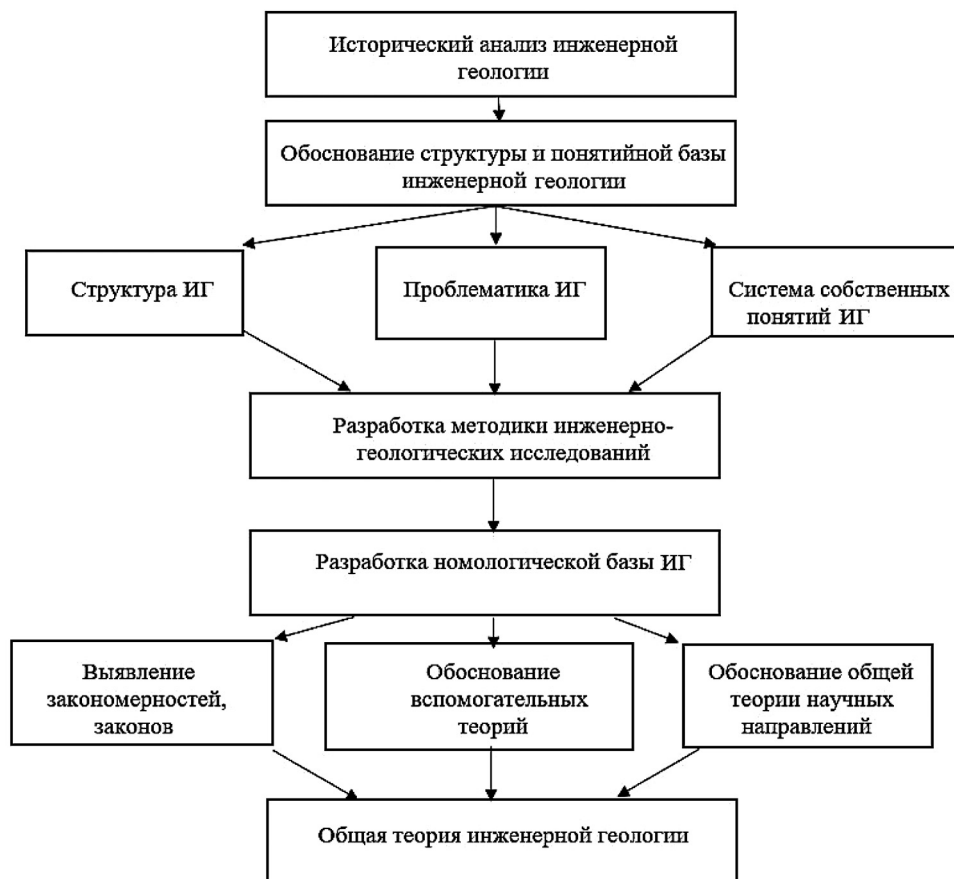


Рис. 4. Схема формирования и разработки общей теории инженерной геологии

требует доработки по многим вопросам [Базовые понятия..., 2012]. Кроме того, разработка общей теории должна учитывать проблематику основных научных направлений инженерной геологии и их наиболее общие задачи, а затем переходить к гипотезам, закономерностям, номологическим высказываниям — законам и теориям этих направлений. Объединение последних в единую систему как раз и дает возможность создать общую теорию инженерной геологии. Эта схема показана на рис. 4.

Структура общей теории инженерной геологии.

Каково же современное состояние исследований в инженерной геологии по созданию ее общей теории? Согласно Г.К. Бондарика, можно выделить несколько основных теорий во всех трех научных направлениях инженерной геологии: 1) в грунтоведении — «теория формирования состава, структуры, текстуры и свойств горных пород и грунтов³ в процессе лито-, петро- и аквагенеза», а также «теория пространственной изменчивости геологических параметров (региональное грунтоведение)»; 2) в инженерной геодинамике — «общая теория экзогенных геологических процессов»; 3) в региональной инженерной геологии — «теория формирования и пространственной изменчивости структуры и свойств литосферы — компонентов инженерно-геологических условий» [Бондарик, Ярг, 2015, с. 23, 24]. Совокупность этих теорий, согласно этим авторам, и должна составлять общую теорию инженерной геологии, они находятся в логических отношениях включения в общую теорию инженерной геологии (II) и в отношениях пересечения между собой (рис. 5).

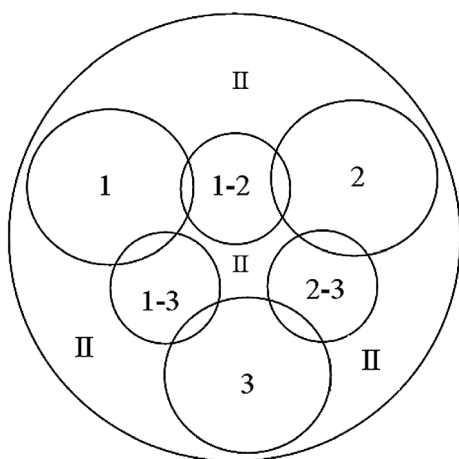


Рис. 5. Отношение общей теории инженерной геологии (II), основных теорий ее научных направлений и частных теорий, по [Бондарик, Ярг, 2015]: 1 — основная теория региональной инженерной геологии; 2 — основная теория грунтоведения; 3 — основная теория экзогеодинамики; 1-2 — теория пространственной изменчивости физико-механических свойств грунтов; 1-3 — теория формирования областей с неустойчивой структурой; 2-3 — теория изменчивости структур, текстур и свойств горных пород и грунтов в физическом времени

Однако, по нашему мнению [Королев, Трофимов, 2016], *общая теория инженерной геологии* имеет несколько иную структуру, чем у Г.К. Бондарика, показанную на рис. 5. Логическая структура общей теории инженерной геологии представлена нами на рис. 6.

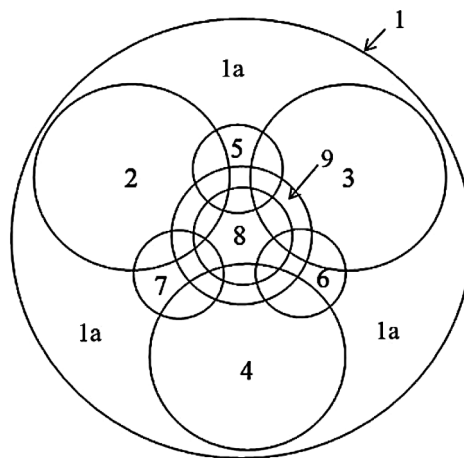


Рис. 6. Структура общей теории инженерной геологии (ИГ): 1 — общая теория ИГ; 1a — системообразующая часть общей теории; 2 — общая теория грунтоведения; 3 — общая теория инженерной геодинамики; 4 — общая теория региональной ИГ; 5 — теория динамического грунтоведения; 6 — теория региональной геодинамики; 7 — теория регионального грунтоведения; 8 — теория методики инженерно-геологических исследований; 9 — теория обоснования управления ЛТС (теория геокибернетики)

Согласно этой схеме (рис. 6), общая теория инженерной геологии (1 — вся площадь круга) включает в себя: три теории научных направлений ИГ — теории грунтоведения (2), инженерной геодинамики (3) и региональной инженерной геологии (4); три теории смежных научных разделов ИГ — теории динамического грунтоведения (5), региональной геодинамики (6) и регионального грунтоведения (7), а также теорию обоснования управления грунтовой толщей природно- или литотехнических систем (ПТС, ЛТС) или теорию геокибернетики (8). При этом все они находятся в логических отношениях включения в общую теорию ИГ (1), а между собой — в логических отношениях пересечения с теориями соответствующих разделов ИГ и методики инженерно-геологических исследований. Остаточная область (1a) между теориями научных направлений (2–4) и разделов (5–8) относится к системообразующей (объединительной) части общей теории ИГ (1). Теории 2, 3 и 4 (рис. 6) играют основную роль в общей теории (1), а теории 5, 6 и 7 — вспомогательную. Главным отличием этой схемы от схемы Г.К. Бондарика мы считаем то, что в общей теории инженерной геологии важную (и все возрастающую со временем) и отчасти объединяющую роль играет создающаяся теория обоснования управления грунтовыми мас-

³ Словосочетание «горных пород и грунтов» здесь не корректно (см. выше определение термина «грунт»); правильнее было бы написать «горных пород как грунтов». — Прим. авторов.

сивами природно-технических и литотехнических систем (ПТС и ЛТС) — область 8 на рис. 6.

Главная особенность представленной структуры общей теории инженерной геологии — системность, которая обеспечивается единой категориальной базой и логическими отношениями составляющих ее элементов. Все перечисленные здесь теории ИГ, формирующие общую теорию инженерной геологии, логически включают в себя и опираются на общие законы инженерной геологии. Каждая из них имеет собственную номологическую базу (закономерности, законы).

При этом подчеркнем, что *общая теория инженерной геологии — система (логическая совокупность) собственной понятийной базы, закономерностей и законов, основных и вспомогательных теорий, представляющая единое учение инженерной геологии, обладающее описательной, объяснительной, эвристической и предсказательной (прогнозной) функциями.*

Далее рассмотрим структуры теорий трех основных научных направлений инженерной геологии [Королев, Трофимов, 2016].

Общая теория грунтоведения — *система взаимосвязанных теоретических положений и номологических высказываний (законов), объединяющая все научные представления о составе, строении, состоянии и свойствах грунтов, формировании этих свойств, а также обоснование целенаправленного управления состоянием и свойствами грунтов.*

Она включает в себя ряд основных и вспомогательных теорий. Логическая структура общей теории грунтоведения показана на рис. 7, из которого следует, что все вспомогательные теории (2–5) находятся в отношении включения с общей теорией (1) и в отношениях пересечения между собой. Область 1а на этой схеме относится к системообразующим положениям общей теории грунтоведения.

Кроме того, в структуре общей теории (1) грунтоведения (рис. 7) две теории — теория формирования свойств грунтов (5) и теория управления состоянием и свойствами грунтов (техническая мелиорация) (6), находящиеся между собой в отношении включения, являются объединяющими, связующими с другими вспомогательными (2–4). Системный характер этой теории придает логическое отношение (1а) составляющим ее подсистемам — вспомогательным теориям.

Таким образом, предложенная структура общей теории грунтоведения позволяет, опираясь на составляющие ее теории, разрабатывать общетеоретические вопросы грунтоведения, выполнять объяснительную, эвристическую, прагматическую и предсказательную функции.

Тем не менее анализ, выполненный нами [Королев, Трофимов, 2016], позволяет заключить, что не все вышерассмотренные основные и вспомогательные теории грунтоведения в настоящее время имеют достаточную завершенность: степень

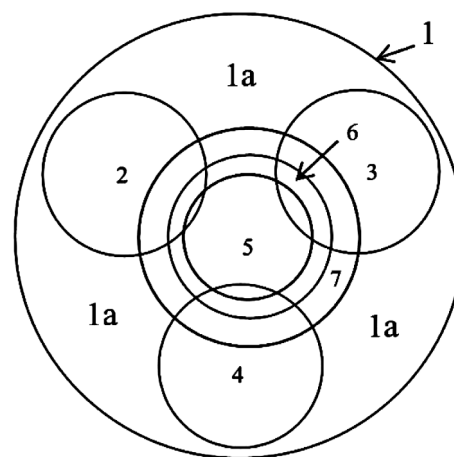


Рис. 7. Логическая структура общей теории грунтоведения: 1 — общая теория грунтоведения; 1а — системообразующая часть общей теории; 2 — теория компонентного состава грунтов; 3 — теория строения грунтов; 4 — теория свойств грунтов; 5 — теория формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов; 6 — теория методики изучения грунтов; 7 — теория обоснования управления составом, строением, состоянием и свойствами грунтов

их разработки весьма различна, в структуре многих теорий не хватает обобщения и формализации установленных многочисленных закономерностей, не все теории выполняют предсказательную функцию, большинство их носит описательный характер. Все эти вопросы ждут решения.

Общая теория инженерной геодинамики — *система взаимосвязанных теоретических положений и номологических высказываний (законов) об инженерно-геологических условиях, объединяющая научные представления об инженерно-геологической оценке эндогенных и экзогенных геологических процессов и их техногенных аналогов, закономерностях их формирования, а также об обосновании управления ими и инженерной защиты.* Отметим, что оценка включает вопросы морфологии, истории формирования и прогнозирования развития процессов.

Исходя из этого можно представить логическую структуру общей теории инженерной геодинамики, которая показана на рис. 8 [Королев, Трофимов, 2016]. Как следует из этой схемы, в структуру общей теории инженерной геодинамики (1) входят в соотношении включения вспомогательные теории: теория инженерно-геологической оценки эндогенных геологических процессов и их техногенных аналогов (2), теория инженерно-геологической оценки экзогенных геологических и инженерно-геологических процессов (3), теория методики инженерной геодинамики (4), а также теория обоснования управления геологическими процессами и ЛТС (ПТС) и инженерной защиты территорий, зданий и сооружений (5). Связующую и системообразующую роль в общей теории (1) выполняют системные положения (1а) общей теории инженерной геодинамики, в том числе опирающиеся на общие законы инженерной геодинамики.

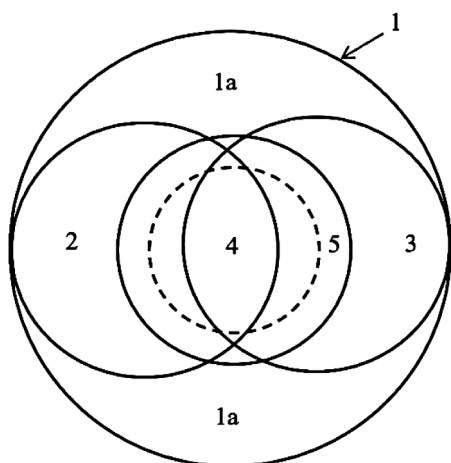


Рис. 8. Структура общей теории инженерной геодинамики: 1 — общая теория инженерной геодинамики; 1a — системообразующая часть общей теории; 2 — теория инженерно-геологической оценки эндогенных геологических процессов и их техногенных аналогов; 3 — теория инженерно-геологической оценки экзогенных геологических и инженерно-геологических процессов; 4 — теория методики инженерной геодинамики; 5 — теория обоснования управления геологическими процессами и ЛТС (ПТС) и инженерной защиты

Отметим, что не все вышепересмотренные основные и вспомогательные теории инженерной геодинамики в настоящее время имеют достаточную завершенность. Как и в теориях грунтоведения, степень их разработанности в инженерной геодинамике весьма различна, в структуре многих теорий не хватает обобщения установленных многочисленных закономерностей, не все теории выполняют предсказательную функцию, а большинство из них носит описательный характер. Эти вопросы также ждут своего дальнейшего разрешения.

Общая теория региональной инженерной геологии — система взаимосвязанных теоретических положений и номологических высказываний (законов) об инженерно-геологических условиях территорий, объединяющая научные представления об систематизации объектов региональной инженерной геологии (региональных геологических и инженерно-геологических телах и территориях; геологическом поле, инженерно-геологических формациях, грунтовых толщах и инженерно-геологических структурах), теорию региональных инженерно-геологических условий (ИГУ) и ЛТС (ПТС), теорию инженерно-геологических структур и методики региональных инженерно-геологических исследований. В соответствии с этим можно подойти и к построению системы общей теории региональной инженерной геологии, схема которой показана на рис. 9. Из этой схемы следует, что в основе системы общей теории региональной инженерной геологии лежат три основные теории, находящиеся в отношении включения в общую теорию (1): теория систематизации объектов региональной инженерной геологии (2); теория региональных ИГУ и ЛТС (3); теория инженерно-геологических структур (ИГС) Земли (4), а объединяющими их теори-

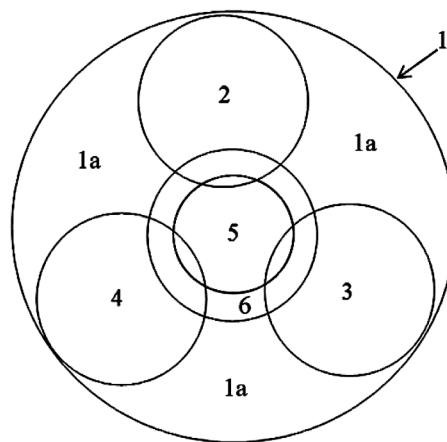


Рис. 9. Структура общей теории региональной инженерной геологии: 1 — общая теория региональной инженерной геологии; 1a — системообразующая часть общей теории; 2 — теория систематизации объектов региональной инженерной геологии; 3 — теория региональных ИГУ и ЛТС; 4 — теория инженерно-геологических структур (ИГС) Земли; 5 — теория методики инженерно-геологических исследований; 6 — теория обоснования управления региональными инженерно-геологическими структурами

ями, находящимися в отношении пересечения с вышеназванными, являются теория методики инженерно-геологических исследований (5) и теория обоснования управления инженерно-геологическими структурами (6). Последние находятся также в состоянии включения в общую теорию региональной инженерной геологии.

Подводя итог изложенному материалу, можно констатировать что к настоящему времени собран и обобщен большой фактический и теоретический материал о региональных инженерно-геологических исследованиях, включая номологическую базу, разработана структура общей теории региональной инженерной геологии [Трофимов, Аверкина, 2007] как части общей теории инженерной геологии [Королев, Трофимов, 2016]. Вместе с тем многие теоретические вопросы этого направления еще остаются слабо разработанными.

Выводы. 1. Современная структура инженерной геологии отражает тенденции ее развития в связи с расширяющимися запросами практики, в том числе в области космической инженерной геологии.

2. Накопленный к настоящему времени теоретический базис инженерной геологии позволяет перейти к созданию общей теории этой науки как системы (логической совокупности) собственной понятийной базы, закономерностей и законов, основных и вспомогательных теорий, представляющей единое учение инженерной геологии, которое обладает описательной, объяснительной, эвристической и предсказательной (прогнозной) функциями.

3. Предложены логико-графические модели содержания общей теории инженерной геологии и ее научных направлений, которые могут служить основой для их последующей разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии: 280 основных терминов / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: ОАО «Геомаркетинг», 2012. 320 с.

Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М.: Недра, 1971. 272 с.

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.

Бондарик Г.К. Методика инженерно-геологических исследований: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 333 с.

Бондарик Г.К., Ярз Л.А. Инженерная геология. Вопросы теории и практики. Философские и методологические основы геологии: Учеб. пособие. М.: ИД КДУ, 2015. 296 с.

Грунтоведение / Под ред. В.Т. Трофимова. 6-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 1024 с. [Классический университетский учебник].

Королев В.А., Трофимов В.Т. Инженерная геология: история, методология и номологические основы. М.: ИД КДУ, 2016. 292 с.

Трофимов В.Т. Содержание, структура и задачи инженерной геологии. Статья 2 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 3–12.

Трофимов В.Т. Теоретические аспекты грунтоведения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. 114 с.

Трофимов В.Т., Аверкина Т.И. Теоретические основы региональной инженерной геологии. М.: ГЕОС, 2007. 464 с.

Поступила в редакцию 05.12.2018

Поступила с доработки 20.06.2019

Принята к публикации 19.09.2019

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.444

Е.И. Ярцев¹, И.В. Викентьев², Н.И. Еремин³ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РУД
ДЖУСИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**ФГУБУН ИГЕМ РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35**IGEM RAS, 119017, Moscow, Staromonetny lane, 35*

Для основных морфологических типов и генераций сульфидов, слагающих руды Джусинского месторождения, изучен изотопный состав серы и проанализировано содержание элементов-примесей с помощью высокочувствительного метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS). Оба вида исследований выполнены для руд месторождения впервые. По геохимии изотопов серы реконструирован ее глубинный магматический источник, внесший в рудообразующий флюид преобладающий вклад. С использованием модулей программы STATISTICA подсчитаны корреляции и выявлены закономерности распределения микропримесей в сульфидных минералах.

Ключевые слова: Джусинское месторождение, колчеданные руды, геохимия изотопов серы, Южный Урал.

The sulfur isotopic composition was studied for the main morphological types and generation of sulfides composing the ore of the Dzhusinsky deposit, and the content of trace elements was analyzed using the highly sensitive method of mass spectrometry with inductively coupled plasma and laser sampling (LA-ICP-MS). Both types of studies were performed for ore deposits for the first time. According to the geochemistry of sulfur isotopes, its deep magmatic source was reconstructed, which made a predominant contribution to the ore-forming fluid. Using the modules of the STATISTICA, correlations were calculated and the patterns of distribution of micro impurities in sulfide minerals were revealed.

Key words: Dzhusinsky ore deposit, massive sulfide ore, geochemistry of sulfur isotopes, Southern Urals.

Введение. Джусинское месторождение — выделяющийся для Урала объект с крайне сложной историей формирования. Промышленное содержание Pb и Ba (в дополнение к Cu и Zn) в рудах, повышенная щелочность рудовмещающих вулканитов [Косарев, Артющкова, 2007], обилие разновозрастных субвулканических и интрузивных тел, интенсивный разноплановый метаморфизм [Ярцев, Викентьев, Прокофьев, 2017; Vikentyev et al., 2017], все это индивидуализирует Джусинское месторождение как уникальный колчеданно-полиметаллический объект среди множества (более 100) Cu- и Cu-Zn-колчеданных месторождений Урала, поэтому любые новые сведения о месторождении принципиально важны.

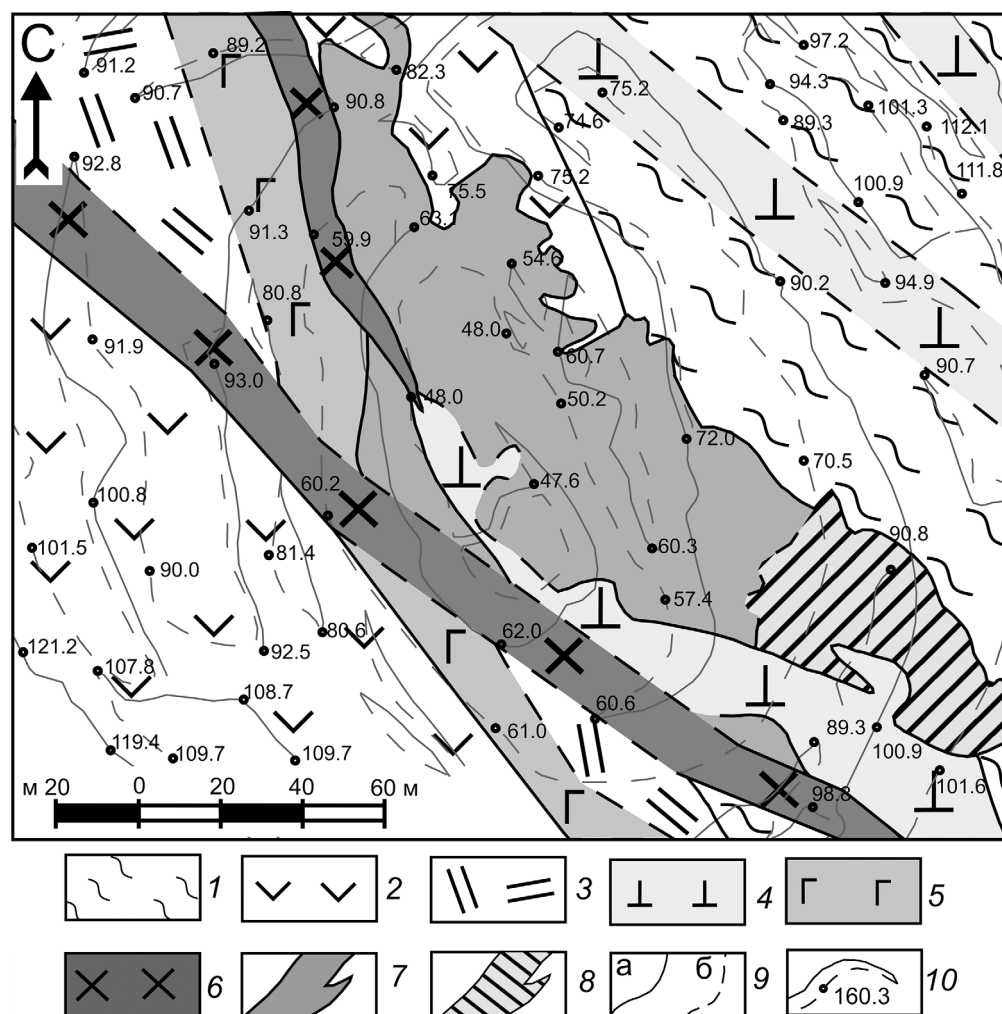
Геологическое строение района и месторождения. Джусинское месторождение (рис. 1) расположено в Теренсайском рудном районе [Косарев, Артющкова, 2007; Ярцев, Викентьев, Прокофьев, 2017]. Он сложен ирендыкской, карамалыташской и улутауской девонскими свитами, а также нижнекаменноугольными осадочными породами [Еремин и др., 1968]. Нижняя часть разреза представлена ирендыкской свитой андезибазальтового состава (верхний эмс—нижний эйфель [Косарев, Артющкова, 2007]). Вышележащая карамалыташская свита датируется эйфельским веком среднего девона [Косарев, Артющкова, 2007] и принадлежит к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Она подразделяется на две подсвиты:

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, кандидат геол.-минер. н., ст. науч. с.; Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, вед. инж.; e-mail: yar@geol.msu.ru

² Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, докт. геол.-минер. н.; гл. науч. с.; e-mail: viken@igem.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, член-корр. РАН, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: eremin@geol.msu.ru

Рис. 1. Карта центрально-го участка карьера Джусинского месторождения по состоянию на 2013 г.: 1 — кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — ранние габбро-порфиры, 5 — поздние габбро-порфиры, 6 — диориты магнитогорского интрузивного комплекса, 7 — медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, 8 — серноколчеданные руды, 9 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые), 10 — границы уступов карьера с абсолютными высотными отметками



нижекарамалыташскую преимущественно базальтового и андезибазальтового состава и верхнекарамалыташскую, подразделяющуюся на три толщи. Нижняя толща сложена лавами и туфами дацитового состава, подчиненное значение имеют базальты, андезибазальты и риолиты. Она вмещает Джусинское месторождение и ряд рудопоявлений: Северо-Джусинское-I, -II, -IV и Западно-Джусинское [Ярцев и др., 2018]. Средняя толща представлена андезибазальтами, андезитами, их туфами с подчиненным развитием андезидацитов и дацитов. Верхняя толща состоит из дацитов, риодацитов и их туфов с маломощными прослоями пород основного и среднего состава и вмещает рудопоявления Южно-Джусинское, Северо-Карabutакское [Еремин и др., 1968].

Джусинское месторождение приурочено к локальной зоне смятия, осложняющей Теренсайскую антиклиналь. Рудные тела столбообразной формы локализованы в существенно дацитовой толще. Всего установлено 18 рудных тел, сложенных колчеданно-полиметаллическими, медноколчеданными и серноколчеданными рудами. Она прорвана силлоподобными телами габбро-порфиров раннеэйфельско-раннеживетского субвулканического комплекса и дайками диоритов раннекаменно-

угольного магнитогорского комплекса [Ярцев, Еремин, Викентьев, 2017].

Материалы и методы исследований. Изотопный состав серы рудных минералов Джусинского месторождения. Для изучения изотопного состава серы из разных морфологических типов и генераций рудных минералов выделены монофракции сульфидов (табл. 1). Анализы проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии (ИГЕМ РАН). Методика анализа изложена в [Dubinin et al., 2014]. Полученные для рудных минералов значения изотопного состава серы Джусинского месторождения, скорее всего, свидетельствуют о преобладании глубинного магматического источника серы рудообразующего флюида [Гриненко, Гриненко, 1974; Медноколчеданные..., 1992; Викентьев, 2004; Фор, 1989], хотя допускается частичное извлечение серы из вмещающих вулканитов мантийного происхождения. Небольшое отклонение изотопного состава серы галенита — наиболее позднего сульфида — от общего довольно узкого диапазона $\delta^{34}\text{S} = -1,01 \div +3,16\text{‰}$ в сторону отрицательных значений, вероятно, свидетельствует о его кристаллизации из флюида, испытавшего на завершающих стадиях рудообразования влияние верхнекорового (седиментационно-диагенетического, из терри-

Таблица 1

Изотопный состав серы сульфидов Джусинского месторождения

Минерал	Морфологический тип	Генерация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Py	Вмещающие метасоматиты		3,16
	Колломорфный	Py1	-1,01
	Кристаллически-зональный (в рудах)	Py2	2,21
	Кристаллически-зональный (в ранних габбро-порфиритах)		1,88
	Азональный (контактово-метаморфогенный?)	Py3	1,51
Csp	Серно-колчеданные руды	Csp1	0,41
	Зернистый		1,41
	Сдвойникованный		1,11
	Кварц-сульфидные жилы заполнения	Csp2	1,29
			0,26
Sp	Железистый	Sp1	1,73
	Маложелезистый	Sp2	-0,40
Gn	Из поздней ассоциации		-3,46

Примечания. Py — пирит, Csp — халькопирит, Sp — сфалерит, Gn — галенит.

генных осадков) источника. Это подчеркивается аномально высокой долей радиогенного свинца в его составе [Чернышев и др., 2008].

Методы исследований микропримесей в рудных минералах. С помощью метода LA-ICP-MS [Викентьев и др., 2016] проанализированы элементы-примеси в основных генерациях рудных минералов (табл. 2) с применением точечной и профильной абляции с использованием квадрупольного масс-спектрометра «Thermo XSeries 2» и приставки для лазерной абляции NWR 213 (аналитик В.Д. Абрамова, ИГЕМ РАН). Для большинства минералов выполнен точечный анализ (диаметр пучка лазера 40 мкм), для кристаллически-зонального пирита — по профилям через зерно пирита.

Результаты исследований и их обсуждение. Закономерности распределения микропримесей. По данным LA-ICP-MS в пирите колломорфно-зонального строения установлено высокое содержание (n·100 ppm) следующих элементов: Tl, Sb, Bi, As, Co, Cr. Наиболее сильно варьируют значения концентрации As, Co, Sb, Tl. При исследовании кристаллически-зонального пирита содержание микропримесей рассчитано в профилях по сегментам (блокам), выделенным на основании изменения содержания этих четырех элементов,

Таблица 2

Содержание микропримесей в сульфидах Джусинского месторождения по данным анализа методом LA-ICP-MS

Элемент	Py1	Py2	Csp1	Csp2	Tnt-Ttr	Apy
Co	2,32 — 702 (71,8)	0,44 — 8917 (104,79)	0,24 — 2,1 (0,86)	0,38 — 3,6 (1,16)	1,38 — 89 (21,41)	0,23 — 116 (6,83)
n	15	69	3	2	3	6
As	129 — 12500 (1576)	80 — 14860 (999,05)	90 — 1380 (201,31)	99 — 281 (151,19)	76000 — 285000 (143441)	309000 — 750000 (471879,79)
n	15	74	28	9	12	8
Ag	0,11 — 174 (10,9)	0,1 — 133 (3,6)	0,67 — 1440 (4,3)	3,86 — 1573 (334,17)	45 — 5690 (857,7)	0,03 — 19,8 (0,59)
n	15	74	29	8	12	8
Au	0,34 — 9,3 (1,82)	0,1 — 6,46 (0,73)	0,02 — 0,92 (0,24)	0,06 — 0,35 (0,14)	0,07	0,15 — 57 (4,09)
n	14	60	6	2	1	8
Cd	2,4 — 20,2 (6,65)	0,15 — 640 1,39	0,39 — 14,8 (3,54)	0,4 — 3,5 (1,82)	170 — 12500 (984,93)	2,8 — 5,5 (3,92)
n	4	31	25	4	12	2
Sn	0,65 — 4,8 (1,53)	0,15 — 22,1 (1,26)	1,9 — 119 (31,9)	1,03 — 18,4 (4,61)	—	—
n	3	44	27	9	—	—
Sb	0,43 — 3100 (29,22)	0,21 — 6660 (10,04)	0,46 — 27,5 (3,04)	0,87 — 25,8 (2,33)	9100 — 123000 (24989,23)	1,14 — 23,6 (4,89)
n	15	68	28	6	12	8
Tl	0,07 — 380 (12,88)	0,01 — 650 (1,91)	0,01 — 2,05 (0,25)	0,01 — 0,59 (0,09)	0,12 — 0,61 (0,26)	0,01 — 1,8 (0,28)
n	15	66	23	8	7	6
Bi	0,58 — 307 (35,75)	0,04 — 366 (5,99)	0,02 — 9,9 (1,06)	0,11 — 15,7 (1,08)	21,3 — 9700 (654,37)	0,09 — 26,3 (1,24)
n	15	71	27	7	12	7

Примечания: n — число замеров выше предела обнаружения, участвовавших в расчете среднегеометрических значений; Py2 — кристаллически-зональный (из руд); Apy — арсенопирит, Tnt-Ttr — теннантит-тетраэдрит. Прочерк — отсутствие данных. Аналитик В.Д. Абрамова (ИГЕМ РАН). Над чертой — минимальное-максимальное значение содержания микропримесей (ppm), под чертой — среднее геометрическое содержание микропримесей (ppm).

которые обычно рассматриваются как типичные изоморфные примеси в его составе.

Анализ распределения среднегеометрических значений содержания микропримесей по основным рудным генерациям (табл. 2) показал следующее. От ранней генерации пирита (Py1, колломорфный) к поздней (Py2, кристаллически-зональный) происходит значительное увеличение Cr; снижается концентрация Mn, Ag, Cd, Tl, Bi. В халькопирите от ранней генерации (из медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд) к поздней (из кварц-сульфидных жил заполнения, проявленных вдоль контактов рудных тел и габбро-порфириров) происходит сильное увеличение содержания серебра (почти в 80 раз, до ср. геом. 334 ppm) и заметное снижение концентрации Ga, Cd, Sn. Повышенные значения концентрации (относительно других сульфидов) серебра характерны для блеклой руды (ср. геом. 858 ppm), золота — для арсенопирита (до 57 ppm, ср. геом. 4 ppm) по сравнению с остальными сульфидными (ср. геом. 0,14–1,82 ppm).

Изменение содержания некоторых металлов при переходе от ранней генерации минералов к более поздней объясняется процессами перекристаллизации руд и перераспределением элементов, обусловленным их разной подвижностью при метаморфических процессах. Например, при приближении к контакту руды с поздними габбро-порфиритами в сульфидных рудах происходит снижение концентрации большинства примесных металлов, например In, Ga, W, Sb, в результате их удаления из кристаллической решетки минералов вследствие контактово-метаморфической перекристаллизации.

Изучение кристаллически-зонального пирита по профилям поперек зон роста выявило неравномерное ступенчатое (соответствующее зонам роста), но без пиков распределение Co, подтверждающее изоморфное вхождение этого элемента в состав пирита.

Анализ корреляции элементов предварительно проводился методом дендрограмм (метод полной связи, расстояния объединения — 1-г Пирсона), в результате чего удалось выявить по 3–6 групп родственных элементов в пирите (колломорфном и кристаллически-зональном), халькопирите (раннем и позднем), сфалерите и галените. Выявлены ассоциации, присущие только конкретному минералу, например, для благородных металлов ассоциации Au-Ag-Cd-Mn в колломорфном пирите, Ag-Au-As в кристаллически-зональном пирите, Tl-Sb-Ag-Pb в раннем халькопирите, Ag-As-Cu-Fe в позднем халькопирите кварц-сульфидных жил заполнения, Bi-Se-Ag-Cu в галените и Cd-Ag-Cr в сфалерите. В позднем халькопирите и галените золото коррелирует с ртутью.

Дальнейшая обработка данных LA-ICP-MS проводилась статистическими методами, как для отдельных минералов, так и всей выборки с целью

нахождений «сквозных» геохимических ассоциаций. Были использованы кластерный анализ, факторный анализ, метод главных компонент. Ассоциации микропримесей, повторяющиеся во всех трех видах статистического анализа, выделены в группы. Методом главных компонент по всей выборке сульфидов выделены следующие ассоциации: Zn-Cd-Hg; Se-Pb-Ag-Bi; W-Mo; Ga-Ge-Sn; Cd-Zn-Hg-Cr-Co-W. Наиболее устойчива ассоциация Zn-Cd-Hg, очевидно, отвечающая сфалериту с его характерными главными (Zn) и примесными (Cd, Hg) элементами.

Аналогичные анализы, выполненные для каждого сульфида в отдельности, выявили в них по 3–4 группы коррелирующих элементов. На основании сходимости результатов факторного анализа, кластерного анализа (построение дендрограмм методом полной связи, расстояния объединения — 1-г Пирсона) и метода главных компонент по методике [Ярцев, Шатагин, 2016] в каждом минерале выделены характерные ассоциации микропримесей (табл. 3).

Таблица 3

Ассоциации элементов-примесей основных генераций рудных минералов

Минералы	Группы ассоциаций элементов-примесей			
	Au-Ag	Bi-Se	ртутная	прочие
Py1	Au-Ag-Cd	Se-Bi	Tl-Sb-Hg	
Py2	As-Au-Ag-Cr		Tl-Sb-Hg	Pb-W
Ccp1	Au-Ag-Pb-Bi-In	Se-Cu		Te-As
Ccp2		Sn-Se	Cr-Hg-In	Ga-Ge-Co-W
Sp	Cd-Ag-Au-Cr		Hg-Bi-Ga-Sn	In-Tl-W
Gn	Au-Cr	Ag-Se	Hg-Bi-In	
Tnt-Ttr	Ag-As; Au-Sn-Te	Bi-Se		
Apy		Au-Bi-Se		Ge-Ag-In

Примечания. Py2 — кристаллически-зональный (из руд); Ару — арсенопирит, Tnt — теннантит, Ttr — тетраэдрит. Полужирным выделены «сквозные» элементы-примеси для каждой выделенной ассоциации.

Сходимость выделенных групп удовлетворительная и сводится к незначительным различиям, что свидетельствует о наличии геолого-минералогических оснований для выделения этих геохимических ассоциаций. Помимо характерных только для данного минерала прослеживаются и «сквозные» группы примесей, встречающиеся в разных сульфидах, например, ассоциация Au-Bi-Se в арсенопирите, Bi-Se в блеклой руде и колломорфном пирите; корреляция золота с серебром в пирите 1–2, халькопирите и сфалерите.

Заключение. Поскольку содержание Au в арсенопирите на несколько порядков выше, чем в блеклой руде, можно предположить, что золото, коррелирующее в арсенопирите с Bi и Se, пере-

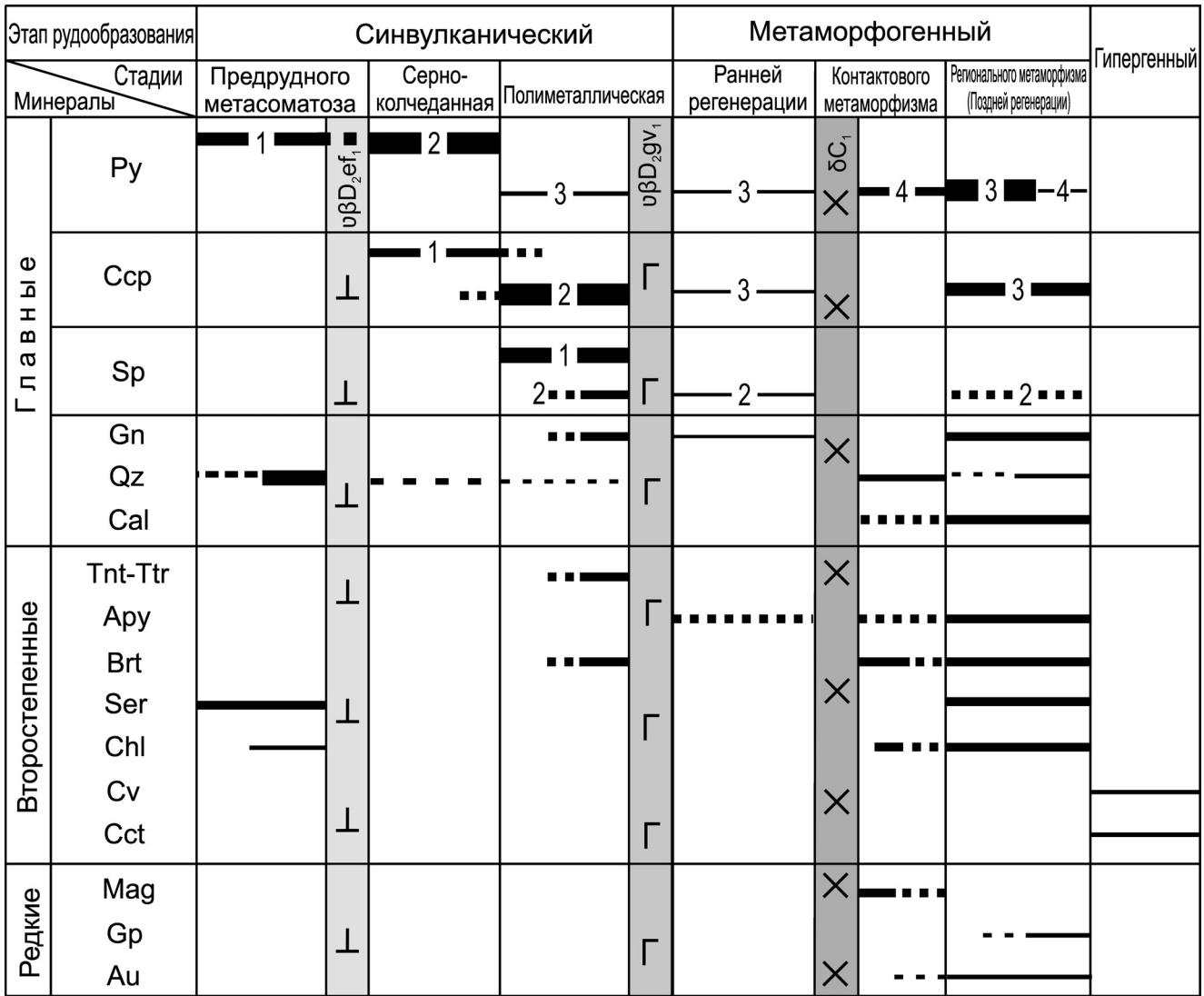


Рис. 2. Схема последовательности минералообразования на Джусинском месторождении: Py1 — вмещающих метасоматитов, Py2 — коллоидный и концентрически-зональный, Py3 — кристаллически-зональный, Py4 — азональный, Csp1 — из серно-колчеданных руд, Csp2 — зернистый и сдвойникованный, Csp3 — жил заполнения, Sp1 — железистый, Sp2 — маложелезистый; Gn — галенит, Qz — кварц, Cal — кальцит, Tnt — теннантит, Ttr — тетраэдрит, Apy — арсенопирит, Brt — барит, Ser — серицит, Chl — хлорит, Cv — ковеллин, Cct — халькозин, Mag — магнетит, Gp — гипс (эндогенный), $\beta\beta D_2ef_1$ — раннеэфальские субвулканические габбро-порфиры (предрудные), $\beta\beta D_2gv_1$ — раннеживетские субвулканические габбро-порфиры (позднерудные), δC_1 — дайки магнитогорского раннекаменноугольного интрузивного комплекса

шло туда в процессе синметаморфического роста его кристаллов, развивающегося псевдоморфно по блеклой руде. Таким образом, с учетом изложенных данных, составлена схема последовательности минералообразования на месторождении (рис. 2), отражающая как синвулканические ассоциации, так и поздние наложенные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н. и др. Микропримеси в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Докл. РАН. 2016. Т. 470, № 3. С. 326–330.
Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974, 274 с.
Еремин Н.И., Воробьев В.И., Петрова Г.С., Яковлев Г.Ф. Теренсайский рудный район // Палеозойский

Благодарности. Аналитические исследования проводились в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН).

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00693-П).

вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 177–208.
Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геол. сборник. № 6 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180.
Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / Под ред. С.Н. Иванова. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 308 с.

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

Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 4. С. 530–535.

Ярцев Е.И., Бурмистров А.А., Викентьев И.В. Закономерности локализации и прогноз оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 48–58.

Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические свидетельства контактового преобразования руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 39–44.

Ярцев Е.И., Еремин Н.И., Викентьев И.В. Субвулканические габбро-порфириты, интрузивные диориты

и колчеданное оруденение Джусинского месторождения (Южный Урал) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 197–199.

Ярцев Е.И., Шатагин Н.Н. Статистический анализ геохимических ассоциаций субвулканических образований основного состава Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения, Южный Урал // Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. N 5. С. 34–40.

Dubinina A.V., Dubinina E.O., Demidova T.P. et al. Stable isotope evidence for the Bottom Convective Layer homogeneity in the Black Sea // Geochem. Transact. Amer. Chem. Soc. L., 2014. Vol. 15, N 3. P. 1–16. doi: 10.1186/1467-4866-15-3.

Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 85. P. 30–63.

Поступила в редакцию 03.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 550.8.055

Хао Юэсян¹, Шарданова Т.А.², Хуан Чунсин³

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДЕПРЕССИИ СЫЧУАНЬ ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫ (КНР)

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

Корпорация «Бурение и разведка», 610051, КНР, провинция Сычуань, г. Чэнду, р-н Чэнхуа, ул. Мэнчайван, 6
Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Chuanqing Drilling and Exploration Corporation Co., Ltd.

610051, No. 6, Mengzhuiwan Street, Chenghua District, Chengdu, Sichuan, China

Рассмотрены петрофизические, геохимические и литологические особенности строения граптолитовых сланцев нижней части формации Лонмасы раннесилурийского возраста в провинции Сычуань (КНР). Выявлены основные закономерности формирования высокоуглеродистых осадков во внутришельфовых депрессиях.

Ключевые слова: граптолитовые сланцы, высокоуглеродистые породы, нижний силур, КНР.

Petrophysical, geochemical, and lithological features of the structure of graptolite schists from the lower part of the Longmazi Formation of the Lower Silurian age of the Sichuan Province of the People's Republic of China are considered. The main regularities of the formation of high-carbon sediments in intrashelf depressions are revealed.

Key words: graptolite schists, high carbon rocks, Lower Silurian, China.

Введение. В последние десятилетия работы, направленные на поиски месторождений нетрадиционных углеводородов (сланцевой нефти и газа), весьма востребованы. В связи с этим появились многочисленные публикации, посвященные литолого-геохимическим и петрофизическим особенностям строения пород высокоуглеродистых комплексов, рассматриваемых ранее исключительно как нефтематеринские породы (баженовская свита верхней юры, доманиковый горизонт верхнего девона и т.д.) [Билибин и др., 2015; Конюхов, 2015; Ступакова и др., 2015]. Все исследователи отмечают, что для формирования высокоуглеродистых пород характерны следующие особенности: а) высокая биопродуктивность, приведшая к накоплению осадков разного состава, — от чистых сапропелевых до известковых, глинистых, кремнистых, с преобладанием осадков смешанного состава; б) низкая скорость седиментации в центральных частях внутри шельфовых депрессий, более высокая в их краевых частях за счет привноса обломочного материала гравитационными потоками с обрамляющих поднятий; в) стабильный тектонический режим и низкий темп погружения. Объект нашего изучения — осадочный комплекс

раннесилурийского возраста, обогащенный органическим веществом, — формация Лонмасы (Longmazi) в бассейне Сычуань (КНР). В последние несколько лет изучение граптолитовых ордовикских и силурийских сланцев в КНР связано с разведкой и освоением месторождений сланцевого газа [Лян Синьпин, 2016; Wang Yuman et al., 2016]. В работе основное внимание нами уделено нижней части формации Лонмасы, наиболее обогащенной органическим веществом (ОВ).

Общая характеристика района исследования. Объект исследований находится в южной части впадины Сычуань, район Вэйюань (Нычиань, КНР). Согласно предыдущим исследованиям структура района Вэйюань имеет моноклинальное залегание с погружением в юго-восточном направлении, с незначительными углами наклона и без крупных тектонических нарушений. На рубеже среднего и позднего ордовика на территории Янцзы в результате роста поднятий Сюфенг, Сычуань и Гуйчжоу режим открытого морского бассейна сильно изменился. Сформировалась область полужакрытых морей, имеющих более застойный характер относительно нормальной морской обстановки. Во время осадконакопления в раннем

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, доцент; e-mail: tshardanova@mail.ru

³ Корпорация «Бурение и разведка», КНР, CCDC (Chuanqing Drilling and Exploration Corporation Co., Ltd.), инженер; e-mail: huangcx_dyy@cnpc.com.cn .

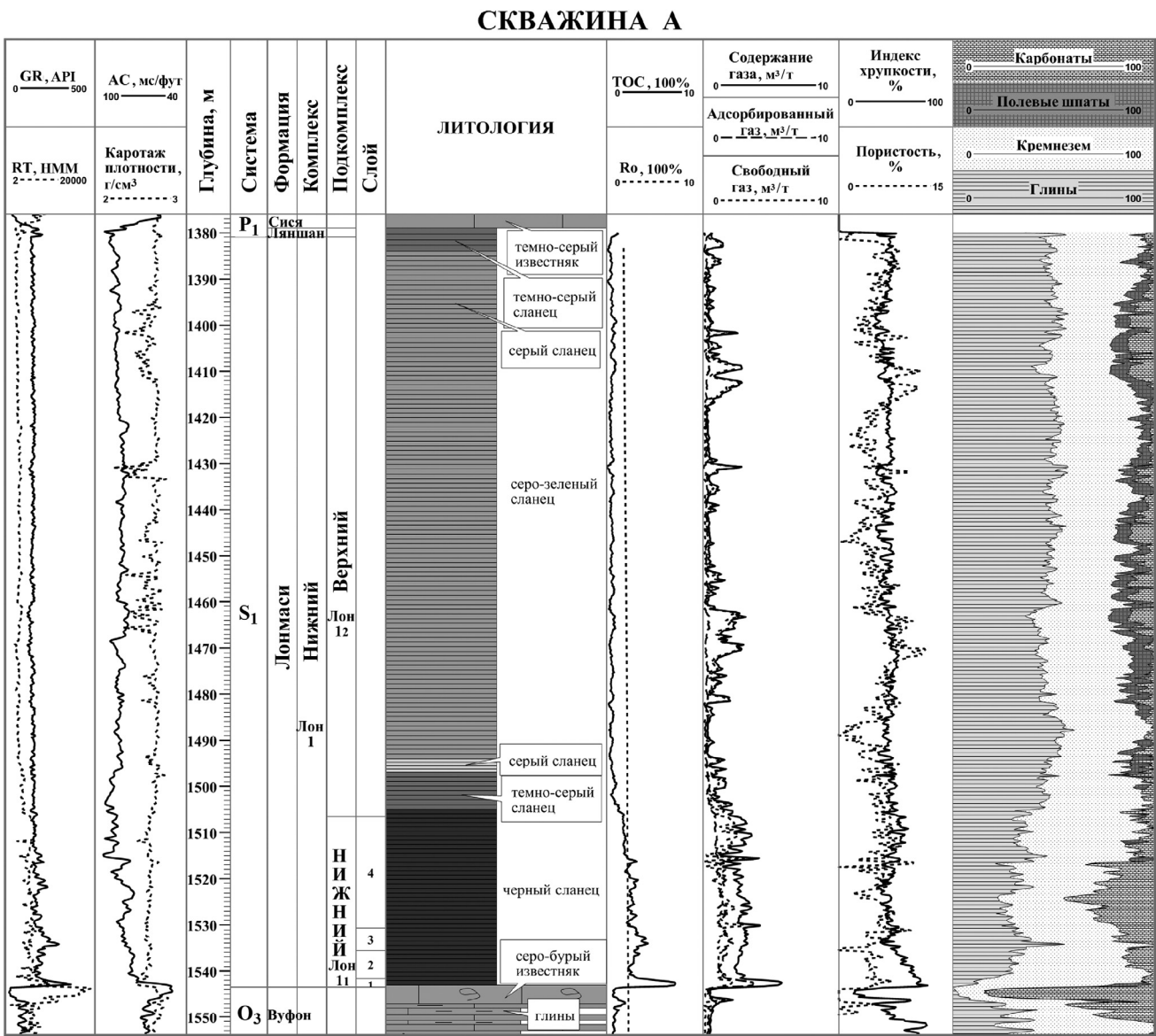


Рис. 1. Обобщенный разрез нижней части формации Лонмаси в районе Вэйюань, провинции Сычуань, в южной части впадины Сычуань (КНР)

силуре палеоподнятия выходили из под уровня моря с широким развитием приливных и лагунных фаций. Между поднятиями в шельфовых впадинах депрессионного типа откладывались высокоуглеродистые осадки, причем как в пределах глубоководного, так и мелководного шельфа. Последние исследования показали, что сланцы в нижней части формации Лонмаси сформировались в анаэробной среде [Wu Lanyu et al., 2016]. Во время формирования осадков, обогащенных ОБ, бассейн Сычуань был окружен поднятиями с ограниченной циркуляцией вод, что подтверждается отсутствием биотурбационных структур. Глинистые сланцы верхней части формации Лонмаси формировались уже в аэробной среде. Смена аноксической среды на окисную связана с падением уровня моря и возникновением придонных течений. Повышение скорости седиментации также не способствовало

сохранению ОБ [Wu Lanyu et al., 2016]. В дальнейшем в результате каледонских движений северо-западная часть поднятий в районе исследований подверглась эрозии, что привело к частичному размыву нижнесилурийских отложений и отсутствию девонских и каменноугольных осадочных комплексов.

Формация Лонмаси представлена высокоуглеродистыми, преимущественно пелитоморфными породами смешанного состава. Сверху вниз по разрезу отмечено уменьшение размерности и преобладание тонкой горизонтальной слоистости («сланцеватости»), цвет становится темнее, характерно обилие пиритовых конкреций, реже известковых; присутствует большое количество остатков граптолитов. Общая мощность комплекса 300–600 м, глубина залегания с северо-запада на юго-восток постепенно увеличивается с 1500 до

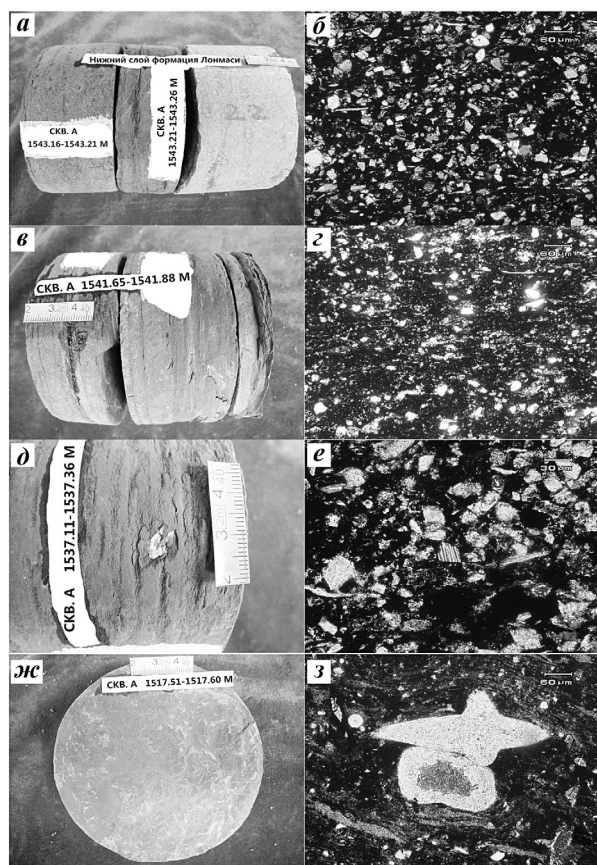


Рис. 2. Высокоуглеродистые породы (граптолитовые сланцы) нижнего силура в районе Вэйюань: а — контакт кремневого сланца слоя 1 и известняка формации Вуфон; б — кремневый сланец (слой 1); в, г — известково-глинисто-кремнистые сланцы с пиритовыми стяжениями (слой 2); д — известково-глинисто-кремнистые сланцы с пиритовыми и известковыми конкрециями (слой 3); е — примесь плагиоклаза и ракушнякового детрита в сланце (слой 3); ж — сланец смешанного состава с отпечатками граптолитов (слой 4); з — раковинный детрит и остатки кремневых губок (слой 4)

4000 м. В изученных разрезах высокоуглеродистые породы согласно подстилаются породами формации Вуфон позднеордовикского возраста, представленными глинистыми известняками со значительным количеством ракушнякового детрита, остатков брахиопод и иглокожих. Перекрывают несогласно нижнепермскими отложениями формации Ляншань, выполненными высокоуглеродистыми глинистыми сланцами, содержащими уголь. В области Вэйюань мощность формации Ляншань 2–10 м, вдали от денудационных зон толщина формации увеличивается. По геофизическим данным для высокоуглеродистых пород формации Лонмаси характерны высокие значения гамма-каротажа (GR) и низкие значения удельного сопротивления (RT), что позволяет уверенно выделять и коррелировать разрезы этих комплексов (рис. 1).

Осадочный разрез формации Лонмаси делится на два крупных комплекса: нижний — Лон I и верхний — Лон II. Породы нижнего комплекса широко распространены, мощность колеблется от

140 до 240 м. В разрезе преобладают темно-серые и черные высокоуглеродистые пелитоморфные сланцы (граптолитовые сланцы) с отчетливой горизонтальной слоистостью, насыщенные пиритом. Породы верхнего комплекса имеют невыдержанную мощность — от 0 до 260 м и представлены чередованием серых и черных «сланцев» с неясной стратификацией. В представленном разрезе они отсутствуют, а породы нижнего комплекса Лон I перекрываются отложениями раннепермского возраста. В свою очередь нижний комплекс Лон I исследователи делят на два подкомплекса: нижний Лон I₁ и верхний Лон I₂. Подкомплексы уверенно расчленяются по данным гамма-каротажа (GR) и удельному сопротивлению пород (RT) (рис. 1), а также по литолого-геохимическим особенностям пород. Нижний высокоуглеродистый «сланец» обогащен разнообразными формами граптолитов, скоплениями (нередко послойными) пирита. Среднее содержание органического углерода (ТОС) составляет более 2%. Мощность 36–48 м. В верхнем подкомплексе отмечено резкое уменьшение количества граптолитовых остатков и присутствие прослоев песчано-глинистых пород. Мощность колеблется от 105 до 200 м.

Результаты исследований и их обсуждение. По литологическим, геохимическим, петрофизическим характеристикам подкомплекс Лон I₁ разделяется на 4 слоя (снизу вверх): Лон I₁¹, Лон I₁², Лон I₁³ и Лон I₁⁴.

Слой Лон I₁¹ представлен черными высокоуглеродистыми пелитоморфными породами преимущественно кремневого состава, содержащими большое количество пирита и трещин, залеченных кальцитом. Для пород характерно большое количество и видовое разнообразие остатков граптолитов (*Orthograptus vesiculosus*, *Climacograptus*, *Petalolithus* Suess), присутствуют спикеры губок и радиолярии. Этот интервал имеет лучшую региональную контрастность относительно подстилающих верхнеордовикских пород формации Вуфон и более однородные литолого-геохимические характеристики по сравнению с вышележащими породами (рис. 1, 2, а, б). Общее содержание ТОС ≈ 5–15% (среднее 7%). Естественная радиоактивность достигает 200–500 API (по значениям используемыми American Petroleum Institute). Среднее удельное сопротивление пласта (RT) 40 Ом·м, средняя акустическая разница во времени составляет 80 мкс/фут (микросекунда/фут), плотность 2,1–2,5 г/см³, пористость около 3%, а индекс хрупкости <55%. Содержание газа около 9 м³/т.

Слой Лон I₁² по литологическим характеристикам не очень отличается от слоя Лон I₁¹. В основном он сложен черными высокоуглеродистыми породами, обогащенными граптолитовыми остатками (*Glyptograptus*, *Orthograptus vesiculosus*, *Climacograptus*, *Pristiograptus*, *Aki-dograptus acuminatus*, *Didymograptus*). Выявлены остатки

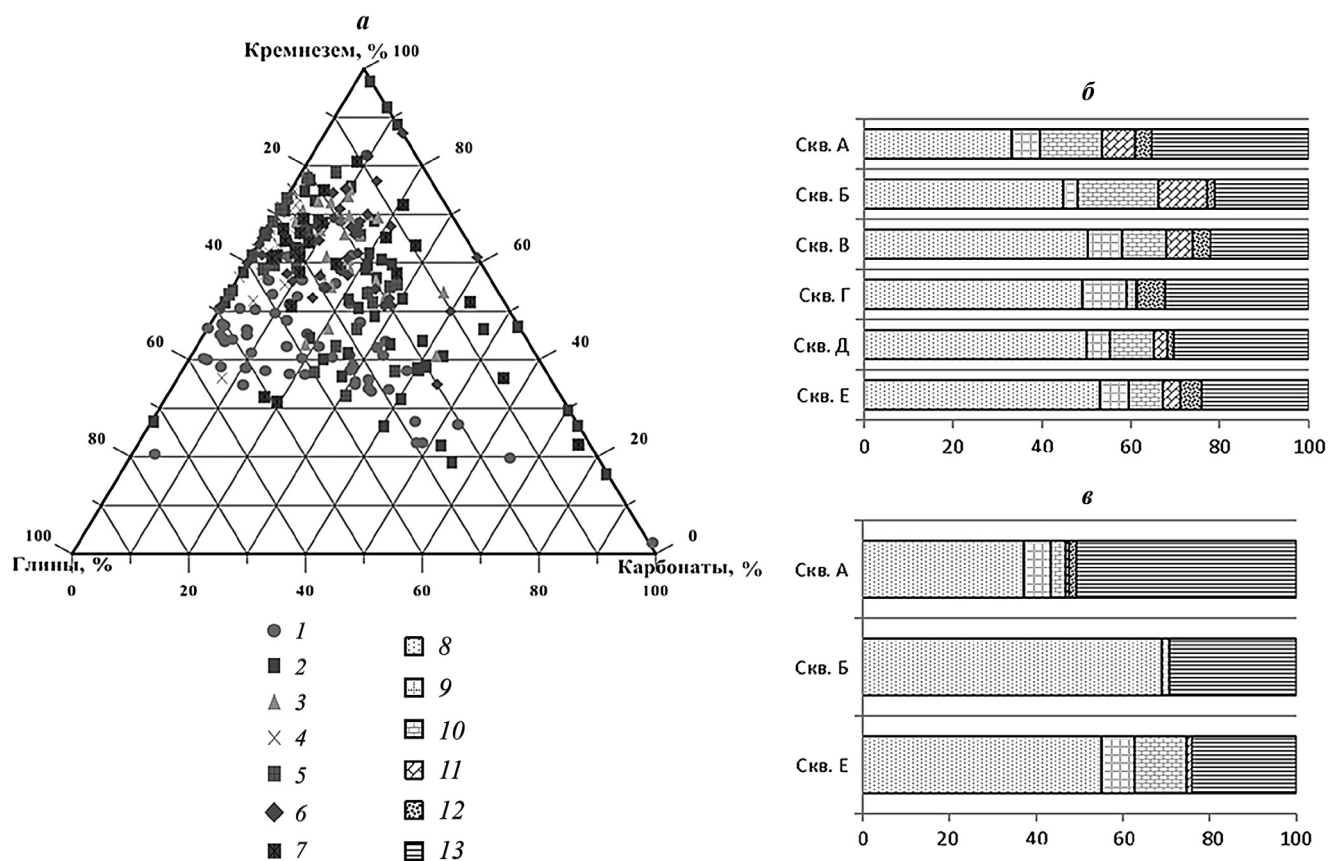


Рис. 3. Минеральный состав (средний) высокоуглеродистых нижнесилурийских пород в районе Вэйюань: *а* — формация Лонмасы; *б* — нижний комплекс Лон I; *в* — верхний комплекс Лон II; 1–7 — скважины А–Ж соответственно, 8 — кремнезем, 9 — полевые шпаты, 10 — кальцит, 11 — доломит, 12 — пирит, 13 — глины

остракод и радиоларий, пиритовые стяжения и кальцитовые прожилки. Однако отмечается постепенное повышение содержания глинистых и карбонатных компонентов, что определяет известково-глинисто-кремнистый состав пород (рис. 1, 2*в*, *з*). По данным гамма-каротажа ($GR=140\div180$ API) и геохимических исследований отмечено резкое уменьшение ТОС до 3–5% (среднее 3,7%). Среднее удельное сопротивление пласта (RT) 30 Ом·м, средняя акустическая разница во времени 80 $\mu s/ft$, плотность (DEN) $\sim 2,4$ г/см³, пористость ~ 4 –6%, индекс хрупкости 65%, содержание газа $\sim 5,5$ м³/т.

Слой Лон I_1^3 при внешней литологической схожести с подстилающими породами отличается несколько повышенными значениями ТОС (до 4–5%), что отражается в появлении на кривых гамма-каротажа второго пика повышенной радиоактивности до 160–270 API (среднее 200 API) (рис. 1, 2*д*, *е*). Для этого слоя, так же, как и для подстилающих пород, характерен многообразный комплекс остатков граптолитов (*Glyptograptus*, *Climacograptus*, *Dicranograptus*, *Didymograptus*), радиоларий, появляются остатки брюхоногих моллюсков. Среднее удельное сопротивление пласта (RT) 16 Ом·м, средняя акустическая разница во времени 90 $\mu s/ft$, плотность (DEN) 2,5 г/см³,

пористость ~ 5 –8%, индекс хрупкости $< 55\%$. Содержание газа ~ 5 –8 м³/т.

Слой Лон I_1^4 — переходный к породам верхнего подкомплекса и отличается от подстилающих отложений присутствием темно-серых интервалов известковистых и песчано-глинистых «сланцев». Анализ минерального состава показал равное соотношение кремневых, глинистых и карбонатных компонентов (рис. 1, 2, *ж*, *з*). Характерно незначительное содержание пирита и остатков граптолитов (*Demirastrites*, *Aki-dograptus acuminatus*, *Pristiograptus*). Кроме радиоларий и брюхоногих моллюсков отмечены остатки трилобитов. Благодаря более низкому содержанию органического углерода (ТОС = $1,8\div 2,1\%$), значения гамма-каротажа составляют ~ 140 –180 API. Среднее удельное сопротивление пласта (RT) 25 Ом·м, средняя акустическая разница во времени 85 $\mu s/ft$, плотность 2,56 г/см³, пористость ~ 5 –7%, индекс хрупкости ~ 45 –54%, содержание газа $\sim 3,6$ –4,5 м³/т.

Минеральный состав. Анализ минеральных компонентов в образцах высокоуглеродистых «граптолитовых сланцев» формации Лонмасы в районе Вэйюань показал поликомпонентный состав (%): кварц 45,5 (1,6–97,9), карбонатные минералы (кальцит и доломит) 16,7 (0–98,4), глинистые минералы 29,3 (0–75,9%), полевые шпаты

6,4 (0–25,6). Тонкая слоистость, наличие вторичных изменений (окремнение, карбонатизация), неравномерная терригенная и биогенная примесь влияют на резкие колебания минерального состава высокоуглеродистых пород. Выделяются как чистые кремниевые и карбонатные разности, так и смешанные разности: карбонатно-глинисто-кремнистые, карбонатно-кремнисто-глинистые (рис. 3). Однако, если сравнивать минеральный состав изучаемых пород нижнего комплекса Лон I и верхнего комплекса Лон II (по фондовым материалам), в последнем заметно значительное увеличение доли глинистых минералов (Лон I 21,2–35,2%, Лон II 24,2–50,8%) и уменьшение содержания карбонатных минералов (Лон I 2,5–29,0%, Лон II 1,6–13,2%).

Органическое вещество. В изученных породах формации Лонмасы преобладает кероген I и II типов. По составу ОВ выделяют группу сапропеля (72–90%) и группу битуминита. Органическое вещество в нижнесилурийских сланцах формации Лонмасы характеризуется высокой степенью зрелости, благоприятной для генерация сухого газа (значение R_o около 1,64–2,15%, грация катагенеза $МК_{5-6}$).

Статистический анализ данных о содержании органического углерода (C_{org}) в формации Лонмасы показал большой диапазон распределения ТОС (от 0,07 до 8,2%, при средних значениях, равных 1,54%). Количество образцов с $ТОС < 1\%$ составляет 45,73% от общего объема, с $ТОС > 2\%$ — 34,14%, с $ТОС > 5\%$ — 1,3%. Исследования показали, что «сланцы» формации Лонмасы обладают повышенными гетерогенными характеристиками не только по разрезу, но и по площади. Даже в наиболее обогащенном органическим веществом

нижнем комплексе Лон I (при среднем значении $ТОС = 2,05 \pm 2,88\%$) существует определенная разница в его содержании в каждой скважине.

Выводы. 1. Наиболее обогащенные ОВ отложения нижнего подкомплекса Лон I₁ представлены преимущественно известково-глинисто-кремнистыми породами с тонкой горизонтальной слоистостью («сланцеватостью») и обилием пиритовых конкреций. Отмечено увеличение глинистой составляющей снизу вверх по разрезу.

2. Для пород характерно отсутствие бентосных форм организмов. Биогенные остатки представлены преимущественно планктоногенными формами и только в верхнем слое Лон I₁⁴ появляются формы граптолитов, ведущих донный или псевдопланктонный образ жизни. Для этого слоя характерно сокращение видового состава граптолитов относительно подстилающих слоев, а также увеличение доли песчано-алеврито-глинистых компонентов и уменьшение пиритовых стяжений.

3. Количество ОВ максимально в кремнистых породах нижнего слоя Лон I₁¹ (ТОС до 15%), которое представлено преимущественно сапропелевым материалом.

4. Все перечисленные признаки позволяют предположить, что осадочный комплекс слоя Лон I₁^{1–3} формировался во внутришельфовых депрессиях с анаэробной придонной средой. Для периода формирования слоя Лон I₁⁴ отмечены признаки усиления терригенного сноса в результате снижения относительного уровня моря и периодического восстановления аэробного режима придонных вод.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников компании «Chuanging Drilling and Exploration Corporation» (КНР) за помощь в сборе и обработке фактического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Билибин С.И., Калмыков Г.А., Ганичев Д.И., Балушкина Н.С. Модель нефтесодержащих пород баженовской свиты // Геофизика. 2015. № 3. С. 3–15.

Конюхов А.И. Черные глины и другие отложения, обогащенные органическим веществом, на окраинах материков в раннем и позднем палеозое // Вестн. Моск. ун-та. 2015. Сер. 4. Геология. № 4. С. 22–33.

Лян Синьпин. Сравнительный анализ условий формирования и нефтегазоносности доманиковых отложений юго-востока Русской платформы и сланцевых пород нижнего палеозоя Сычуаньской депрессии платформы Янцзы Китая: Автореф. канд. дисс. М., 2016.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Фадеева Н.П. и др. К оценке ресурсов и запасов сланцевой нефти // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 3. С. 3–10.

Wang Yuman, Dong Dazhong, Huang Jinliang et al. Guanyinqiao Member lithofacies of the Upper Ordovician Wufeng Formation around the Sichuan Basin and the significance to shale gas plays, SW China // Petrol. Explor. and Develop. 2016. Vol. 43, N 1. P. 42–50.

Wu Lanyu, Hu Dongfeng, Lu Yongchao et al. Advantageous shale lithofacies of Wufeng Formation-Longmaxi Formation in Fuling gas field of Sichuan Basin, SW China // Petrol. Explor. and Develop. 2016. Vol. 43, N 2. P. 189–197.

Поступила в редакцию 04.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УДК 550.831

Л.С. Чепиго¹, И.В. Лыгин², А.А. Булычев³

ПРЯМАЯ ДВУМЕРНАЯ ЗАДАЧА ГРАВИРАЗВЕДКИ ОТ МНОГОУГОЛЬНИКА С ПАРАБОЛИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

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

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

Приводится вывод выражения комплексной напряженности поля силы притяжения многоугольника с плотностью, меняющейся по параболическому закону (двумерная модель). Расчет силы тяжести по описываемой формуле может быть выполнен как для внешней, так и для внутренней области.

Ключевые слова: прямая задача гравirazведки, переменная плотность, двумерное моделирование.

The article describes the formula of gravity of a polygon with a density varying according to a parabolic law (two-dimensional model). Calculation of gravity according to the described formula can be made for both external and internal area.

Key words: gravity modeling, variable density, two-dimensional modeling.

Введение. Двумерное плотностное моделирование — одно из важнейших направлений гравirazведки, несмотря на то, что на сегодняшний день большее внимание уделяется построению трехмерных плотностных моделей. В большинстве случаев в процессе интерпретации гравитационного поля двумерные модели выступают в качестве начального приближения для трехмерных моделей. Актуальность создания алгоритма расчета поля от моделей со сложным законом изменения плотности вызвана практической потребностью решения прямых задач для разрезов осадочных отложений значительной мощности (более 10–15 км) в условиях латеральной неоднородности толщ.

Отметим, что в настоящее время разработаны теоретические основы алгоритмов, что позволяет рассчитывать прямой гравитационный эффект от двумерных моделей достаточно сложной конфигурации и со сложным функциональным характером изменения плотности. Успехи в решении этой задачи достигнуты благодаря работам В.Н. Страхова [Страхов, Лучицкий, 1984; Страхов, 1985; Страхов, 1986], а также А.В. Цирульского [Цирульский, 1989], М.С. Жданова [Жданов, 1984]. В частности, В.Н. Страховым были разработаны подходы и алгоритмы решения прямых задач от многоугольников с полиномиальным распределением плотности.

Как уже отмечалось, такая задача имеет большое значение в связи с построением сложных плотностных моделей. В то же время основной аппроксимационной фигурой при решении дву-

мерных задач по-прежнему остается многоугольник с постоянной и в редких случаях с линейной плотностью. Несмотря на то что В.Н. Страхов описал алгоритмический подход к решению такого рода задач, явных аналитических выражений для случая многоугольника даже с параболическим законом изменения плотности нет. В то же время поставленная задача по-прежнему актуальна, на что указывают работы зарубежных исследователей [Zhou, 2010; D’Urso, 2015, 2017].

Цель нашей работы — представить аналитическое решение прямой двумерной задачи гравиметрии для многоугольника с параболическим законом изменения плотности.

Основные положения. В комплексном анализе принято вводить прямоугольную систему координат с осью абсцисс Ox , направленной вправо, и осью ординат Oy , направленной вверх. Поскольку в гравirazведке принято обозначать вертикальную ось Oz (как в двумерном, так и в трехмерном случае), для удобства переобозначим ось ординат в ось Oz , сохранив при этом ее направление вверх.

В этой системе координат точку, в которой будем определять значение поля силы тяжести, обозначим комплексной координатой $s=x+iz$, где i — мнимая единица. Точку, в которой будет находиться источник поля, обозначим как $\sigma=\xi+i\zeta$ (рис. 1).

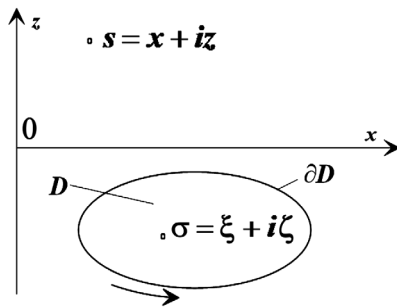
Введем понятие комплексной напряженности гравитационного поля [Страхов, Лучицкий, 1984]:

$$G(s) = g_z(x, z) + ig_x(x, z), \quad (1)$$

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; e-mail: chepigos@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ivanlygin@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, заведующий кафедрой, профессор, докт. физ.-мат. н.; e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

Рис. 1. Источник поля D с границей ∂D

где g_z и g_x — вертикальная и горизонтальная компоненты поля притяжения. Отметим, что, если вертикальная компонента поля притяжения направлена вниз, то в нашей системе координат она будет иметь отрицательное значение (Булычев и др., 2010).

Решение прямой задачи от некоторой области D с заданной плотностью $\sigma(\xi, \zeta)$ сводится к вычислению следующего площадного интеграла:

$$G(s) = 2iG \int_D \frac{\delta(\xi, \zeta)}{\sigma - s} dS, \quad (2)$$

где G — гравитационная постоянная. Для его решения необходимо выражение плотности представить в виде функции комплексных переменных. Такое представление осуществляется путем подстановок

$$\xi = \frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \quad \zeta = \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i}, \quad (3)$$

где

$$\delta(\xi, \zeta) = \delta\left(\frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i}\right) = \delta(\sigma, \bar{\sigma}).$$

Далее на основе аналогов формулы Остроградского—Гаусса для комплексной функции [Лаврентьев, Шабат, 1973] осуществляется переход от интегрирования по площади к интегрированию по контуру. Это приведет к следующему выражению для комплексной напряженности гравитационного поля:

$$G(s) = 2iG \int_D \frac{\delta(\sigma, \bar{\sigma})}{\sigma - s} dS = G \oint_{\partial D} \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) + A(\sigma)}{\sigma - s} d\sigma, \quad (4)$$

$$\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int \delta(\sigma, \bar{\sigma}) d\bar{\sigma}, \quad (5)$$

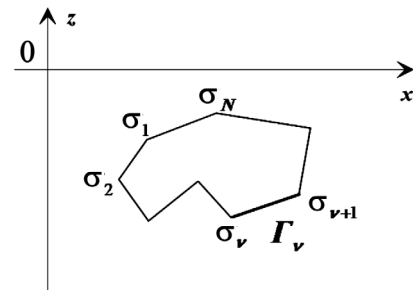
при этом обход контура ∂D , ограничивающего область D , осуществляется против часовой стрелки, т.е., в положительном направлении. $A(\sigma)$ — любая аналитическая в области D и непрерывная на границе этой области функция. В частности, если $A(\sigma) = -\Phi(s, \bar{s})$, то представленное выражение приобретает вид [Страхов, 1985; Жданов, 1984]:

$$G(s) = G \oint_{\partial D} \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma, \quad (6)$$

и оно будет описывать поле как вне области D (внешняя прямая задача), так и внутри нее (внутренняя прямая задача).

Аналитическое представление комплексной напряженности гравитационного поля многоугольника с параболическим законом распределения плотности. Пусть область D представляет собой многоугольник с N сторонами и вершинами (рис. 2) с плотностью, описываемой параболическим законом:

$$\hat{\delta}(\sigma, \bar{\sigma}) = A\sigma^2 + \bar{A}\bar{\sigma}^2 + B\sigma\bar{\sigma} + C\sigma + \bar{C}\bar{\sigma} + a_0.$$

Рис. 2. Многоугольник с N сторонами и вершинами

Используя подстановку (3), представим плотность как функцию переменных σ и $\bar{\sigma}$:

$$\hat{\delta}(\sigma, \bar{\sigma}) = A\sigma^2 + \bar{A}\bar{\sigma}^2 + B\sigma\bar{\sigma} + C\sigma + \bar{C}\bar{\sigma} + a_0,$$

где

$$A = \frac{a_{2\xi} - a_{2\zeta} - ia_{2\xi\zeta}}{4}, \quad B = \frac{a_{2\xi} + a_{2\zeta}}{2}, \quad C = \frac{a_{1\xi} - ia_{1\zeta}}{2}.$$

На основании выражения (5) определим функцию $\Phi(\sigma, \bar{\sigma})$:

$$\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int \delta(\sigma, \bar{\sigma}) d\bar{\sigma} =$$

$$= A\sigma^2\bar{\sigma} + \frac{\bar{A}}{3}\bar{\sigma}^3 + \frac{B}{2}\sigma\bar{\sigma}^2 + C\sigma\bar{\sigma} + \frac{\bar{C}}{2}\sigma\bar{\sigma}^2 + a_0\bar{\sigma}. \quad (7)$$

Комплексную напряженность $G(s)$ для многоугольника согласно (6) может быть представлена в виде суммы интегралов по его сторонам:

$$G(s) = G \oint_{\partial D} \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma = G \sum_{v=1}^N \int_{\Gamma_v} \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma. \quad (8)$$

Для того чтобы вычислить интеграл по стороне Γ_v , необходимо задаться уравнением прямой, совпадающей с ее стороной. Оно может быть представлено в параметрическом или в явном виде.

Воспользуемся представлением уравнения v -ой стороны в явном виде:

$$\bar{\sigma} = \alpha_v \sigma + \beta_v, \quad (9)$$

где

$$\alpha_v = \frac{\bar{\sigma}_{v+1} - \bar{\sigma}_v}{\sigma_{v+1} - \sigma_v}, \quad \beta_v = \bar{\sigma}_v - \alpha_v \sigma_v. \quad (10)$$

На основе соотношений (9, 10) интеграл (8) можно записать в виде:

$$G(s) = G \sum_{v=1}^N \int_{\sigma_v}^{\sigma_{v+1}} \frac{\Phi(\sigma, \alpha_v \sigma + \beta) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma. \quad (11)$$

Отметим, что $\sigma_{N+1} = \sigma_1$. Интеграл, стоящий под знаком суммы, можно представить в виде:

$$\begin{aligned} & \int_{\sigma_v}^{\sigma_{v+1}} \frac{\Phi(\sigma, \alpha_v \sigma + \beta) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma = \\ & = \frac{K_{3v}}{3} (\sigma_{v+1}^3 - \sigma_v^3) + \frac{K_{2v} + K_{3v}s}{2} (\sigma_{v+1}^2 - \sigma_v^2) + \\ & + (K_{1v} + K_{2v}s + K_{3v}s^2)(\sigma_{v+1} - \sigma_v) + \\ & + (K_{0v} + K_{1v}s + K_{2v}s^2 + K_{3v}s^3) \ln \left(\frac{\sigma_{v+1}s - s}{\sigma_v - s} \right), \end{aligned} \quad (12)$$

где

$$\left. \begin{aligned} K_{3v} &= \frac{\bar{A}\alpha_v^3}{3} + \frac{B\alpha_v^2}{2} + A\alpha_v \\ K_{2v} &= \bar{A}\alpha_v^2\beta_v + B\alpha_v\beta_v + \frac{\bar{C}\alpha_v^2}{2} + A\beta_v + C\alpha_v \\ K_{1v} &= \bar{A}\alpha_v\beta_v^2 + \frac{B\beta_v^2}{2} + \bar{C}\alpha_v\beta_v + C\beta_v + a_0\alpha_v \\ K_{0v} &= \frac{\bar{A}\beta_v^3}{3} + \frac{\bar{C}\beta_v^2}{2} + a_0\beta_v + \Phi(s, \bar{s}) \end{aligned} \right\}. \quad (13)$$

Значение $\Phi(s, \bar{s})$ вычисляется по формуле (7).

Полученные соотношения были положены в основу вычислительной программы по расчету гравитационного эффекта от многоугольника с параболической плотностью. В дальнейшем V_z вычисляется с противоположным знаком, чтобы оперировать со значениями силы притяжения с осью Oz , направленной вниз.

Тестовые расчеты. Для тестовых расчетов была создана модель четырехугольника, вершины которого находились в точках с координатами (20; 50), (130; 50), (130; 100), (20; 100), единицы измерения — метры. Для определения закона изменения плотности были заданы значения плотности в шести точках (таблица).

Значения плотности и координаты точек, по которым определялся плотностной закон

$x, \text{ м}$	$z, \text{ м}$	$\delta, \text{ г/см}^3$
20	50	3,0
130	50	3,0
130	100	3,0
20	100	3,0
60	60	-0,5
35	40	2,0

По этим значениям было получено следующее выражение для распределения плотности:

$$\delta(\xi, \zeta) = 0,00111\xi^2 + 0,00097\zeta^2 - 0,16667\xi - 0,14583\zeta + 10,75000.$$

Эта функция имеет минимум в центре тела с координатами (75, 75) и симметрична относительно нее.

По модели построен сеточный файл (плотностной грид) с шагом по обеим осям 0,2 м, после чего была решена прямая задача для многоугольника (рис. 3) и грида (рис. 4), а также вычислялась вертикальная составляющая силы притяжения V_z .

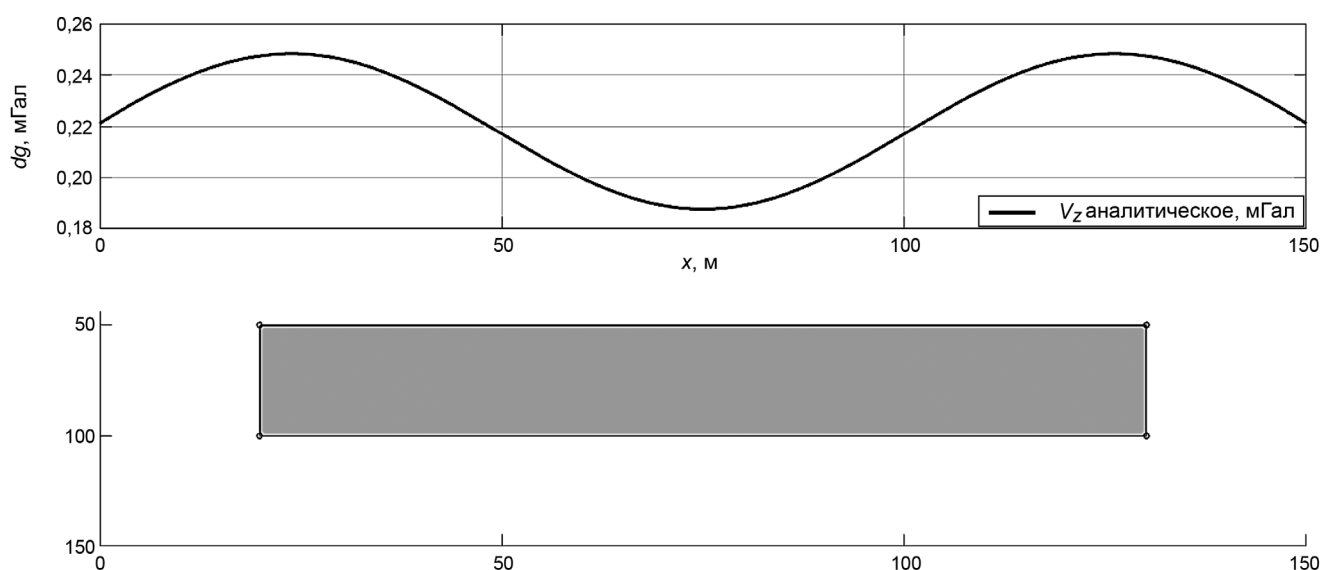


Рис. 3. Результат решения прямой задачи от многоугольника с переменной плотностью по формулам (14)–(18)

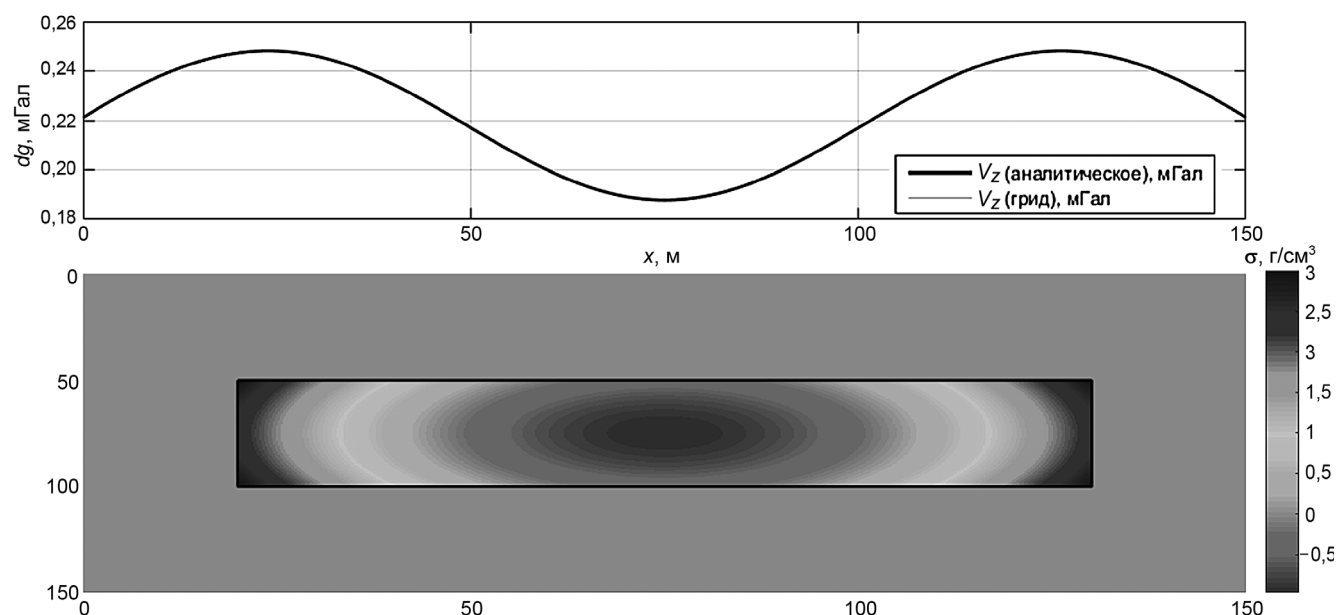


Рис. 4. Результат решения прямой задачи от плотностного грида

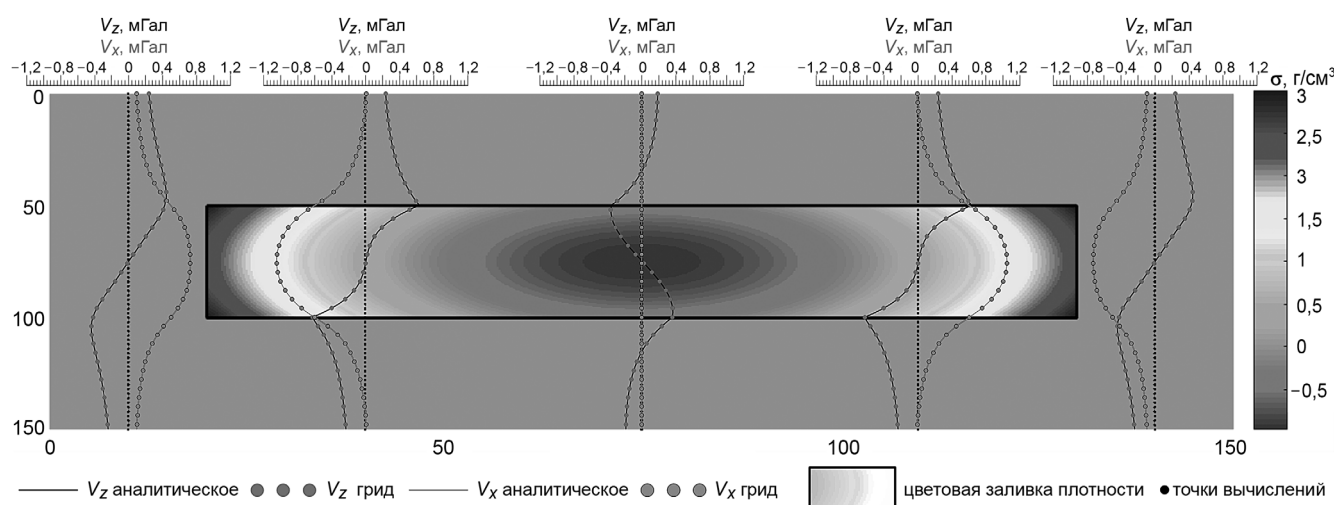


Рис. 5. Результаты решения прямой задачи на вертикальных профилях по формулам (14)–(18) и для грида

Стандартное отклонение между результатами расчета составило 0,035 мГал при амплитуде аномалии 60 мГал, т.е. $\sim 0,06\%$ от амплитуды.

Также был выполнен расчет V_x и V_z для пяти вертикальных профилей (скважин), три из которых пересекают тело (на координатах 40, 75 и 110 м) и две проходят вне тела (на координатах 10 и 140 м). Вычисления также проводились в двух вариантах: по аналитическому выражению и для грида. Шаг по профилям был выбран 2 м (рис. 5).

Сила притяжения на вертикальных профилях, пересекающих тело, имеет точку устранимого разрыва на его границах (глубина 50 и 100 м), что согласуется с теорией [Булычев и др., 2017]. Поскольку распределение плотности

симметрично относительно центра тела (75, 75), по профилям, расположенным симметрично относительно центра (10 и 140, 40 и 110 соответственно), получено одинаковое распределение силы тяжести.

Заключение. Таким образом, выведено выражение для силы притяжения многоугольника с параболическим плотностным законом. С помощью этого выражения силу тяжести можно вычислять как во внешней, так и во внутренней области. Описанную формулу можно применять при моделировании геологических структур с переменной плотностью в случаях, когда аппроксимация телами с постоянной плотностью неприменима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач грави- и магниторазведки (конспект лекций). М.: отдел оперативной печати Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. 2010. 164 с. (URL: http://geophys01.geol.msu.ru/STUDY/facultet/forward08_03_2011.pdf)

Булычев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б. и др. Конспект лекций по курсу «Гравиразведка»: Учеб. пособие. Ч. I. М.: КДУ, Университетская книга, 2017. 124 с.

Жданов М.С. Аналогии интеграла типа Коши в теории геофизических полей. М.: Наука, 1984. 327 с.

Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Методы теории функций комплексного переменного. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Наука, 1973. 749 с.

Страхов В.Н. Методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Пермь: ПГУ, 1984. 71 с.

Страхов В.Н., Лучицкий А.И. О решении прямых двумерных задач гравиметрии и магнитометрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 8. С. 65–83.

Страхов В.Н., Лучицкий А.И. Решение прямой задачи гравиметрии и магнитометрии для некоторых классов распределения масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980 № 10. С. 65–83.

Страхов В.Н., Лапина М.И., Шубникова М.П. Решение прямых двумерных задач гравиметрии и магнитометрии для многоугольников с полиномиальной плотностью и намагниченностью на основе комбинированных алгоритмов // Решение прямой и обратной задач гравиметрии и магнитометрии (вопросы теории и методики). М.: Наука, 1985. С. 102–190.

Цирульский А.В. Вопросы теории и методы интерпретации потенциальных геофизических полей: Учеб. пособие. Л.: ЛГУ, 1989. 96 с.

D'Urso M.G. The Gravity Anomaly of a 2D polygonal body having density contrast given by polynomial functions // Surv. Geophys. 2015. Vol. 36. N 3. P. 391–425.

D'Urso M.G. Gravity Anomaly of a polyhedral bodies having a polynomial density contrast // Surv. Geophys. 2015. 52 p.

Zhou X. Analytic solution of the gravity anomaly of irregular 2D masses with density contrast varying as a 2D polynomial function // Geophysics. 2010. Vol. 75, N 2. P. I11–I19.

Поступила в редакцию 11.12.2018

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 19.09.2019

УДК 550.834.05

А.С. Пирогова¹

РАЗДЕЛЕНИЕ ЧАСТОТНО-ЗАВИСИМЫХ ЭФФЕКТОВ РАССЕЯНИЯ И ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПОСРЕДСТВОМ СОВМЕСТНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ВСП И СКВАЖИННЫХ КАРОТАЖЕЙ

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

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

Университет Кертин, ул. Кент, Бентли, Западная Австралия, 6102, Австралия

Curtin University, Kent St., Bentley WA 6102, Australia

Описан подход к оценке параметров частотно-зависимого затухания сейсмических волн, распространяющихся в земной коре. Предлагаемый подход основан на инверсии волновых форм, зарегистрированных посредством продольного вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в скважине. За счет дополнительного привлечения данных высокоразрешающих скважинных каротажей (акустический и плотностной каротажи) для решения прямой задачи инверсии предлагаемый подход позволяет разделить эффекты неупругого поглощения и частотно-зависимого рассеяния волн на тонкослоистой пачке.

Ключевые слова: сейсморазведка, вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), затухание, рассеяние, добротность.

The paper presents an approach to estimation of frequency-dependent attenuation of seismic waves propagating in the earth subsurface. The approach is based on the waveform inversion of vertical seismic profiling data acquired in a borehole. Incorporation of well log data (in particular, sonic and density logs) in the forward modelling routine allows for separation of two factors that cause frequency-dependent seismic attenuation. In particular, the inversion facilitates separation of 1D scattering versus inelastic absorption in the horizontally layered subsurface.

Key words: seismic exploration, vertical seismic profiling (VSP), attenuation, scattering, quality-factor.

Введение. Сейсмические волны при распространении в земле испытывают частотно-зависимое затухание из-за неупругого поглощения энергии (переход энергии волнового процесса в тепло из-за внутреннего трения) и геометрического рассеяния на микронеоднородностях среды [Toksoz, Johnston, 1981; Кондратьев, 1986; Ампилов, 1992]. Оба явления приводят к ухудшению качества сейсмического изображения, а именно проявляются в потере интенсивности сейсмического сигнала с глубиной, ухудшении разрешающей способности записи, а также в искажении фазового спектра сигналов.

Описание процессов, вызывающих частотно-зависимое затухание волн в горных породах, необходимо в первую очередь для компенсации эффектов затухания и повышения качества структурных построений и предсказания моделей упругих свойств среды, выполняемых на основе данных сейсморазведки [Денисов и др., 1999; Wang, 2009]. Кроме того, количественное описание частотно-зависимых процессов в породах можно привлекать для получения дополнительной информации о их строении и свойствах. Так, например, совместный анализ значений скорости P - и S -волн вместе с оценками добротности Q_P и Q_S , характеризующи-

ми неупругое поглощение этих волн, в некоторых случаях позволяет разбраковать геологические резервуары по типу насыщающего флюида вода—газ—нефть. В работе [Klimentos, 1995] показано, как на кросс-плотах зависимости V_P/V_S от Q_P/Q_S наблюдается разделение интервалов разреза с соответствующими типами порового насыщения. По данным многих лабораторных экспериментов в терригенных породах наблюдается корреляция неупругого поглощения сейсмической энергии со степенью и типом их насыщения [Johnston et al., 1979], а также с проницаемостью [Pride et al., 2003]. В то же время существуют работы, где предлагается использовать параметры упругого рассеяния волн для изучения порового пространства [Гик, Конторович, 2010] и трещиноватости среды, а именно размера и ориентации трещин [Main et al., 1990].

Разделение частотно-зависимых эффектов неупругого поглощения и упругого рассеяния по сейсмическим данным — нетривиальная задача, которая практически никогда не решается в сейсморазведке. Вместо этого принято оценивать эффективный параметр $Q_{эфф}$, который описывает наблюдаемое изменение частотного состава сигнала с глубиной, обусловленное как упругим рассея-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики; Университет Кертин, Горная школа Западной Австралии, отделение разведочной геофизики; аспирантка; e-mail: anastasya.pir@gmail.com

нием волн, так и неупругим поглощением энергии: $1/Q_{\text{эф}} = 1/Q_{\text{упр}} + 1/Q_{\text{неупр}}$ [Spencer et al., 1977].

В статье предлагается подход к оценке неупругого поглощения сейсмических волн $1/Q_{\text{неупр}}$ в горизонтальнослоистых средах. Подход основан на инверсии волновых форм данных вертикально сейсмического профилирования (ВСП) в скважине [Гальперин, 1982]. Особенность подхода, позволяющая разделить эффекты рассеяния и поглощения в среде, заключается в привлечении данных высокоразрешающих скважинных каротажей (дециметровое разрешение по глубине) для моделирования полного волнового пакета. За счет такого моделирования в синтетическом поле в явном виде воспроизводятся эффекты частотно-зависимого рассеяния волн на тонкослоистых пачках слоев [O'Doherty, Anstey, 1971; Кондратьев, 1976]. Таким образом, все дополнительные частотно-зависимые изменения сигнала, наблюдаемые в волновом поле, объясняются неупругим поглощением в среде и оцениваются при инверсии. В статье описан алгоритм инверсии, приведена теоретическая модель неупругого поглощения, используемая для решения прямой задачи. Демонстрация успешного применения метода для оценки частотно-зависимого поглощения приведена на модельных данных.

Материалы и методы исследований. Для горизонтальнослоистых (1D) сред расчет поля может быть выполнен посредством метода матричного пропагатора плоских волн, устойчиво работающего на небольших углах падения [Kennett, 1985]. Для задания пропагатора в поглощающем слое необходимо определить закон падения амплитуды A с расстоянием r :

$$A = A_0 \exp(-\alpha(\omega)r), \quad (1)$$

где A_0 — начальная амплитуда плоской волны, $\alpha(\omega) = \omega/\beta = \pi f/c(\omega)Q(\omega)$ — коэффициент затухания, ω — круговая частота, $c(\omega)$ — фазовая скорость, $Q(\omega)$ — добротность или мера потери энергии за один цикл колебаний [Aki, Richards, 1980]. В сейсмическом диапазоне (5–150 Гц) для описания частотной зависимости затухания $\alpha(\omega)$ наиболее часто используется закон, близкий к линейному, т.е. считается, что добротность Q — постоянная величина для каждой частоты в заданном диапазоне. Такая модель поглощения предполагает логарифмический закон дисперсии скорости $c(\omega)$ [Aki, Richards, 1980]:

$$\frac{c(\omega_1)}{c(\omega_2)} = 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega_1}{\omega_2} \right). \quad (2)$$

Матрица пропагатора плоских волн для расчета передаточной функции слоистой диссипативной среды $H(\omega)$, поглощение в каждом слое которой задано через добротность $Q_{\text{неупр}}$ по модели (1) и (2), приводится в работе [Ganley, 1981]. Значения скоростей P -волн, плотности и мощности тонких

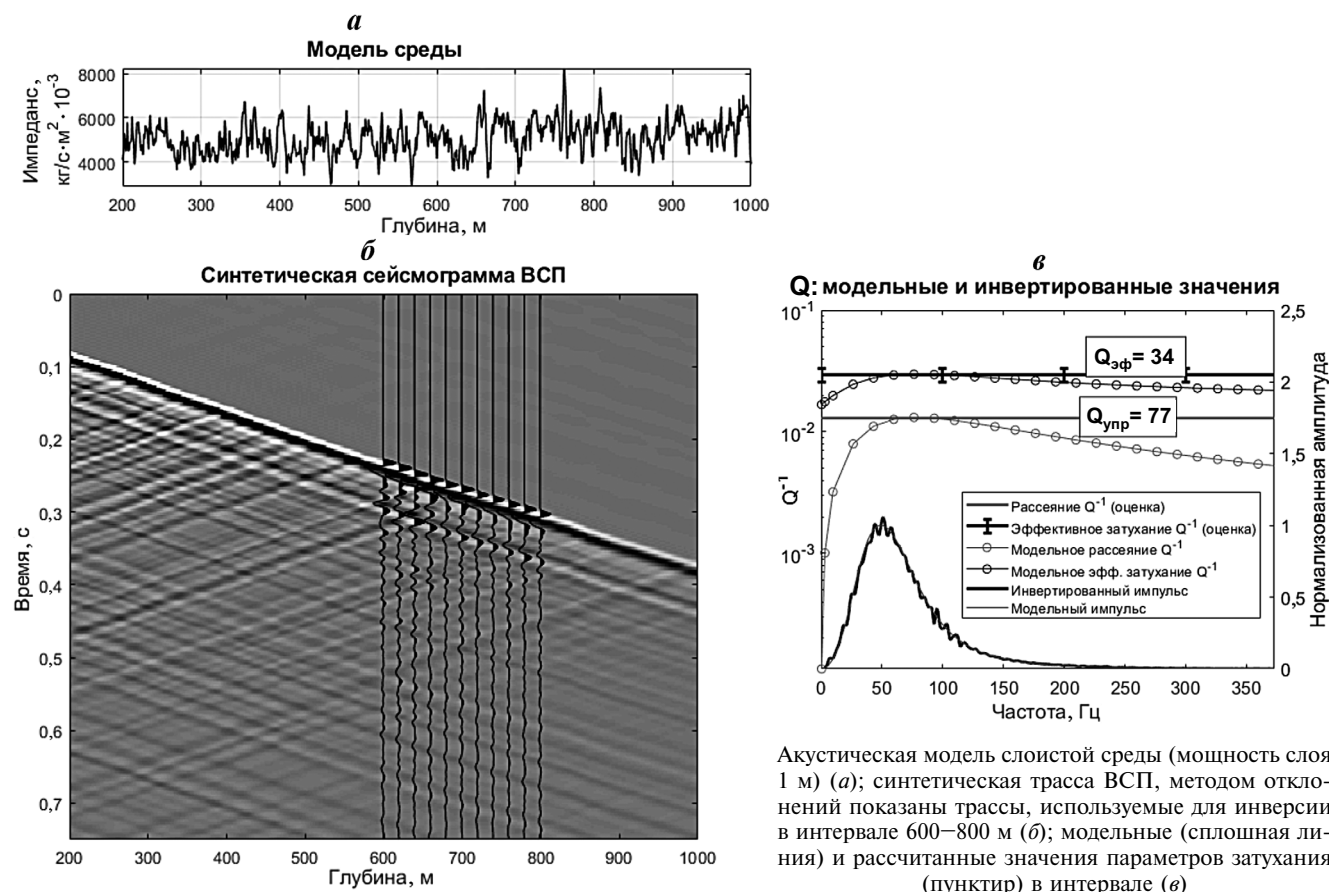
слоев для расчета $H(\omega)$ предлагается задавать с учетом измерений акустического и плотностного каротажей в скважине и закона дисперсии (2). Волновое поле $S_k(\omega)$, зарегистрированное k -приемниками в скважине, рассчитывается в спектральной области с учетом передаточной функции среды $H_k(\omega)$, функции источника $S_0(\omega)$ и геометрического расхождения фронта D :

$$S_k(\omega) = S_0(\omega) \cdot H_k(\omega) \cdot D. \quad (3)$$

Параметры поглощения $Q_{\text{неупр}}$ определяются посредством минимизации в смысле наименьших квадратов невязки между наблюдаемым и модельным полем.

Синтетический эксперимент. Для демонстрации работы метода была создана слоистая модель с известной функцией рассеяния, описываемая частотно-зависимой добротностью $Q_{\text{упр}}(\omega)$ согласно теоретической модели для случайных слоистых сред, предложенной в работе [Shapiro et al., 1994]. Акустическая модель среды и соответствующая ей функция $Q_{\text{упр}}(\omega)$ представлены на рисунке (а, в). Неупругое поглощение задавалось для каждого слоя постоянной частотно-независимой величиной $Q_{\text{неупр}}$, равной 60. Эффективное затухание в такой модели описывается функцией $Q_{\text{эф}}(\omega)$, представленной на рисунке, в. Синтетическое волновое поле, рассчитанное методом матричного пропагатора для геометрии съемки продольного ВСП в вертикальной скважине с точечным источником колебаний и интервалом между приемниками 10 м, представлено на рисунке, б.

Синтетические данные также были зашумлены случайным шумом (нормально распределенным) с максимальной амплитудой шума 10% от средней амплитуды полезного сигнала. В рамках инверсии подбор волнового поля осуществлялся на интервале разреза 600–800 м во временном коридоре вблизи первых вступлений (рисунок, б). Помимо оптимизационного определения параметров затухания в процессе инверсии также уточнялась функция источника. Начальная оценка импульса S_0 (функция источника) выбиралась как первая трасса в указанном интервале на сейсмограмме ВСП. Инверсия проводилась в два этапа. В рамках первого этапа прямая задача инверсии решалась для толстослоистой модели на базе осреднения >10 м для оценки эффективного затухания $Q_{\text{эф}}$. Осуществлялся подбор постоянного значения $Q_{\text{эф}}$ во всем диапазоне частот. Для оценки влияния базы осреднения на оценку $Q_{\text{эф}}$ был выполнен тест с базами 10, 15 и 50 м соответственно. На втором этапе моделирование поля уже проводилось для тонкослоистой модели (на базе 1 м) для учета эффектов рассеяния в слоистой среде и определения, соответственно, неупругого поглощения $Q_{\text{неупр}}$. Параметр рассеяния $Q_{\text{упр}}$ можно оценить по инвертированным значениям из выражения $1/Q_{\text{эф}} = 1/Q_{\text{упр}} + 1/Q_{\text{неупр}}$.



Результаты исследований и их обсуждение. Результаты определения $Q_{\text{эф}}$, $Q_{\text{неупр}}$ и $Q_{\text{упр}}$, а также результат подбора функции источника в процессе инверсии представлены на рисунке, в. Величина ошибки определения $Q_{\text{эф}} = 34 \pm 2$, связанная с выбранной базой осреднения, составляет около 6%. Также отметим, что в предложенном эксперименте осуществлялся подбор постоянного значения $Q_{\text{эф}}$ во всем диапазоне частот, которое в результате соответствует максимуму функции рассеяния на характеристической частоте 110 Гц (рисунок, в). Параметр неупругого затухания определяется с высокой точностью $Q_{\text{неупр}} = 60 \pm 2$.

Заключение. Предложен инверсионный подход для оценки частотно-зависимого затухания сейсмических волн по данным ВСП. Привлечение данных акустического и плотностного скважинных каротажей позволяет смоделировать в явном

виде эффекты частотно-зависимого упругого рассеяния волн в слоистых средах без каких-либо предположений о статистическом распределении вертикальных неоднородностей в такой среде. Инверсия волновых форм, основанная на таком моделировании, позволяет подобрать модель параметров, характеризующих неупругое поглощение в среде.

Благодарности. Автор выражает благодарность своим научным руководителям Б.Я. Гуревичу, Р.Л. Певзнеру и Н.В. Шалаевой за ценные консультации и научное сопровождение работы.

Финансирование. Работа выполнена при стипендиальной поддержке университета Кертин (Curtin University), фонда CO2CRC и Консорциума геофизиков-разведчиков университета Кертин (Curtin Reservoir Geophysicists Consortium — CRGC).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ампилов Ю.П. Поглощение и рассеяние сейсмических волн в неоднородных средах. М.: Недра, 1992.
- Гальперин Е.И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1982.
- Гук Л.Д., Конторович В.А. Механизм затухания сейсмических волн в пористых средах // Гео-Сибирь. 2010. № 2 (1). С. 107–111.
- Денисов М.С., Оберемченко Д.М., Фиников Д.Б. Амплитудная деконволюция сейсмических записей с учетом частотно-зависимого поглощения // Геофизика. 1999. № 4. С. 25–29.

- Кондратьев О.К. Отраженные волны в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1976.
- Кондратьев О.К. Сейсмические волны в поглощающих средах. М.: Недра, 1986.
- Aki K., Richards P.G. Quantitative seismology: theory and methods. W.H. Freeman & Co. 1980. Vol. 1.
- Ganley D.C. A method for calculating synthetic seismograms which include the effects of absorption and dispersion // Geophysics. 1981. Vol. 46, N 8. P. 1100–1107.
- Johnston D.H., Toksöz M.N., Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms // Geophysics. 1979. Vol. 44, N 4. P. 691–711.

Kennett B.L.N. Seismic wave propagation in stratified media. Cambridge University Press, 1985.

Klimentos T. Attenuation of P- and S-waves as a method of distinguishing gas and condensate from oil and water // *Geophysics*. 1995. Vol. 60, N 2. P. 447–458.

Main I.G., Peacock S., Meredith P.G. Scattering attenuation and the fractal geometry of fracture systems // *Pure and Applied Geophysics*. 1990. Vol. 133, N 2. P. 283–304.

O'Doherty R.F., Anstey N.A. Reflections on amplitudes // *Geophys. Prospecting*. 1971. Vol. 19, N 3. P. 430–458.

Pride S.R., Harris J.M., Johnson D.L. et al. Permeability dependence of seismic amplitudes // *The Leading Edge*. 2003. Vol. 22, N 6. P. 518–525.

Shapiro S.A., Zien H., Hubral P. A generalized O'Doherty-Anstey formula for waves in finely layered media // *Geophysics*. 1994. Vol. 59, N 11. P. 1750–1762.

Spencer T.W., Edwards C.M., Sonnad J.R. Seismic wave attenuation in nonresolvable cyclic stratification // *Geophysics*. 1977. Vol. 42, N 5. P. 939–949.

Toksoz M.N., Johnston D.H. Seismic wave attenuation. Tulsa: Soc. Exp. Geophys. 1981.

Wang Y. Seismic inverse Q filtering. John Wiley & Sons, 2009.

Поступила в редакцию 09.04.2019

Поступила с доработки 25.04.2019

Принята к публикации 19.09.2019

УДК 550.834.05

М.И. Алёшин¹, В.Г. Гайнанов², М.Ю. Токарев³, А.Е. Рыбалко⁴, Д.А. Субетто⁵

ИЗУЧЕНИЕ ПРИДОННЫХ ОСАДКОВ В ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА С ПОМОЩЬЮ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

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

Научная компания ООО «Сплит», 121205, Москва, Инновационный центр Сколково, Большой бульвар, д. 42, корп. 1
Институт наук о Земле СПбГУ, 199178, Санкт-Петербург, 2л. 10-я линия В.О., 33–35

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН,
185000, Республика Карелия, г. Петрозаводск, пр. Александра Невского, 50

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

Scientific company ООО “Split”, 121205, Moscow Innovation center Skolkovo, Bolshoy Boulevard, 42, corp. 1

Institute of Earth sciences SPBU, 199178, St. Petersburg, St. 10-ya Liniya V.O., 33–35

Institute of water problems of the North, Karelian research center RAS,
185000, Republic of Karelia, Petrozavodsk, Prospect Alexandra Nevskogo, 50

Приводятся результаты геологической интерпретации данных инженерной сейсморазведки, полученных в ходе полевых работ на акватории Онежского озера. На обработанных сейсмограммах выделены сеймостратиграфические комплексы и дана их характеристика. Съёмка позволила в первом приближении составить сеймостратиграфическую схему четвертичных отложений Онежского озера, которая может быть использована для работ в открытой части водоема.

Ключевые слова: геология озёр, лимнология, инженерная сейсморазведка, Онежское озеро.

This article examines the results of geological interpretation of marine engineering data acquired in Onega lake. The survey included marine seismic acquisition and geological sampling. Seismo-stratigraphic units were picked according to processed seismic data. Survey results allowed to make a seismo-stratigraphic column of quaternary sediments of Onega lake. The column could be used to analyze the structure of open part of the lake as well.

Key words: geology of lakes, limnology, seismic engineering, Onega lake.

Введение. В настоящее время палеолимнологические исследования относятся к ведущим способам восстановления палеогеографических условий в позднем неоплейстоцене—голоцене для регионов, в которых присутствует множество озёр. Основное внимание при этом уделяется прямым методам изучения осадочных толщ: отбору кернa рыхлых отложений гравитационными трубками и его последующему комплексному изучению литолого-геохимическими, геохронологическими, биостратиграфическими и другими методами. Кроме того, на малых озёрах отработаны методика бурения толщи рыхлых отложений до коренного цоколя по перефирии озёрного бассейна и высокоразрешающие биостратиграфические и литологические исследо-

вания на отобранном керне [Гурвич и др., 2017, Субетто, 2009]. Однако при изучении больших озёр применение такой методики затруднено в связи с тем, что осуществить бурение с плотов и других малых плавсредств при большой глубине воды технически сложно и дорого. Сложность для бурения также может представлять наличие сокращенного разреза отложений, значительная часть которого сложена силикатными песками, значительно менее рыхлыми, чем илы или глины. Кроме того, крупнейшие озёра обычно используются в качестве стратегического резерва питьевой воды для обширных территорий, что накладывает определенные ограничения на проведение на них производственных, в том числе геологоразведочных работ.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, аспирант; Научная компания ООО «Сплит», вед. геофизик; *e-mail*: maan@ifz.ru

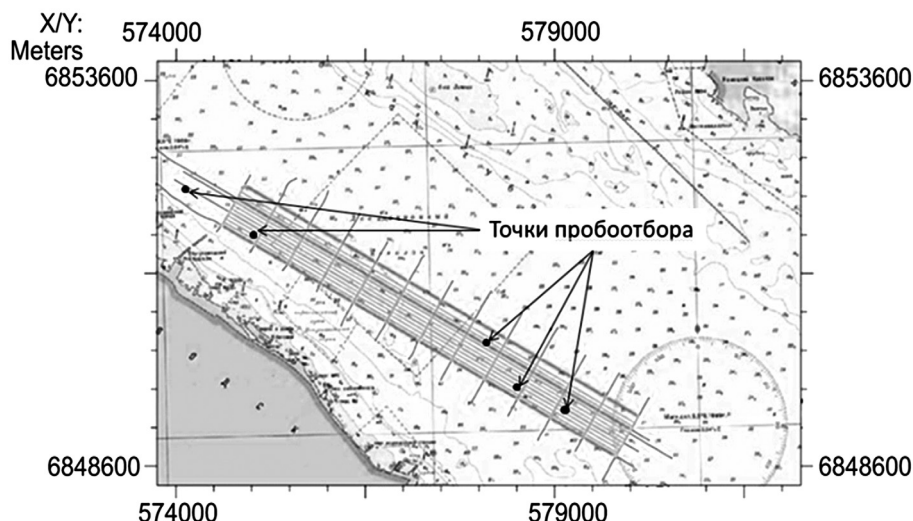
² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, профессор, доцент; *e-mail*: gainan@ya.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, вед. науч. с.; *e-mail*: tokarev@decogeo.com

⁴ Институт наук о Земле, СПбГУ, кафедра геоморфологии, профессор; *e-mail*: rybalko@sevmorgeo.com

⁵ Карельский научный центр РАН, лаборатория палеолимнологии Института водных проблем Севера, ст. науч. с.; *e-mail*: dsubetto@nwpi.krc.karelia.ru

Рис. 1. Карта фактического материала по результатам полевых исследований 2016 г. По оси ординат и абсцисс — координаты площадки в системе UTM-36N (WGS-84)



Отсутствием бурения и пробоботбора с вибротрубками в крупных озерах обусловлена недостаточная степень изученности структуры и осадочного чехла озер. В связи с этим большое значение приобретают дистанционные геофизические и прежде всего сейсмоакустические методы, которые позволяют наглядно получить представление о форме геологических тел и в результате определить генезис слагающих их осадочных образований. Выделение в сейсморазрезе отличающихся по физическим свойствам толщ и присвоение им предполагаемого или достоверного возраста в свою очередь представляет собой надежный метод для воссоздания палеогеографических условий и тесно связанного с ними чередования наземных и подводных ландшафтов.

Материалы и методы исследований. Изученность объекта исследований и постановка задачи. В Онежском озере до настоящего времени сейсмоакустические работы проводились крайне редко. В 2002 г. силами ФГУП НПП «Полярная МГРЭ» проведено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) по сети редких профилей в рамках геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 500 000 в южной части акватории Онежского озера [Макарьев, 2011, 2001; Максимов и др., 2015]. Кроме того, сейсмоакустическое профилирование для выбора постановки скважин в северной части озера в XXI в. провели финские исследователи [Saarnisto, Saarinen, 2001]. К сожалению, и те, и другие данные в настоящее время труднодоступны, а их анализ в публикациях отсутствует.

Новый этап сейсмоакустических исследований на Ладожском и Онежском озерах был начат в 2014 г. в рамках комплексной Программы по изучению палеогеографии и формирования палеоландшафтов в позднем неоплейстоцене и голоцене в крупных озерных и морских бассейнах по восточной периферии Балтийского кристаллического щита, которая была предложена сотрудниками Института водных проблем Севера КарНЦ РАН с

привлечением геофизиков из МГУ имени М.В. Ломоносова, а также сотрудниками Института наук о Земле СПбГУ. В рамках этой программы в 2016 г. были проведены комплексные геолого-геофизические работы на полигоне «Петрозаводская губа» [Алёшин и др., 2018]. Эти работы были продолжены в 2017 и 2018 гг. Выбор Петрозаводской губы в качестве ключевого участка обусловлен обнаружением скоплений газа в донных осадках по данным сейсмоакустических исследований в 2015 г., а также доступностью этого участка для организации комплексных исследований.

В задачи работ входило изучение строения и сейсмогеологических характеристик рыхлого чехла Онежской губы комплексом геофизических методов, включающим акустический профилограф, гидролокатор бокового обзора, сейсмоакустическое профилирование, с целью последующего использования результатов при расширении подобных работ на акваторию открытой части Онежского залива; структурная интерпретация геофизических данных для составления сводного сейсмостратиграфического разреза; выбор мест для геологических станций, как для целей привязки геофизических данных, так и для получения комплексной литостратиграфической и биостратиграфической характеристик отложений и для оценки содержания газов в донных отложениях. Рассмотрим интерпретацию сейсмоакустических данных, полученных в ходе полевых изысканий.

Материалы и методы исследований. Методика геолого-геофизических работ. Работы выполнены в Петрозаводской губе Онежского озера. Ключевой участок находился в южной части губы, где выполнено более 10 продольных профилей северо-западного простирания длиной 10 км с шагом 100 м, а также 13 поперечных профилей длиной 0,7 км (рис. 1). Съёмка проведена с нового научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Зенкевич», специально приспособленного для

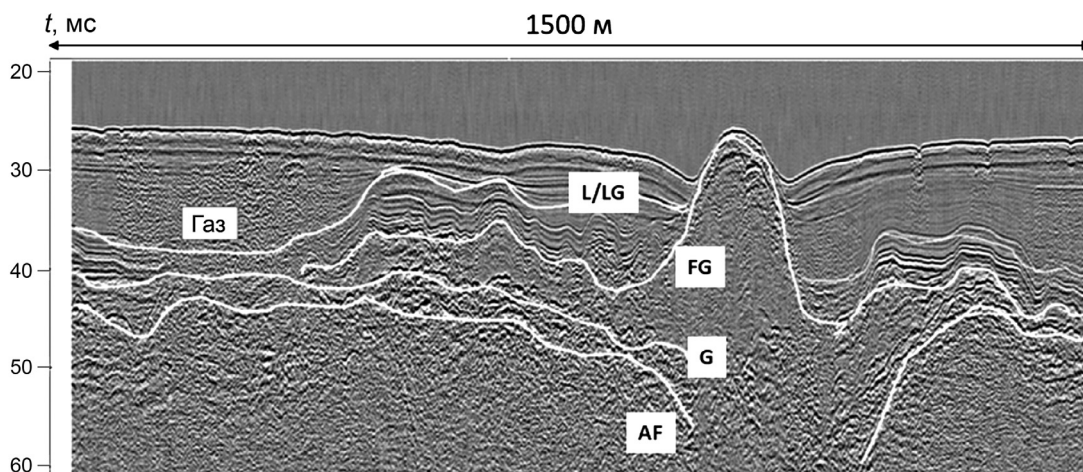


Рис. 2. Сейсмоакустический профиль 3_1. Суммированный разрез ОСТ, полученный методом ССВР, с помощью источника типа «бумер», центральная частота 1500 Гц. Белые линии — отражающие сейсмоакустические горизонты. Буквенные обозначения — названия интерпретируемых сейсмокомплексов. Описания и названия комплексов см. в тексте

проведения геофизических и геологических работ на шельфовых морях и крупных озерах Северо-Запада России.

Геофизический комплекс включал в себя сейсморазведку сверхвысокого разрешения (ССВР, центральная частота 1500 Гц) с источником «бумер» и 16-канальной аналоговой сейсмокозой, сейсморазведку ультравысокого разрешения (СУВР, центральная частота 10 кГц) с параметрических профилографом SES-2000 «Light», гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) с «Klein450». Антенна профилографа была жестко закреплена на штанге у борта судна, остальные устройства буксировали за судном. Для высокоточного позиционирования работ использована навигационная система «Trimble R7», работавшая в режиме RTK. Этот комплекс позволяет проводить детальные исследования дна и поддонных границ, обеспечивая глубинность до 50–100 м, в зависимости от сейсмогеологических условий региона.

По данным СУВР выбирали места для станций геологического пробоботвора. На каждом из них было выполнено 4 спуска ударной грунтовой трубки длиной 3 м и отобраны пробы для литологических, биостратиграфических, газогеохимических и физико-механических исследований.

Результаты исследований и их обсуждение.

Результаты сейсмостратиграфического анализа. Одна из главных задач исследований — сейсмостратиграфическое расчленение толщи рыхлых осадков. Учитывая отсутствие на момент начала работ для Петрозаводской губы, как и вообще для Онежского озера, надежных стратиграфических данных, идентификацию толщ на сейсмограммах проводили в соответствии с легендой Балтийской серии листов для Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 [Максимов и др., 2015] и результатах ранее проведенных сейсмоакустических исследований на Ладожском озере и Финском заливе [Method., 2018].

Пример сейсмостратиграфического расчленения четвертичных отложений приведен на рис. 2. На приведенной выше сейсмограмме выделены следующие сейсмостратиграфические единицы (снизу вверх).

Наиболее глубокая отражающая граница, представляющая акустический фундамент (рис. 2, горизонт AF). Эта граница неровная, ниже нее не отмечены другие отражающие горизонты. Перепады уровня поверхности могут достигать 10 м и более. Во всех внутренних бассейнах Северо-Запада России эта граница ассоциируется с кровлей кристаллического фундамента [Максимов и др., 2015; Рыбалко и др., 2017] (рис. 2).

На акустическом фундаменте залегает толща отложений с характерной хаотической записью, отражающей чешуйчатое строение толщи вмещающих отложений. Традиционно, принимая во внимание форму залегания геологических тел, а также положительный рельеф кровли и структуру самой толщи, эти отложения относят к ледниковым образованиям, а именно к основной или донной морене, формирующейся при таянии ледника. Ледниковая природа этого комплекса подтверждена геологическими данными для Ладожского озера и Кандалакшского залива Белого моря [Рыбалко и др., 2017; Rybalko et al., 2018]. В кровле ледниковых голоценовых отложений выделен четкий отражающий горизонт (рис. 2, горизонт G), который имеет преимущественно площадное распространение. Однако в единичных местах он выделяется локально. Это связано с несплошным распространением моренных отложений на дне Петрозаводской губы, преимущественно в виде гряд. Высокая амплитуда этой отражающей границы связана с высокой плотностью моренных отложений (до 2,1 г/см³ [Рыбалко и др., 2017]).

Отражающая граница FG (рис. 2, горизонт FG) развита локально. Она проходит по поверхности гряды в центральной части полигона (рис. 3),

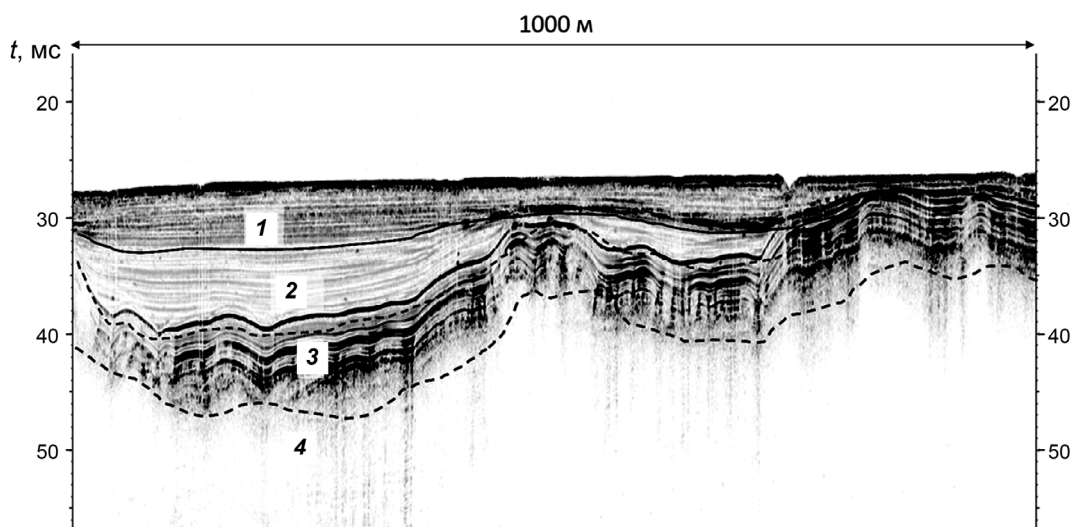


Рис. 3. Пример данных, полученных методом СУВР с профилографом SES-2000 Light. Центральная частота сигнала 10 кГц. Сейсмостратиграфические горизонты: 1 — озерные нефелоиды голоценового возраста (InH); 2 — ледниково-озерные отложения позднеплейстоценового возраста (верхняя пачка, IgIII²); 3 — ледниково-озерные отложения позднеплейстоценового возраста (нижняя пачка IgIII¹); 4 — ледниковые отложения (gIII)

а также по поверхности погребенного тела с однородным заполнением и редкими элементами слоистой текстуры, которые составляют с грядой одно целое. Так как эти отложения залегают на морене и перекрыты ледниково-озерными глинами, время их формирования можно соотнести с дегляциацией Осташковского оледенения [Saarnisto, Saarinen, 2001]. Мы предполагаем, что в генетическом отношении гряда и сопутствующие отложения относятся к флювиогляциальным, а сама гряда — к озам. Доказательством этому служит морфология гряды, а также результаты пробоотбора, показывающие повышенную плотность слагающих эту гряду отложений, о чем свидетельствуют возникновение зон эрозии у ее подножия и яркая отражающая граница кровли. Приуроченность к ложбине в кристаллическом фундаменте, которая, возможно, служила каналом ледникового стока подтверждает наше предположение. Сама гряда в плане имеет сложное строение: на юг она разветвляется, а на север основная гряда постепенно погружается под осадочные образования. Впрочем, отсутствие прямых геологических данных позволяет также выдвинуть гипотезу, что это ледниковые (моренные) образования одного из завершающих стадиялов Осташковского оледенения.

Отражающая граница L/LG (рис. 2, горизонт L/LG) расположена на контакте между отчетливо слоистой толщей и полупрозрачной толщей с слабо проявленной волнистой слоистостью. Эта толща опробована колонками ONG-1 и ONG-5, где вскрыты типичные ленточные глины светло-бурого цвета с градиционной слоистостью, мощность осадков для разных ритмов колебалась от 0,8 до 2,0 см. В колонке ONG-5 по данным спорово-пыльцевого анализа описаны слои от аллереда до позднего дриаса, т.е. подтвержден их поздне-

ледниковый возраст. Таким образом, осадочные образования, залегающие между отражающими горизонтами LG/G и G (FG), сформировались в приледниковом озере при отступлении Осташковского оледенения. А сам отражающий горизонт LG/G можно идентифицировать как раздел между голоценовыми морскими и ледниково-озерными верхнеплейстоценовыми отложениями.

Между поверхностью озерного дна и отражающим горизонтом LG/G находится толща осадков, характеризующаяся акустически прозрачной волновой картиной, иногда с намечающейся слоистостью. Опробование в Петрозаводской губе показало, что эти осадки представлены тонкозернистыми разностями (пелитами и алевропелитами) с текучей и текуче-пластичной консистенцией со стяжениями, иногда имеющими полосчатость, сложенными черными гидроксидами Mn. Это типичные нефелоидные озерные илы.

Дополнительная информация для литостратиграфического расчленения донных отложений и характеристики подводных ландшафтов получена при интерпретации записей профилографа (рис. 3). На записи практически отсутствует граница между мореной (рис. 2, линия G) и ледниково-озерными отложениями, так как морена для профилографа является акустическим фундаментом. Отметим, что мощность ледниково-озерных осадков велика, что приводит к ослаблению высокочастотного акустического сигнала. В структуре озерно-ледниковой толщи четко выделяются две пачки: нижняя, к особенностям волновой картины которой относится наличие относительно мощных парных слойков (рис. 3, IgIII¹), и верхняя полупрозрачная с тонкой облекающей слоистостью (рис. 3, IgIII²). Нижняя пачка отражает начальную (проксимальную) стадию развития приледнико-

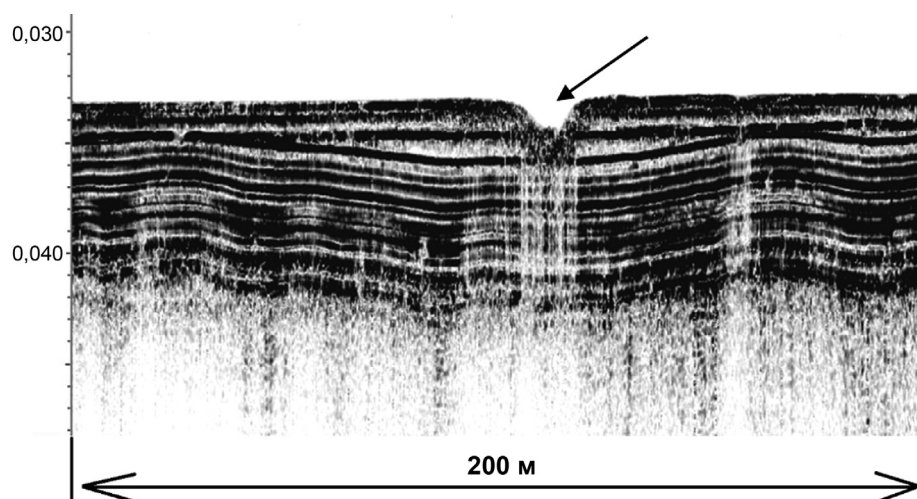


Рис. 4. Пример данных, полученных методом СУВР в месте разгрузки газа. Стрелкой показано понижение в рельефе, соответствующее покмарку. Заметно ослабление амплитуды сейсмической записи, вероятно, вызванное наличием газа в осадках

вого бассейна, а верхняя — стадию зрелого озера, существовавшего в позднем неоплейстоцене, когда уже сформировался сток в Ладожское озеро [Потахин и др., 2016].

По мере продвижения на восток, где мощность ледниково-морских осадков существенно снижается, изменяется и характер отражающего горизонта, идентифицированного в качестве кровли ледниково-озерных глин. Яркость отражения от этого отражающего горизонта существенно возрастает, что указывает на увеличение акустической жесткости. Вероятно, это связано с увеличением содержания песка, а появление границы — с разрывом и сокращением разреза подстилающих глин.

Приблизительно так же выглядит и поверхность озерного дна (самый верхний отражающий горизонт). В восточной части, где практически к самой поверхности дна подходит нижняя пачка ледниково-озерных глин, резко возрастает и акустическая жесткость. Это связано с изменением литологического состава донных осадков: на северо-западе развиты преимущественно пелиты и алевропелиты, которые на поднятии подстилающих горизонтов сменяются песками. Происходит существенное изменение и биологической составляющей донных ландшафтов, которые тесно связаны с составом донных отложений.

Таким образом, сейсмоакустическое профилирование в Петрозаводской губе с двумя разночастотными (ССВР и СУВР) сейсмоакустическими системами позволило составить в первом приближении сеймостратиграфическую схему четвертичных отложений Онежского озера, состоящую из (сверху вниз):

- озерные нефелоидные илы голоценового возраста (lnH);

- ледниково-озерные слоистые глины позднеоплеистоценового возраста ($lgIII_{ost}$). Как в первом, так и во втором случае в выделенных горизонтах возможно (особенно с помощью высокочастотного профилографа) выделение подгоризонтов, что и продемонстрировано на рис. 3;

- флювиогляциальные отложения ошашковского горизонта ($fgIII_{ost}$);

- ледниковые отложения ошашковского горизонта ($gIII_{ost}$).

Предложенная схема близка к аналогичным для Ладожского озера, а следовательно, ее можно использовать и при изучении открытой части Онежского озера. В 2018 г. были проведены такие работы. Предварительная интерпретация сейсмоакустических данных показала, что описанный разрез, характерный для Петрозаводской губы, полностью согласуется с региональной сеймостратиграфической легендой и может быть использован для идентификации слоев на сеймограммах и для других районов Онежского озера. В настоящее время ведется обработка материалов, полученных в южной и центральной частях озера.

К задачам работ в Петрозаводской губе относился и поиск газовых скоплений в донных осадках. Это имело как утилитарное значение, связанное с положением возможных выбросов газа в непосредственной близости от г. Петрозаводск — столицы Карельской Республики РФ, так и методическое. Рассмотрим методические вопросы, связанные с изучением газовой выделений, которые затем предполагалось использовать при работах на арктическом шельфе, на объектах нефтегазовой отрасли, где этим вопросам уделяется самое пристальное внимание.

Выявление и оконтуривание скоплений газов в Петрозаводской губе проводилось с использованием всех геофизических методов. Сразу оговоримся, что крупные скопления газа в описываемом районе отсутствуют. Однако на сеймограммах, в зонах повышенной мощности осадочных образований, часто отмечалось отсутствие всех отражающих горизонтов и другие признаки наличия газонасыщенных осадков (рис. 2). Еще лучше скопления газифлюидов отражаются на записях профилографа, где в случае появления газов обширные участки сейсмограмм характеризуются практически полным исчезновением доступного для интерпретации

изображения. На записях же профилографа часто можно увидеть и многочисленные точки («яркие пятна»), указывающие на скопления газов. Здесь же обычно проявляются и характерные структуры выхода газофлюидов из грунта — покмарки [Алешин и др., 2018].

Геофизические данные получили подтверждение и в данных геологического прободоотбора. В кернах донных осадков, отобранных в местах выявления скоплений газов по данным СУВР, было заметно активное выделение газов, что фиксировалось по появлению пор, захватывающих значительные площади керна (рис. 4). Полученные в лаборатории томографические снимки геологических образцов также показали наличие в таких колонках большого количества пор, многие из которых имели вытянутую форму, образовывали цепочки, которые вытягивались вверх по керну. Геохимические исследования подтвердили преимущественно метановый состав выделяемых газов. [Inland Watter Biology, 2018].

Таким образом, можно считать, что в Петрозаводской губе мы имеем дело с двумя источниками газа. Первый из них связан с деструкцией органического вещества и его диагенетическом преобразованием, второй источник — предположительно глубинные газы, проникающие в водную толщу по активизировавшимся в настоящее время нарушениям, о чем свидетельствует и пространственное расположение покмарок [Inland Watter Biology, 2018]. Исследования показали, что комплексное использование геофизических методов, т.е. одновременное применение нескольких сейсмоакустических систем, работающих на различных частотах, позволяет получить объем информации, достаточный для предварительного сейсмостратиграфического расчленения толщ, а также для выявления скоплений газов в донных осадках (рис. 5).

Выводы. 1. Создана сейсмостратиграфическая схема строения четвертичных отложений. Проводимое в настоящее время литостратиграфическое изучение образцов керна, отобранных в точках на дне и выбранных по результатам интерпретации данных непрерывного сейсмоакустического профилирования, позволит получить полное представление о смене палеогеографического режима на рассматриваемой территории в конце позднего неоплейстоцена—голоцена, а дополнительные работы по интерпретации локации бокового обзора позволят получить представление о развитии здесь в это время подводных ландшафтов.

В ходе исследований в Петрозаводской губе выделены флювиогляциальные отложения, парагенетически связанные со структурными депрессиями в кровле кристаллического фундамента, это заставляет предполагать наличие на ранних стадиях дегляциации наличие крупных подледных



Рис. 5. Пример записи ГЛБО, полученной на Онежском полуострове. Белым кругом обведено положение одного из покмарков. Понижение в рельефе имеет изометрическую форму и радиус ~5 м

потоков, которые впоследствии превратились в потоки талых вод вдоль фронта отступающего ледника. Возможно, что форма Петрозаводской губы, как и других северных заливов Онежского озера, связана, по крайней мере с точки зрения моделирования стадий геологического развития региона, именно с этими потоками. Таким образом, структурный фактор является определяющим в формировании постледникового, в том числе аккумулятивного рельефа в северной части озера.

Геофизические исследования, сопровождавшиеся выборочным прободоотбором, позволили оконтурить места распространения газа, предварительно разделить их по типу источника газа на биогенные и, возможно, связанные с зонами активизированных разломов.

По результатам работ можно обоснованно считать, что комплексные сейсмоакустические исследования, дополненные другими инженерными и геофизическими методами, могут послужить реальным прототипом комплекса геофизических исследований, используемого как при геологической съемке шельфа в среднем и мелком масштабе, так и для инженерно-геофизических изысканий.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы «Разработка программно-аппаратных комплексов для поиска, разведки, геофизического и геохимического мониторинга разработки месторождений углеводородов, в т.ч. в труднодоступных регионах и сложных природно-климатических условиях» при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации с использованием оборудования приобретенного по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова (Соглашение № 14.607.21.0187 о предоставлении субсидии от 26 сентября 2017. Уникальный идентификатор соглашения RFMEFI60717X0187).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алёшин М.И., Миронюк С.Г., Рыбалко А.Е. и др. Первые итоги изучения покмарок Онежского озера // Процессы в геосредах. 2018. Т. 1, № 14. С. 732–740.
- Гурвич В.А., Потахин М.С., Субетто Д.А. Стратиграфия донных отложений реликтовых водоемов Онежского озера (на примере оз. Полевское) // Астрах. вестн. кол. образования. 2017. № 3 (41). С. 4–13.
- Макарьев А.А. Объяснительная записка к листу Р-36-XXX по производству геологической съемки 1 : 500 000 дна Онежского озера. СПб., 2001.
- Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Киселев А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. / Серия Балтийская. Лист Р-35, 36, Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.
- Потахин М.С., Субетто Д.А., Зобков М.Б. и др. Реконструкция развития Онежского озера в позднеледниковые ГИС-методами // Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Proceed. of the Intern. Conf.. North-Eastern Federal University, Russian Academy of Sciences. 2016. P. 99–102.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.
- Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ имени А.И. Герцена, 2009. 339 с.
- Rybalko A., Tokarev M., Aleshin M. et al. New data on the structure on Quaternary sediments and modern geodynamic movements in Lake Ladoga // Lateral-Interglacial transition: glaciotectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion 2018 Intern. Sci. Conf. and School for Yung Scietist, 19–25 August 2018: Excursion and Abstr. Petrozavodsk: Karelian RC of RAS, 2018. P. 101–102.
- Rybalko A., Tokarev M., Subetto D. et al. Methods of conducting complex studies to restore the paleolimnological conditions and underwater landscapes of large lakes by the example of Petrozavodsk Bay of Lake Onega // Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientist school in microscopy skills in Paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference (Kasan, Republic of Tatarstan, Russia, 1–4th of October, 2018). Kasan: Kasan Univesity, 2018, P. 96–98.
- Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkya End Moraine // Global and Planet. Changes 2001. Vol. 31. P. 333–405.
- Subetto D., Rybalko A., Tokarev M. Lithostratigraphy of deposits and pockmarks in the Petrozavodsk Bay, Lake Onega, Russia // Inland Waters, 2019 (in press).

Поступила в редакцию 19.02.2019

Поступила с доработки 27.02.2019

Принята к публикации 27.02.2019

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН

Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор

Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент

И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания

И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор

А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция

С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция

М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор

М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор

Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)

М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США

Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Д.Г. КОШУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США

А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук

С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук

В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент

В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 12.10.2019. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11 199. 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”)

**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, подписи, подписуточные 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. Подписуточные 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>