

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Национальный исследовательский
Томский политехнический университет»



ISSN 1684-8519

ИЗВЕСТИЯ

ТОМСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Том 323, № 1, 2013

Науки о Земле

ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ

г. Томск

ИЗВЕСТИЯ ТОМСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Редакционный совет:

Чубик П.С. (председатель), д.т.н., ректор ТПУ (г. Томск)
Пестряков А.Н. (заместитель председателя),
д.х.н., проректор ТПУ по НИИ (г. Томск)
Алексеенко С.В., д.ф.-м.н.,
член-корреспондент РАН (г. Новосибирск)
Болдырев В.В., д.х.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Боровиков Ю.С., к.т.н. (г. Томск)
Гуляев Ю.В., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Дамамми Ж., PhD (Франция)
Дмитриев А.Ю., к.т.н. (г. Томск)
Долматов О.Ю., к.т.н. (г. Томск)
Ершов Ю.Л., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Замятин А.В., к.т.н. (г. Томск)
Клименов В.А., д.т.н. (г. Томск)
Конторович А.Э., д.г.-м.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Крёнинг М., PhD (Германия)
Летников Ф.А., д.г.-м.н., академик РАН (г. Иркутск)
Месяц Г.А., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Михайленко Б.Г., д.ф.-м.н.,
академик РАН (г. Новосибирск)
Накоряков В.Е., д.т.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Панин В.Е., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Томск)
Сигов А.С., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Сигфуссон Т.И., PhD (Исландия)
Турнаев В.И., д.и.н. (г. Томск)
Филлипов Г.А., д.т.н., академик РАН (г. Москва)
Чайковский Д.В., к.ф.н. (г. Томск)
Шень Джаоли, PhD (Китай)
Яковлев А.Н., к.ф.-м.н. (г. Томск)

Редакционная коллегия:

Пестряков А.Н. (председатель, главный редактор), д.х.н.
Коробейников А.Ф. (зам. председателя), д.г.-м.н.
Глазырин А.С. (главный редактор Издательства ТПУ), к.т.н.
Могильницкий С.Б. (учёный секретарь), к.ф.-м.н.
Барышева Г.А., д.э.н.
Григорьев В.П., д.ф.-м.н.
Заворин А.С., д.т.н.
Иванчина Э.Д., д.т.н.
Ильин А.П., д.ф.-м.н.
Корниенко А.А., д.ф.н.
Лавринович В.А., д.т.н.
Погребной В.К., д.т.н.
Савичев О.Г., д.г.н.
Тузовский А.Ф., д.т.н.
Шаманин И.В., д.ф.-м.н.

Журнал зарегистрирован Министерством
Российской Федерации по делам печати,
телерадиовещания и средств массовых коммуникаций.
Свидетельство ПИ № 77-16615 от 24 октября 2003 г.
Учредитель: Томский политехнический университет

Издаётся с 1903 г.

© ФГБОУ ВПО НИ ТПУ, 2013

BULLETIN OF THE TOMSK POLYTECHNIC UNIVERSITY

Editorial Board:

Chubik P.S. (Chairman), D.E., rector of TPU (Tomsk)
Pestryakov A.N. (Deputy Chairman) D. Chem.,
pro-rector of TPU for Research and Innovation (Tomsk)
Aleksenko S.V., D. Phys. and Math. Sc.,
corresponding member of RAS (Novosibirsk)
Boldyrev V.V., D. Chem., member of RAS (Novosibirsk)
Borovikov Yu.S., Candidate of Science (Tomsk)
Gulyaev Yu.V., D. Phys. and Math. Sc., member of RAS (Moscow)
Damamm G., PhD (France)
Dmitriev A.Yu., Candidate of Science (Tomsk)
Dolmatov O.Yu., Candidate of Science (Tomsk)
Ershov Yu.L., D. Phys. and Math. Sc., member of RAS (Novosibirsk)
Zamyatin A.V., Candidate of Science (Tomsk)
Klimenov V.A., D.E. (Tomsk)
Kontorovich A.E., D. Geol. and Mineral. Sc., member of RAS (Novosibirsk)
Kröning M., PhD (Germany)
Letnikov F.A., D. Geol. and Mineral. Sc., member of RAS (Irkutsk)
Mesyats G.A., D. Phys. and Math. Sc., member of RAS (Moscow)
Mikhailenko B.G., D. Phys. and Math. Sc.,
member of RAS (Novosibirsk)
Nakoryakov V.E., D. E., member of RAS (Novosibirsk)
Panin V.E., D. Phys. and Math. Sc., member of RAS (Tomsk)
Sigov A.S., D. Phys. and Math. Sc., member of RAS (Moscow)
Sigfusson T.I., PhD (Iceland)
Turnaev V.I., PhD (Tomsk)
Fillipov G.A., D.E., member of RAS (Moscow)
Chaikovskiy D.V., Candidate of Science (Tomsk)
Shen Zhaoli, PhD (China)
Yakovlev A.N., Candidate of Science (Tomsk)

Editorial:

Pestryakov A.N. (Chairman, Editor in Chief), D. Chem.
Korobeinikov A.F. (Deputy Editor in Chief), D. Geol. and Mineral. Sc.
Glazyrin A.S. (Editor in Chief), Candidate of Science
Mogilnitsky S.B. (Science Secretary), Candidate of Phys. and Math. Sc.
Barysheva G.A., Ec. D.
Grigoriev V.P., D. Phys. and Math. Sc.
Zavorin A.S., D.E.
Ivanchina E.D., D.E.
Ilyin A.P., D. Phys. and Math. Sc.
Kornienko A.A., Ph. D.
Lavrinovich V.A., D.E.
Pogrebnoy V.K., D.E.
Savichev O.G., D. Geog. Sc.
Tuzovsky A.F., D.E.
Shamanin I.V., D. Phys. and Math. Sc.

Подписной индекс по каталогу
Агентства «Роспечать» – 18054

Журнал рассылается в адреса 50-и библиотек РФ,
США, ФРГ, Великобритании, Франции
и 9-и стран ближнего зарубежья

Полнотекстовый доступ к электронной версии
журнала возможен на сайтах ТПУ: portal.tpu.ru/izvestiya/;
ООО «Научная электронная библиотека»:
www.elibrary.ru, www.e-library.ru,
а также поисковой системы scholar.google.com

Импакт-фактор РИНЦ 2011 г. 0,210

© Tomsk Polytechnic University, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ

- Влияние примесных атомов на плотность катионных вакансий (на примере пирротина месторождения Панимба)
Онуфриенок В.В.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Палеобиоценозы неопротерозоя северо-востока Китая (полуостров Ляодун)
Станевич А.М., Корнилова Т.А., Максимова Е.Н., Гладкочуб Д.П., Лингсен Зенг

ГЕОФИЗИКА

- Определение генезиса и тектонической структуры интрузивных тел по их магнетизму
Ерофеев Л.Я., Орехов А.Н.
- Метод диагностики радиального притока при интерпретации нестационарных гидродинамических исследований скважин
Гаврилов К.С., Сергеев В.Л.
- Геофизические исследования скважин при изучении магматических коллекторов месторождения Белый Тигр
Нгуен Хью Бинь
- Увеличение темпов прироста запасов углеводородов с помощью инновационных технологий на примере Омской области
Ростовцев В.В., Ростовцев В.Н.

ГЕОХИМИЯ

- Распределение n-алканов, стероидов и тритерпеноидов в торфе и растениях болота Тёмное
Дучко М.А., Гулая Е.В., Серебренникова О.В., Стрельникова Е.Б., Преис Ю.И.
- Подвижность химических элементов в системе вода–донные отложения
Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Солдатова Е.А.
- Генезис доюрских залежей нефти рогожниковской группы месторождений (по результатам изучения вертикальной зональности алканов)
Коржов Ю.В., Исаев В.И., Кузина М.Я., Лобова Г.А.
- Природа аномальных концентраций скандия в углях
Арбузов С.И.
- Самородные элементы в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна
Ильенок С.С.
- Угольный метаморфизм и его влияние на распределение элементов–примесей (на примере углей Ирана)
Рыбалко В.И.

ЛИТОЛОГИЯ

- Литологическая характеристика парфеновского и ботубинского продуктивных горизонтов венда ангаро-ленской ступени и непско–ботубинской антеклизы
Пушкарева М.М., Хабаров Е.М., Вараксина И.В.
- Оценка интенсивности процессов флюидомиграции на Ванкорской площади по результатам прикладных ядерных литогеохимических исследований разрезов глубоких скважин
Столбов Ю.М., Столбова Н.Ф.
- Новые находки палеотравертинов в Чебаково–Балахтинской впадине Минусинского прогиба (Западная Сибирь)
Федосеев Г.С., Благовидов В.В., Воронцов А.А., Вишневецкая И.А.
- Связь нефтенасыщения карбонатных коллекторов с процессами формирования пустотного пространства (на примере древних отложений Восточной Сибири)
Лемешко М.Н., Жуковская Е.А., Вараксина И.В.
- Литоология венд–нижнекембрийских отложений предьенисейской нефтегазоносной субпровинции (по результатам бурения параметрических скважин Восток–1,3,4)
Тумашов И.В.

CONTENTS

MINERALOGY

- 6 The impact of impurity atoms on cation vacancy density (by the example of pyrrhotite of Panimba deposit)
Onufrienok V.V.

GENERAL GEOLOGY

- 12 Paleocoenosis of the neo-Praterozoic in northeast of China (Liaotung Peninsula)
Stanevich A.M., Kornilova T.A., Maksimova E.N., Gladkochub D.P., Lingsen Zeng

GEOPHYSICS

- 18 Determination of genesis and tectonic structure of intrusive bodies by their magnetism
Erofeev L.Ya., Orekhov A.N.
- 23 Diagnostic technique for radial flow when interpreting nonstationary hydrodynamic analysis of oil wells
Gavrilov K.S., Sergeev V.L.
- 27 Geophysical researches of wells when investigating magmatic reservoirs of the White Tiger deposit
Nguen Hyu Bin
- 34 Enhancing growth rate of hydrocarbon reserves using the innovative technologies (by the example of Omsk region)
Rostovtsev V.V., Rostovtsev V.N.

GEOCHEMISTRY

- 40 Distribution of n-alkanes, steroids and triterpenoids in peat and plants of Temnoe bog
Duchko M.A., Gulaya E.V., Serebrennikova O.V., Strelnikova E.B., Preys Yu.I.
- 45 Mobility of chemical elements in water–bottom sediments system
Guseva N.V., Kopylova Yu.G., Soldatova E.A.
- 51 Genesis of pre-Jurassic oil pools of Rogozhnikovskaya group of fields (based on the results of studying the altitudinal zonality of alkanes)
Korzhev Yu.V., Isaev V.I., Kuzina M.Ya., Lobova G.A.
- 56 The nature of scandium anomalous concentrations in coal
Arbuzov S.I.
- 65 Native elements in coals and coal ashes of Azeyское deposit of Irkutsk coal basin
Ilyenok S.S.
- 72 Coal metamorphism and its influence on trace elements distribution (by the example of Iran coals)
Rybalko V.I.

LITHOLOGY

- 78 Lithological character of parfenovskiy and botubinskiy production horizons in Vendian of Angaro–Lenskaya step and Nepsko–Botubinskaya antecline
Pushkareva M.M., Khabarov E.M., Varaksina I.V.
- 83 Estimation of fluid migration intensity over the Vankorskaya area by the results of the applied nuclear lithogeochemical researches of deep well logs
Stolbov Yu.M., Stolbova N.F.
- 86 New finds of paleotravertines in Chebakovo–Balakhtinskaya depression of Minusa Basin (Western Siberia)
Fedoseev G.S., Blagovidov V.V., Vorontsov A.A., Vishnevskaya I.A.
- 93 Connection of oil-saturation of carbonate reservoirs with voids formation (by the example of ancient sediments in Eastern Siberia)
Lemeshko M.N., Zhukovskaya E.A., Varaksina I.V.
- 99 Lithology of Vend–Lower–Cambrian sediments of Predenisei oil-and-gas bearing subprovince (based on the results of drilling the parametric wells Vostok–1,3,4)
Tumashov I.V.

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

- Проблемы образования гидротермальных месторождений золота. Ч. 2. Метаморфогенная и полигенная геолого-генетические концепции
Кучеренко И.В.
- Прогнозно-поисковый комплекс для мезотермальных месторождений золота. Ч. 2. Петрологический критерий
Кучеренко И.В.
- Кулибинский и нижнедербинский комплексы: общность петролого-геохимических черт (северо-запад Восточного Саяна)
Юричев А.Н.
- Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва)
Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С.
- Сейсмофациальные модели продуктивных отложений юры песчового месторождения
Устинова В.Н., Стариков Н.Н.
- Поведение золота в расплавах и особенности его фракционирования
Коробейников А.Ф., Гусев А.И.
- Влияние герцинского складкообразования на сохранность палеозойских образований Западно-Сибирской геосинеклизы
Ковешников А.Е.
- Влияние прогрессивного, регрессивного эпигенеза, гипергенеза, вторичного катагенеза на формирование пород-коллекторов в палеозойских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы
Ковешников А.Е.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

- Зональные закономерности изменения химического состава речных отложений Сибири и условия его формирования
Савичев О.Г., Фунг Тхай Зыонг
- Прогноз оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод в городе Ханой (Вьетнам)
Фи Х.Т., Строчкова Л.А.
- Химический состав вод Обского болота (Западная Сибирь) и его пространственные изменения под влиянием сбросов загрязняющих веществ
Савичев О.Г., Гусева Н.В., Куприянов Е.А., Скороходова А.А., Ахмед-Оглы К.В.
- Распределение кальция и железа в вертикальном профиле торфяных залежей таёжной зоны Западной Сибири
Архипов В.С., Бернатонис В.К.

ТЕХНОЛОГИЯ И ТЕХНИКА

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

- Оценка эффективности передачи силовых импульсов на разрушаемый гранит при вращательно-ударном способе бурения скважин малого диаметра
Федин Д.В., Шадрина А.В., Саруев Л.А.
- Устройство для регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма бурового станка
Федин Д.В., Саруев Л.А.
- Анализ влияния анизотропии горных пород на процесс искривления скважин при их разрушении механическими и термическими способами
Нескоромных В.В.
- Аналитическое исследование процесса резания-скалывания горной породы долотом с резами PDC
Нескоромных В.В., Борисов К.И.
- Влияние простых солей на реологические свойства полимерных растворов для бурения комплексами ССК в глинистых отложениях
Неверов А.Л., Рожков В.П., Баталина Л.С., Минеев А.В.
- Методика расчета темпов проходки горно-разведочных выработок, сооружаемых каждым проходческим комплексом, при одно- и многозабойной работе
Шмурьгин В.А., Панкратов А.В., Лукьянов В.Г.
- Разработка научной базы проектирования энергетических характеристик забойных двигателей для работы с долотами PDC
Борисов К.И.

GEOLOGY AND MINERALS

- 105 The problems of forming hydrothermal gold deposits. P. 2. Metamorphic and polygenous geological-genetic concepts
Kucherenko I.V.
- 114 Prognosis-search complex for methothermal gold deposits. P. 2. Petrologic criterion
Kucherenko I.V.
- 123 Kulibinsky and nizhnederbinsky complexes: petrologo-geochemistry common traits (northwest of Eastern Sayan)
Yurichev A.N.
- 130 Ore mineralization of the Agardag ultramafic massif (Republic of Tyva)
Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Kulkov A.S.
- 137 Seismic facies models of Jurassic productive sediments of Pestsovoe field
Ustinova V.N., Starikov N.N.
- 142 Gold behavior in melts and the features of its fractionation
Korobeynikov A.F., Gusev A.I.
- 148 The influence of Hercynian folding on safety of Paleozoic formations of Western-Siberian geosineclise
Koveshnikov A.E.
- 152 The influence of progressive, regressive epigenesis, hypergenesis, secondary catagenesis on formation of reservoir rocks in Paleozoic sediments of Western-Siberian geosineclise
Koveshnikov A.E.

HYDROGEOLOGY

- 157 Zone laws of changing chemical composition of river sediments in Siberia and its formation conditions
Savichev O.G., Phung Thai Duong
- 161 Prediction of land subsidence due to groundwater exploitation in Hanoi (Vietnam)
Fi Kh.T., Strokova L.A.
- 168 Chemical composition of waters of Obskoe bog (Western Siberia) and its spatial changes connected with pollution
Savichev O.G., Guseva N.V., Kupriyanov E.A., Skorokhodova A.A., Akhmed-Ogly K.V.
- 173 Calcium and iron distribution in vertical profile of peat beds in Western Siberia taiga zone
Arkhipov V.S., Bernatonis V.K.

TECHNOLOGY AND TECHNIQUE

OF EXPLORATION WORK

- 179 Estimation of the efficiency of impact transfer to crushable granite at rotary-percussion slim hole drilling
Fedin D.V., Shadrina A.V., Saruev L.A.
- 183 The device for pulse energy regulation in hydroimpulsive mechanism of rock drill
Fedin D.V., Saruev L.A.
- 186 The analysis of rock anisotropy influence on well deviation at their mechanical and thermal breakdown
Neskoromnykh V.V.
- 191 Analytic study of rock cutting-shearing by a bit with PDC cutters
Neskoromnykh V.V., Borisov K.I.
- 196 The influence of single salts on rheological features of polymer fluids when drilling by SSK complexes in argillaceous deposits
Neverov A.L., Rozhkov V.P., Batalina L.S., Mineev A.V.
- 200 The technique for calculating penetration rate of prospect holes constructed by each tunneling complex at one- and multi-hole work
Shmurygin V.A., Pankratov A.V., Lukyanov V.G.
- 208 The development of scientific base for designing power characteristics of the downhole drill motors to work with PDC drill bits
Borisov K.I.

ГЕОЭКОЛОГИЯ		GEOECOLOGY	
Сегментация цветных изображений природных объектов с помощью рекуррентной нейронной сети Немировский В.Б., Стоянов А.К.	212	Segmentation of color images of natural objects by recurrent neural network Nemirovsky V.B., Stoyanov A.K.	
Метод определения утечки из нефтепровода, основанный на разности во времени давления Мамонова Т.Е.	216	The technique of determining loss in a pipeline based on pressure time difference Mamonova T.E.	
Аккумуляция радиоцезия и тяжелых металлов прибрежно-водной растительностью в некоторых районах Гомельской области (Республика Беларусь), приграничных с Брянской областью России Дайнеко Н.М., Тимофеев С.Ф.	220	Accumulation of radiocaesium and heavy metals in riveraine-water vegetation in some areas of Gomel region (the Republic of Belarus) border with Bryansk region of Russia Dayneko N.M., Timofeev S.F.	
Вероятностно-статистические модели циклического развития экосистем Устинова В.Н., Устинова И.Г., Устинов В.Г., Стариков Н.Н.	225	Probabilistic models of ecological system cyclic development Ustinova V.N., Ustinova I.G., Ustinov V.G., Starikov N.N.	
ПРОБЛЕМЫ ПОДГОТОВКИ КАДРОВ		THE PROBLEMS OF STAFF TRAINING	
Особенности процедуры аккредитации, сертификации и лицензирования геонауки в развитых странах Мазуров А.К., Болсуновская Л.М.	231	Geosciences: the features of accreditation, certification and licensure in the advanced countries Mazurov A.K., Bolsunovskaya L.M.	
НЕКРОЛОГ		NECROLOGY	
Профессор С.Д. Заверткин (1951–2013)	237	Professor S.D. Zavertkin (1951–2013)	
РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ		SUMMARIES	
СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ		INFORMATION ABOUT AUTHORS	
240		245	

УДК 549.322.21

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСНЫХ АТОМОВ НА ПЛОТНОСТЬ КАТИОННЫХ ВАКАНСИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПИРРОТИНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА)

В.В. Онуфриенок

Институт горного дела, геологии и геотехнологий, г. Красноярск
E-mail: VOnufriyok@yandex.ru

Исследованы особенности взаимодействия примесных атомов и катионных вакансий в структуре пирротина месторождения «Панимба». На основе анализа электронного строения катионных вакансий в кристаллической структуре типа NiAs доказана корреляция плотности примесных атомов и катионных вакансий в структуре пирротина: возрастание плотности катионных вакансий при увеличении суммарной плотности примесных атомов. Установлены причины этой зависимости – уменьшение энергии вакансионного взаимодействия в результате захвата примесными атомами электрона вакансии. Предложено объяснение природы внедрения в структуру примесных двухвалентных атомов (кобальта, никеля и т. д.), во многом сходных по своей электронной структуре и ионным радиусам с ионами базисной кристаллической матрицы пирротина. На основе проведенных расчетов плотности примеси сурьмы исследованы свойства анионных примесных атомов и проанализирован механизм их изоморфного замещения ионов серы. Показано, что природа этого явления заключается в захвате примесным ионом электрона катионной вакансии для насыщения ковалентной связи.

Ключевые слова:

Катионы, изоморфизм, кристаллическая структура, точечные дефекты, пирротин.

Key words:

Cations, isomorphism, crystal structure, point defects, pyrrhotite.

Экспериментально не исследованы в достаточной степени процессы взаимодействия точечных дефектов различной природы в минералах нестехиометрического состава. Свойства нестехиометрических минералов отличаются рядом особенностей, обусловленных катионными вакансиями в структуре [1, 2]. Катионные вакансии, как правило, представляют собой активные центры, определяющие ряд не изученных пока специфических физико-химических свойств.

В настоящее время возрос интерес к соединениям, содержащим точечные дефекты различной природы в структуре [3, 4].

Природные сульфиды железа семейства пирротина являются широко распространенными минералами, образующимися, как правило, при гидротермальных процессах и подвергающимся активному преобразованию в экзогенных условиях. Характерной особенностью пирротина является его химическая и структурная неоднородность, в его кристаллической решетке содержатся катионные вакансии [1–6]. Влияние температу-

ры, давления, концентрации вакансий на свойства нестехиометрических сульфидов железа широко исследуется [1, 4, 6], однако практически нет работ по изучению кристаллохимических процессов, обусловленных взаимодействиями точечных дефектов. Кроме катионных вакансий в структуре пирротина обычно встречаются атомы внедрения (примесные элементы), искажающие структуру основной кристаллической матрицы. Их влияние на свойства минералов исследовано фрагментарно.

Отличительной особенностью пирротина в руде месторождения «Панимба» от многих других месторождений является содержание золота в кристаллической структуре пирротина [6]. Ранее также была предпринята попытка выявить зависимость геохимических свойств и особенностей распределения золота в руде, проявляющихся в химическом составе и кристаллической структуре пирротина месторождения «Благодатный», кристаллическая структура которого не содержала атомов золота в виде точечных дефектов внедрения [4].

Цель настоящей работы – на примере пирротина различного химического состава месторождения «Панимба» Енисейского кряжа исследовать взаимодействие точечных дефектов различной природы в его структуре, показать особенности трансформации пирротина при внедрении примесных атомов различной природы в его кристаллическую структуру, изучить корреляцию между плотностью катионных вакансий и примесными ионами различного ионного радиуса и с различной электронной оболочкой, установить природу взаимодействия вакансий.

Исследовался пирротин рудника Михайловский месторождения «Панимба» в Енисейском кряже (Красноярский край, Россия). Химический состав изучаемых пирротинов определялся рентгеноспектральным методом (by X-ray spectral analysis – XRS) на установке «Camebax-Micro» в лаборатории микророндового анализа СО РАН. Кристаллическая структура и фазовый состав образцов контролировались на дифрактометре XRD-7000S фирмы Shimadzu. Расчет плотности точечных дефектов в структуре пирротина осуществлялся по формулам, предложенным в работах В.В. Онуфриенка и др. [4, 6, 7]. При расчете плотности примесных атомов сурьмы в расчетные формулы были внесены соответствующие поправки.

Результаты экспериментальных исследований содержания примеси в образцах и результаты расчетов их плотности в структуре пирротина представлены в табл. 1. Для анализа полученных результатов необходим детальный анализ катионных вакансий в кристаллической структуре.

До настоящего времени нет единого понимания у исследователей, что такое катионные вакансии в нестехиометрических минералах, обладающих кристаллической структурой типа NiAs. Без понимания этого невозможно правильно интерпретировать многие экспериментальные факты – откуда, например, возникает взаимодействие между вакансиями [2, 8–10] или почему примесным атомам энергетически выгодно занять вакантную позицию в кристаллической матрице [1, 4, 6], какими свойствами атомов и почему определяется вид примеси в минералах и т. п.

Важно то, что при возникновении вакансии удаляется из кристалла не катион железа, а весь атом, который и так нейтральный. Поэтому система в целом остается электронейтральной. В противном случае при удалении из структуры положительно заряженного катиона кристалл приобрел бы отрицательный заряд, а в этом случае никакими внутренними процессами перераспределения зарядов электронейтральность восстановить невозможно по закону сохранения суммарного заряда системы.

В книге под редакцией академика Н.Л. Добрецова и член-кор. Ф.П. Кренделева отмечено: «...в работах, посвященных изоморфным замещениям в сульфидах, при интерпретации результатов необходимо учитывать специфику сульфидов как ми-

нералов-полупроводников, обладающих преимущественно ковалентным типом связи» [1. С. 139]. Последуем этому совету и сделаем небольшой экскурс в физику полупроводников.

Любой полупроводник обладает собственной проводимостью, т. е. часть электронов находятся в зоне проводимости и не участвуют в ковалентных связях, а положительно заряженные «дырки» («дырка» – отсутствие электрона в направленной связи) перемещаются по кристаллу, создавая проводимость р-типа. Если валентность примесного атома больше валентности атомов материнской матрицы, то проводимость смещается в сторону электронной (n-типа), если валентность меньше – то в сторону дырочной (р-типа).

Вакансию можно до определенной степени рассматривать как примесный атом нулевой валентности, и, следовательно, проводимость кристалла смещается в сторону р-типа. Это значит, образование вакансий приводит к дефициту электронов связи с соседними узлами кристаллической матрицы в вакантной позиции. Известно, что примесный атом меньшей валентности забирает для связи электроны из зоны проводимости, катионная вакансия (в определенном смысле аналог атома нулевой валентности) поступает точно также, поэтому на ней индуцируется отрицательный заряд. В литературе описан прямой эксперимент на основе метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), доказывающий факт наличия электронов в вакантных позициях [5].

При этом совершенно нет необходимости в переходе части ионов железа из двух- в трехвалентное состояние. Точно так же, как атом примеси меньшей валентности в полупроводниковой матрице не индуцирует в ней возникновение ионов большей валентности, возникновение катионных вакансий в структуре пирротина не сопровождается переходом части ионов железа в трехвалентное состояние.

Если сульфид железа имеет стехиометрический состав FeS (троилит), то структура не содержит катионных вакансий. Ионы железа и серы в такой структуре имеют валентность равную двум. Катионные вакансии при возникновении, как правило, упорядочиваются, образуя различные типы сверхструктур. Логично предположить, что и ионы трехвалентного железа также как-то упорядочиваются в структуре, однако никакими прямыми экспериментальными методами, например ядерного гамма-резонанса (ЯГР) или методом рентгеноструктурного анализа, позиции трехвалентного железа не фиксируются. Многие геологи считают, что они есть, но никто почему-то не знает их позиции в структуре пирротина. Например, в магнетите, в структуре которого также есть ионы двухвалентного и трехвалентного железа, позиции трехвалентного и двухвалентного железа хорошо известны. Ионы двух- и трехвалентного железа хорошо различаются по своим свойствам – у них различен ионный радиус (табл. 2), локальное магнитное поле на ядре и т. д. Следует заметить, что позиции

трехвалентного железа в структуре не определены, в то время как позиции катионных вакансий в различных сверхструктурах пирротина описаны более пятидесяти лет назад [2].

Рассмотрим корреляцию примесных атомов и катионных вакансий, установленную экспериментально в ряде работ [3, 11]. Природа этого факта до настоящего времени остается до конца неясной. Если бы примесные атомы и катионные вакансии не зависели друг от друга, пирротины с малой плотностью дефектов могли бы содержать высокую плотность примесных атомов, и наоборот, однако многочисленные эксперименты это опровергают [4, 6, 12, 13]. Например, пирротины с соотношением $S/Fe < 1,1$ не имеют примесных атомов в структуре (табл. 1).

Таблица 1. Результаты XRS анализа (α) и расчетов плотности атомов примеси (β) в структуре пирротина. Точность результатов эксперимента составляет $\sim 10^{-3}$

S/Fe	Au, г/т	Дефекты β, Σ	Cu		Au		Sb	
			α , мас. %	$\beta \cdot 10^{-3}$	α , мас. %	$\beta \cdot 10^{-3}$	α , мас. %	$\beta \cdot 10^{-3}$
1,16	0,3	0,137	0,004	0,056	0,048	0,262	0,003	0,021
1,15	0,3	0,130	0,014	0,196	0,004	0,021	–	–
1,17	1,0	0,145	–	–	0,012	0,066	0,022	0,158
1,16	1,0	0,137	–	–	0,017	0,092	0,006	0,043
1,16	1,0	0,137	0,019	0,266	–	–	0,022	0,158
1,17	0,9	0,145	–	–	0,045	0,248	0,007	0,050
1,16	0,9	0,137	–	–	0,026	0,142	0,021	0,151
1,17	0,9	0,145	–	–	0,036	0,198	0,004	0,028
1,16	0,9	0,137	–	–	0,035	0,191	0,018	0,129
1,17	0,9	0,145	–	–	–	–	0,018	0,129
1,14	0,1	0,122	0,022	0,308	0,013	0,069	0,001	0,072
1,14	0,1	0,122	–	–	0,038	0,203	0,004	0,028
1,15	0,1	0,130	0,002	0,028	0,045	0,243	0,001	0,072
1,12	0,5	0,107	–	–	0,032	0,167	0,003	0,021
1,13	0,5	0,115	0,012	0,168	0,012	0,063	–	–
1,13	0,5	0,115	0,007	0,097	0,031	0,164	0,016	0,115
1,14	0,5	0,122	0,009	0,126	0,035	0,187	0,004	0,028
1,16	0,5	0,137	0,004	0,056	0,047	0,256	0,043	0,310
1,16	0,5	0,137	0,002	0,028	0,041	0,224	–	–
1,12	0,5	0,107	0,029	0,405	0,059	0,309	–	–
1,14	0,5	0,122	0,009	0,126	0,067	0,358	0,012	0,086
1,14	0,5	0,122	0,021	0,294	0,039	0,208	–	–
1,14	0,5	0,122	0,037	0,517	0,054	0,289	0,014	0,101
1,13	0,1	0,115	–	–	0,009	0,047	0,011	0,079
1,14	0,1	0,122	–	–	0,002	0,010	0,001	0,007
1,15	0,1	0,130	0,012	0,168	0,022	0,119	0,025	0,180
1,17	1,4	0,145	–	–	0,015	0,082	0,003	0,021
1,16	1,4	0,137	0,002	0,028	0,023	0,125	–	–
1,17	1,4	0,145	–	–	0,031	0,171	0,003	0,021
1,16	1,4	0,137	0,007	0,098	0,022	0,120	–	–
1,17	1,4	0,145	0,016	0,224	0,055	0,303	–	–
1,16	0,5	0,137	0,014	0,196	0,024	0,131	–	–
1,16	0,5	0,137	0,007	0,098	0,007	0,038	–	–
1,17	0,5	0,145	0,017	0,238	0,04	0,220	–	–
1,13	1,3	0,115	–	–	0,024	0,127	0,009	0,064
1,13	0,5	0,115	–	–	0,002	0,011	0,008	0,057
1,16	0,5	0,137	–	–	0,023	0,125	0,009	0,064
1,14	0,5	0,122	0,014	0,196	0,011	0,059	–	–
1,15	0,5	0,130	0,002	0,028	0,035	0,189	–	–

Итак, в структуре пирротина формируются катионные вакансии с отрицательным зарядом, т. е. наличие электрона в вакантной позиции. Между вакансиями возникает кулоновское взаимодействие [8, 10], которое пропорционально квадрату плотности вакансий. Как отмечалось в литературе [9], энергия этого взаимодействия достигает своего максимума (E_{\max}) при определенной критической плотности катионных вакансий. При этом наблюдается эффект упорядочения вакансий в четных (нечетных) базисных плоскостях. Природа этого явления, в основе которого лежит взаимодействие вакансий, аналитически описана в работе [9]. Если $E > E_{\max}$, то реализуется фазовый переход пирротин–пирит.

Нестехиометрический пирротин может понизить энергию E_{\max} при внедрении в вакантные позиции примесных двухвалентных ионов близкого к ионам железа радиуса, например кобальта или никеля (табл. 2). В этом случае плотность вакансий уменьшается при неизменном отношении S/Fe. Следовательно, уменьшается энергия их взаимодействия. В такой структуре в принципе возможно увеличение плотности вакансий до критического значения. Поскольку вакансия имеет нулевой ионный радиус, а ионный радиус примесного иона достаточно близок по значению к радиусу иона базисной матрицы, то внедрение примесного иона уменьшает энергию деформации кристаллической структуры, поэтому критическое значение плотности вакансий возрастает. Таким образом, максимальная плотность вакантных позиций тем больше, чем лучше примесный ион приближается по своим характеристикам к ионам базисной структуры. Это означает, что примесные атомы увеличивают максимальную плотность всех видов точечных дефектов в структуре пирротина – вакансий и ионов примеси. Это эквивалентно изоморфному замещению части ионов железа атомами примеси, максимально возможная плотность катионных вакансий при этом возрастает, а следовательно, возрастает соотношение S/Fe в образцах (плотность всех видов точечных дефектов n в структуре определяется уравнением $n=1-Fe/S$). До настоящего времени было не ясно, почему состав пирротина, не содержащего примеси, ограничивался отношением $S/Fe \leq 1,15$ [2], в то время как для пирротина, содержащего в структуре примесные атомы, это соотношение возрастало до $S/Fe \leq 1,18$ [4]. Этот факт можно использовать как индикатор примесных атомов в природном пирротине.

Таким образом, при наличии примесных ионов максимально возможная плотность катионных вакансий в структуре увеличивается, поскольку максимальная энергия складывается не только из энергии кулоновского взаимодействия вакансий, но и из энергии деформации структуры атомами примеси и катионными вакансиями. Предложенная модель качественно объясняет корреляцию плотности примесных атомов и вакансий.

Таблица 2. Ионный радиус и электронная оболочка ионов примеси

	Электронная оболочка		Электронная оболочка		Ионный радиус, нм
He	1s ²	Ni	[Ar]3d ⁸ 4s ²	Cu ²⁺	0,073
Ne	[Ne]2s ² 2p ⁶	As	[Ar]3d ¹⁰ 4s ² 4p ³	Fe ²⁺	0,078
S	[Ne]3s ² 3p ⁴	Kr	[Ar]3d ¹⁰ 4s ² 4p ⁶	Fe ³⁺	0,064
Ar	[Ne]3s ² 3p ⁶	Sb	[Kr]4d ¹⁰ 5s ² 5p ³	Co ²⁺	0,074
Cu	[Ar]3d ¹⁰ 4s ¹	Ag	[Kr]4d ¹⁰ 5s ¹	Au ²⁺	0,126
Fe	[Ar]3d ⁶ 4s ²	Xe	[Kr]4d ¹⁰ 5s ² 5p ⁶	Ni ²⁺	0,069
Co	[Ar]3d ⁷ 4s ²	Au	[Xe]5d ¹⁰ 6s ¹	S ²⁻	0,184

Поскольку катионная вакансия захватывает электрон, возможно внедрение в вакантную позицию одновалентного атома и заполнение неполной ковалентной связи электроном из вакантной позиции. Хотя природа взаимосвязи плотности атомов примеси и катионных вакансий во многом аналогична описанной выше, принципиальное отличие состоит в том, что в первом случае концентрация электронов в зоне проводимости не меняется, а во втором случае — уменьшается. Действительно, электроны в данном случае уже нужны не только вакансиям, но и примесным атомам. Максимальная энергия при такой схеме внедрения примеси будет соответствовать, как и в рассмотренном выше случае, большой плотности катионных вакансий, поскольку также складывается из энергии кулоновского взаимодействия вакансий и энергии деформации структуры атомами примеси и катионными вакансиями. Примером примеси такого рода могут служить атомы меди, серебра, золота (табл. 2). Поскольку такого рода примеси уменьшают концентрацию электронов в зоне проводимости, индикатором примеси благородных металлов в структуре пирротина может служить пониженная электрическая проводимость минералов по сравнению с пирротинами, содержащими в структуре примесные двухвалентные ионы. Отметим также, что чем меньше ионный радиус примесного атома отличается от ионного радиуса базисной структуры, тем больше предельно допустимая плотность вакансий в структуре.

Возможен и третий вариант понижения энергии вакансионного взаимодействия — изоморфное замещение двухвалентных анионов серы трехвалентными атомами, например мышьяка или сурьмы (табл. 2). Необходимый третий электрон для заполнения своей электронной оболочки трехвалентный анион получит, как и во втором случае, от катионной вакансии, которая окажется электронейтральной и сможет захватить электрон из зоны проводимости. Максимальная плотность катионных вакансий и в этом случае практически не меняется, поскольку искажения структуры вносит не примесный катион, а изоморфно замещенный анион большего радиуса. Несомненно, энергию структурных искажений необходимо принимать во внимание и в данном случае, ведь чем больше ионный радиус примесного атома, тем больше и энергия деформации кристаллической решетки, однако

в данном случае атом примеси не понижает энергию деформации, а увеличивает. Следовательно, предельно допустимая плотность вакансий либо остается неизменной, либо уменьшается. Таким образом, анионная примесь понижает энергию кулоновского взаимодействия вакансий и увеличивает энергию деформации. Тем не менее, корреляция плотности примесных атомов и катионных вакансий и в этом случае очевидна. Заметим, что примесные атомы, изоморфно замещающие анионы, достаточно мало изученные, поскольку исследователи пирротина значительно больше обращают внимание в своих работах на катионные примеси. Отметим их особенности: уменьшение проводимости из-за уменьшения концентрации электронов в зоне проводимости и незначительный спад предельно допустимой плотности вакансий.

На рисунке графически представлены результаты расчетов плотности примесных атомов сурьмы, золота и меди соответственно в структуре пирротина месторождения «Панимба» Енисейского кряжа.

Аналитически эти зависимости в указанных на рисунке интервалах можно представить в виде формул. Так, например, кривая 1, представляемая функцией $\varphi_1 = -2,0027x^2 + 4,6575x - 2,7018$ (стандартное отклонение $\delta_n = 0,0068$; $R^2 = 0,0208$), возрастает при увеличении отношения S/Fe в образцах, а кривая 2, представляемая в виде функции $\varphi_2 = 4,274x^2 - 9,808x + 5,641$ (стандартное отклонение $\delta_n = 0,009$; $R^2 = 0,009$), демонстрирует параболическую зависимость плотности ионов золота в структуре пирротина при увеличении отношения S/Fe в образцах. Кривая 3, представленная функцией $\varphi_3 = -10,625x^2 + 24,266x - 13,839$ ($\delta_n = 0,019$; $R^2 = 0,024$), показывает в среднем функциональный спад плотности ионов меди при увеличении отношения S/Fe в образцах на представленном участке составов пирротининов.

Анализ примесных атомов на рисунке позволяет отметить две их особенности: а) практически отсутствуют примесные атомы в структуре пирротина с соотношением S/Fe < 1,12; б) максимальное внедрение примесных атомов (в том числе золота) соответствует составу Fe₇S₈ (S/Fe = 1,14). По обе стороны от этого соотношения наблюдается спад суммарной плотности примесных атомов. В структуру пирротина при соотношении S/Fe > 1,17 примесные атомы не могут внедриться из-за предельно высокой энергии кулоновского взаимодействия, обусловленной максимально возможной плотностью вакантных позиций. Этим же объясняется спад суммарной плотности примесных атомов в интервале составов 1,14...1,17 — энергия кулоновского взаимодействия вакансий увеличивается при внедрении примеси в вакантную позицию. Рост суммарной плотности примесных атомов в интервале 1,12...1,14 объясняется уменьшением кулоновского взаимодействия между катионными вакансиями при внедрении примесных атомов. Если пирротин не содержит примесных атомов в структуре, то E_{max} соответствует составу Fe₇S₈ и объясня-

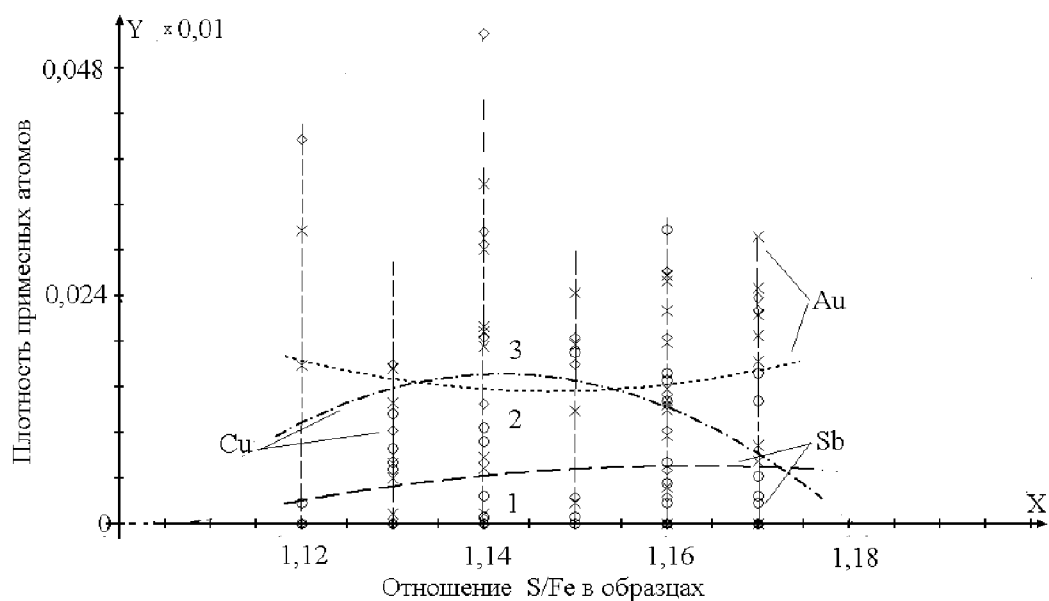


Рисунок. Зависимость плотности ионов меди, сурьмы и золота (Y) от соотношения серы и железа в образцах (X). Кривая 1 – усредненные значения плотности ионов сурьмы, кривая 2 – усредненные значения плотности ионов золота, кривая 3 – усредненные значения плотности ионов меди в структуре пирротина месторождения «Панимба»

ется взаимодействием вакансий и энергией деформации кристаллической структуры катионными вакансиями. Для состава $S/Fe=1,17$ максимальная энергия включает также энергию деформации кристаллической структуры, которая уменьшается при наличии примесных атомов.

В заключение отметим, что корреляция между плотностями примесных ионов и вакансиями находит экспериментальное подтверждение не только здесь, но и в других исследованиях [3, 4, 6], изменения же электропроводности минералов вытекают из представленной в работе модели и являются одним из предсказанных свойств нестехиометрических минералов, содержащих в структуре примесные атомы.

Выводы

На основе анализа электронного строения катионных вакансий в кристаллической структуре типа NiAs доказана корреляция плотности примесных атомов и катионных вакансий в структуре пирротина: возрастание плотности катионных вакансий при увеличении суммарной плотности примесных атомов. Установлены причины этой зависимости – увеличение энергии вакансионного взаимодействия в результате захвата примесными атомами электрона вакансией.

Предложено объяснение природы внедрения в структуру примесных двухвалентных атомов (кобальта, никеля и т. д.), во многом сходных по своей электронной структуре и ионным радиусам с ионами базисной кристаллической матрицы пирротина. Основной особенностью в этом случае является возрастание в образцах соотношения S/Fe при неизменной электронной проводимости.

На основе проведенных расчетов плотности примеси сурьмы в кристаллической структуре пирротина, исследованы свойства анионных примесных атомов и проанализирован механизм их изоморфного замещения двухвалентных ионов серы. Показано, что природа этого явления заключается в захвате примесным ионом электрона катионной вакансии для насыщения ковалентной связи. Основной особенностью в этом случае является небольшой спад плотности вакансий в образцах и уменьшение электронной проводимости.

Примесные атомы золота, меди и серебра проявляются в уменьшении электронной проводимости минерала и увеличении плотности катионных вакансий в его структуре.

Таким образом, в двух случаях из трех увеличение плотности примесных атомов в структуре приводит к возрастанию плотности катионных вакансий, однако в зависимости от сорта атома примеси проводимость может либо уменьшаться, либо увеличиваться. В третьем случае проводимость уменьшается при практически неизменной (или небольшом спаде) плотности вакантных позиций.

Предложены рекомендации для практической минералогии: индикатором примеси благородных металлов в структуре пирротина может служить пониженная электрическая проводимость минералов по сравнению с проводимостью пирротина такого же состава, но содержащим в структуре примесные двухвалентные ионы (например, Ni^{2+} или Co^{2+}). Следует заметить, что золото может находиться в структуре, и не образуя ковалентную связь, однако это достаточно малая часть всех атомов золота, принципиально не влияющая на характер зависимости электропроводности минерала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / под ред. Ф.П. Кренделева, Н.Л. Добрецова. – Новосибирск: Наука, 1989. – 299 с.
2. Онуфриенко В.В. Магнитные свойства и кристаллическая структура сульфидов железа: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Красноярск, 1983. – 22 с.
3. Sazonov A.M., Onufrienok V.V. The role of impurity atoms in forming cation vacancies in the pyrrhotite // *Mineralogical Magazine*. – 2011. – V. 75 (3). – P. 1805–1806.
4. Onufrienok V.V., Sazonov A.M., Terehova A.V. Influence of the phase composition of pyrrhotites on gold content in rocks // *Proceedings of the X International Congress for Applied Mineralogy (ICAM)*. – Trondheim, Norway, 1–5 August 2011. – Berlin: Springer, 2012. – P. 487–495.
5. Nowok J., Virgil St.I. Fe (III) ESR-signal splitting in unoxidized and oxidized semimagnetic pyrrhotite, Fe_7S_8 // *Solid State Communications*. – 1988. – V. 66. – Iss. 8. – P. 835–840
6. Онуфриенко В.В., Сазонов А.М. Особенности атомов внедрения в структуре пирротинов месторождения «Панимба» // Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье: Всеросс. научно-практ. конф. – Апатиты, 27–29 июня 2011. – Апатиты: Изд-во K&M, 2011. – С. 51–58.
7. Onufrienok V.V., Sazonov A.M. The method of calculating defect densities // *Book of Abstracts of the XX Croatian-Slovenian Crystallographic Meeting*. – Baska, Croatia, 2011. – P. 60–61.
8. Онуфриенко В.В. Взаимодействие между катионными вакансиями в нестехиометрических ферримагнетиках // Актуальные проблемы электронного приборостроения АПЭП-2002: Матер. VI Междунар. конф. – Новосибирск, 23–26 сентября 2002. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 2002. – Т. 2. – С. 46–47.
9. Kuzmin E.V., Onufrienok V.V. Magnetization of nonstoichiometric compounds of pyrrhotine type with different concentrations of vacancies // *Soviet Physics. Solid State*. – 1983. – V. 25. – Iss. 8. – P. 1333–1339.
10. Ward J.C. Interaction between cation vacancies in pyrrhotite // *Solid State Communication*. – 1971. – V. 9. – P. 357–361.
11. Онуфриенко В.В. Кристаллохимические превращения в минералах, индуцируемые катионными вакансиями (на примере пирротина): Монография. – М.: Изд. дом «Экономическая газета», 2012. – 200 с.
12. Loftus-Hills G., Solomon M. Cobalt, nickel, and selenium in sulfides as indicators of ore genesis // *Mineralium Deposita* – 1967. – V. 2. – P. 228–242.
13. Hawley J.E., Nichol I. Trace elements in pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite of different ores // *Econ. Geol.* – 1961. – V. 56. – P. 467–487.

Поступила 20.02.2013 г.

Общая геология

УДК 551.72:561.2(1-925.73)

ПАЛЕОБИОЦЕНОЗЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА КИТАЯ (ПОЛУОСТРОВ ЛЯОДУН)

А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, Е.Н. Максимова*, Д.П. Гладкочуб, Лингсен Зенг**

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

*Восточно-Сибирская государственная академия образования, Иркутск

**Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай, Пекин

E-mail: stan@crust.irk.ru

Впервые получены и изучены микрофоссилии из формации Вангъятан (Wangjiatan) северо-востока Китая. Описаны разнообразные органостенные формы акритарх и цианобактерий. Реконструирована среда их обитания и захоронения. Среди акритарх выделены морфологические группировки, которые предварительно сопоставлены с крупными таксонами растительного мира: бурыми и зелеными водорослями. По ряду форм (Kirbia multipartita Mikh. et Volk. и др.) формацию Вангъятан можно отнести к верхам верхнего рифея.

Ключевые слова:

Северо-Восточный Китай, неопротерозой, микрофоссилии, акритархи, водоросли, бактерии, обстановки осадконакопления.

Key words:

Northeast China, Neoproterozoic, microfossils, acritarchs, algae, bacteria, depositional environment.

Таксономическое разнообразие и сложное строение органостенных форм, описанных из разрезов позднего протерозоя за последние пятнадцать лет, более определенно обозначило тенденции развития палеобиологического и биостратиграфического направлений в микрофитологии докембрия. В биостратиграфическом направлении стала отчетливой видна ранее наметившаяся тенденция, допускающая более раннее появление ряда сложнопостроенных микрофоссилий, многим из которых придавалось значение позднерифейских, вендских и даже нижнепалеозойских маркеров [1]. Крупные акритархи *Chuarina* Walcott, *Lophosphaeridium* Timofeev, *Simia* Mikhailova et Jankauskas, *Valeria* Jankauskas и другие, известные сегодня из отложений мезопротерозоя, до недавнего времени были известны преимущественно в неопротерозое. В палеобиологическом направлении основной проблемой остается выяснение природы многочисленных акритарх, систематическая принадлежность которых не известна. Несмотря на более чем полувековую историю исследований, ассоциации органостенных форм докембрия в своем большинстве представляют собой малоизученные объекты.

Палеобиологическое направление, касательно органостенных форм (преимущественно акритарх),

основано на более или менее доказательном сравнении с современными аналогами [2–5]. Очевидно, что большинство крупных акритарх являются формами эукариотных водорослевых или грибных сообществ. Многие из форм, относимых к разным родам и подгруппам акритарх, реально могут принадлежать одному систематическому таксону достаточно низкого ранга (роду, виду). Примерами сказанному служат свидетельства того, что ряд выделенных самостоятельных таксонов являются стадиями жизненного цикла или посмертно распавшимися фрагментами цианобактерий [6, 7]. Известны и уникальные случаи нахождения акритарх разных родов, прикрепленных к ветви слоевища и представляющих таким образом единый организм [8]. Вместе с тем для реальных водорослей разных порядков характерна высокая степень полиморфизма, вследствие чего один и тот же вид в ископаемом состоянии может быть представлен морфологически несопоставимыми формами. Наблюдаемые переходные формы между разными таксонами акритарх в благоприятных случаях могут дать косвенные критерии для выяснения связей между признаками разных форм и для создания актуально-онтологической модели древнего организма.

Нами были изучены ассоциации органостенных форм из неопротерозойской формации Ван-

гьятан (Wangjiatan) полуострова Ляодун Северо-Восточного Китая. Их морфологические особенности, а также обстановки их обитания и захоронения в то же время позволяют провести предварительное сопоставление с современными аналогами растительного мира. В громадном карьере около г. Лухай вскрываются морские отложения верхов неопротерозоя и нижнего кембрия (рис. 1). Переслаивание и латеральное замещение таких фаций, как пестроцветные, реже темные аргиллиты и строматолитовые известняки, свидетельствуют о мелководных, частично лагунных условиях осадконакопления. Породы пропитаны гидроокислами железа. Пробы на микрофоссилии были отобраны из аргиллитов, от темных до черного.

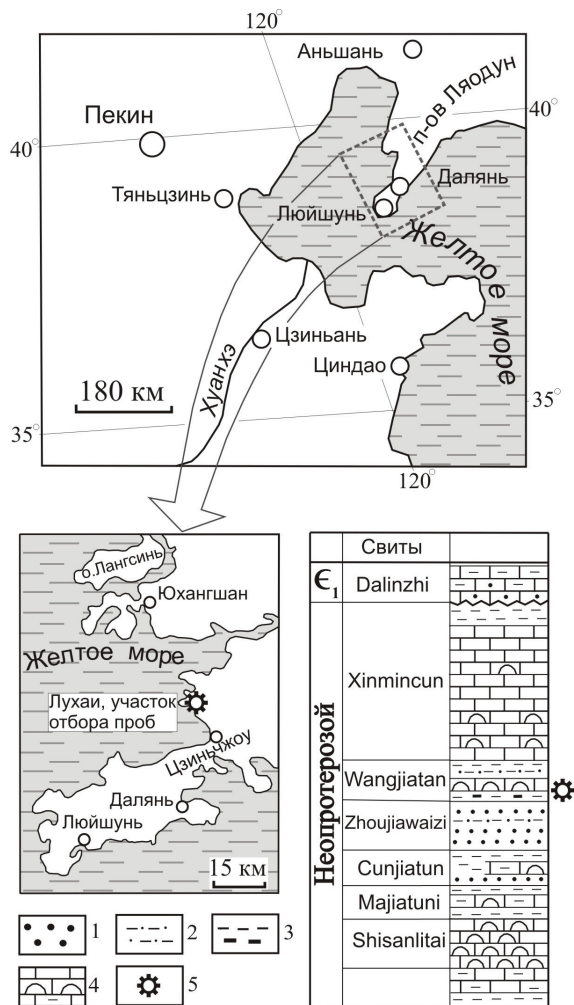


Рис. 1. Схема и стратиграфическая колонка с местонахождениями микрофоссилий по разрезу карьера около г. Лухай. 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты, углеродистые аргиллиты; 4 – известняки, известняки строматолитовые, глинистые; 5 – местоположение проб с микрофоссилиями

Для кислотного извлечения органостенных форм нами использовались приёмы стандартной палеопалинологической методики. Вопрос возможного загрязнения докембрийских проб более молодыми формами является постоянно актуаль-

ным и не в полной мере решается выполнением известных методических инструкций. Для обеспечения большей стерильности мацерата, перед основным растворением, порода частично растворялась во фтористоводородной кислоте и растворенная часть удалялась. Часть материала изучалась в петрографических шлифах, изготовленных из кусочков проб, подвергнутых растворению. Плоскость распила для изготовления шлифов делалась субпараллельно плоскости слоистости аргиллитов. Следует отметить, что внутреннее строение микрофоссилий в шлифах распознается труднее, в отличие от препаратов с мацератом, из-за фонового наложения минеральных частиц.

Одним из немногих подходов, дающих возможность наметить систематическую принадлежность микрофоссилий докембрия, является экобиологический, который учитывает условия метаболизма крупных таксонов растительного мира. Данные о палеобиоценозах позднего докембрия и вероятных обстановках осадконакопления позволяют представить разные условия не только жизнедеятельности, но и захоронения форм разных групп организмов (рис. 2). Эта достаточно примитивная схема демонстрирует, насколько спорными могут быть многие экофациальные заключения. Наиболее однозначную экобиологическую характеристику в докембрии имеют микрофоссилии из узкоразвитой субаэральной фации органогенных карбонатов. Они обычно изучаются в шлифах сингенетически окремненных строматолитовых карбонатов и, как правило, сопоставляются с представителями цианобактериального сообщества.

Следует признать, что микрофоссилии из глинистых отложений представляют собой остатки организмов, часто имеющих разную природу и условия жизнедеятельности. По-другому говоря, являются полным или частичным танатоценозом. Это хорошо видно по представленному материалу, где можно выделить несколько палеобиологических групп (рис. 3, 4).

Часть микрофоссилий с уверенностью распознаются как цианобактерии (рис. 3. 16–20; рис. 4. 2, 5, 6). Цианобактериальные формы, вероятнее всего, были привнесены с недалеко расположенных участков развития строматолитовых построек. Удлиненные нити, часть которых имеет закрученно-зубцовое строение, возможно, также принадлежали цианобактериальному сообществу (рис. 4. 1, 3, 4). Большинство других микрофоссилий следует рассматривать в классификации акритарх, что подразумевает их неясную естественно-систематическую принадлежность. Вместе с тем морфология, размеры форм и сделанные ранее выводы позволяют предварительно наметить биологическую принадлежность части рассматриваемых акритарх.

Разновидности микрофоссилий с коккоидной структурой относятся к *Bavlinella faveolata* Schep. или к *B. variabilis* (Moorm.) (рис. 4. 10–12). М. Моорман относил их к планктону цианобактерий, обитающих в фотической зоне [9]. Установлено,

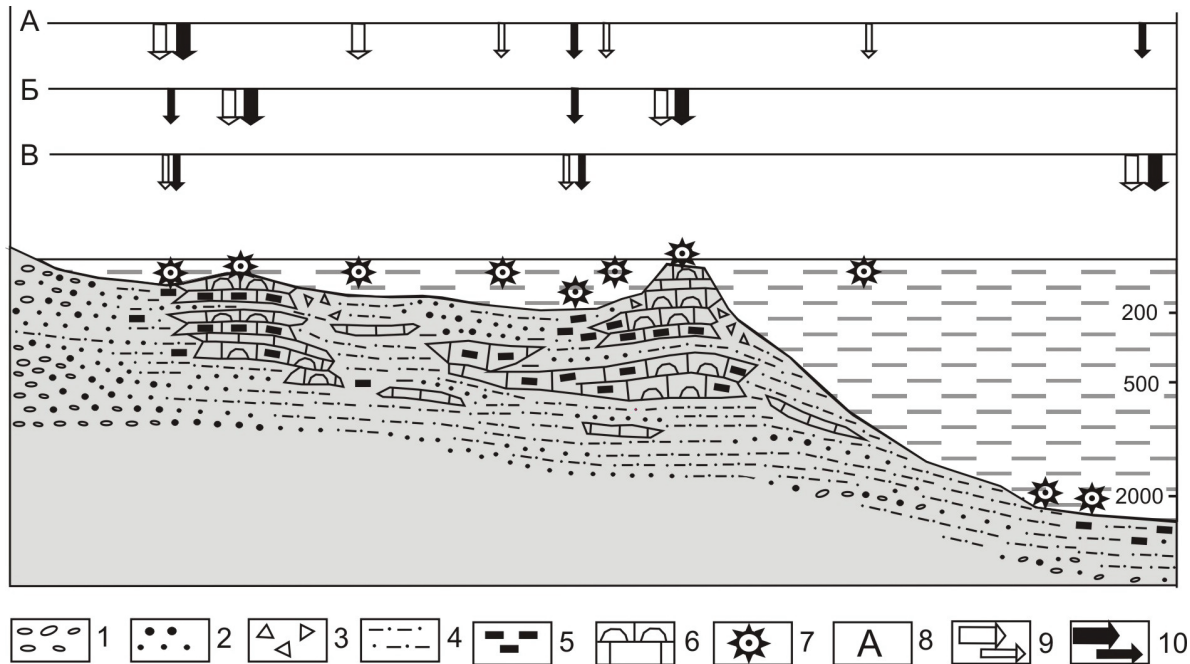


Рис. 2. Модель распространения участков преимущественных жизнедеятельности и захоронения форм микроорганизмов в морских бассейнах позднего докембрия. 1 – конгломераты; 2 – гравелиты, песчаники; 3 – брекчия обрушения; 4 – алевропелитовые отложения; 5 – углеродсодержащие отложения; 6 – карбонаты, карбонаты органогенные; 7 – участки преимущественного обитания групп микроорганизмов; 8 – обобщённые группы микроорганизмов: А – водоросли фотической зоны литорали и сублиторали, в том числе и планктон эпипелагиали; Б – бентос цианобактериальных сообществ карбонатных построек; В – бентос бактериальных сообществ углеродсодержащих алевропелитов; 9, 10 – максимальная и незначительная вероятность: 9 – жизнедеятельности, 10 – захоронения микроорганизмов. Справа показана ориентировочная глубина в метрах

что *Bavlinella* Scher. представляли собой микроколонию, трактуемые как анаэробные сульфатредуцирующие серные бактерии бентосного обитания [10]. При взаимодействии захваченной ими серы с железом глинистого осадка бактериальные клетки трансформируются в фрамбониды пирита, повторяющие форму колоний и нередко сохраняющие органостенную оболочку. Подобные отложения формируются в анаэробных, в разной степени стагнационных, условиях морских бассейнов, вплоть до мезобатиальных, афотических зон [11]. В нашем случае, учитывая близкую фаціальную последовательность с субаэральными строматолитовыми постройками, углеродистые аргиллиты с микрофоссилиями формировались, скорее всего, в лагунных условиях. Мелкие формы, образующие скопления, агрегаты и округлые колонии, видимо, обитали в аналогичных условиях (рис. 4. 7–9). Их расположение в слоях аргиллита указывает на прижизненное состояние и бентосный образ существования. Можно предположить, что округлая форма (рис. 4. 7) являлась ценобиальной колонией зеленых водорослей [12]. Однако, учитывая бентосное обитание организмов и вероятный застойный режим осадконакопления, эти темные микрофоссилии логичнее сопоставить с железосодержащими бактериями. Это предположение базируется на факте того, что формы интенсивно пропитаны гидроокислами железа. По своей природе они, скорее всего, близки к бентосным бактериям образца

SK-09-9-4 (рис. 4. 10–12), но ввиду других условий осадконакопления (образец SK-09-9-2) пропитаны гидроокислами железа до непрозрачности.

Микрофоссилии образца SK-09-9-15 пропитаны гидроокислами железа в меньшей степени (рис. 4. 13–16), судя по их оранжевому и бурому цвету. Часть из них сохранила реликты строения, что позволяет говорить об их возможной биологической природе [13]. Можно с уверенностью предположить аллохтонный характер осаднения микроорганизмов, судя по их беспорядочному расположению в глинистой породе. Компактные формы, пропитанные гидроокислами железа, в свою очередь, окружены и частично замещены вторичным волокнистым халцедоном (рис. 4. 16). Это позволяет предположить, что при жизни они были окружены слизью. Несмотря на минеральные преобразования, эти ожезненные формы, вероятнее всего, представляли собой колонии. Они могут быть сравнены с колониями типа ценобиев зеленых водорослей порядка *Volvocales*. Для них часто характерна пальмеллоидная структура и факультативно планктонный образ жизни. Здесь мы, скорее всего, наблюдаем стадию бентоса, когда скопления колоний, окруженные слизью, покоились на дне мелководного водоема.

Акритархи *Leiosphaeridia* Eis. и *Simia* Mikh. et Jank. широко распространены в разрезах мира и известны начиная с нижних слоев позднего протерозоя (рис. 3. 1–7, 9, 11). Они, несомненно, принад-

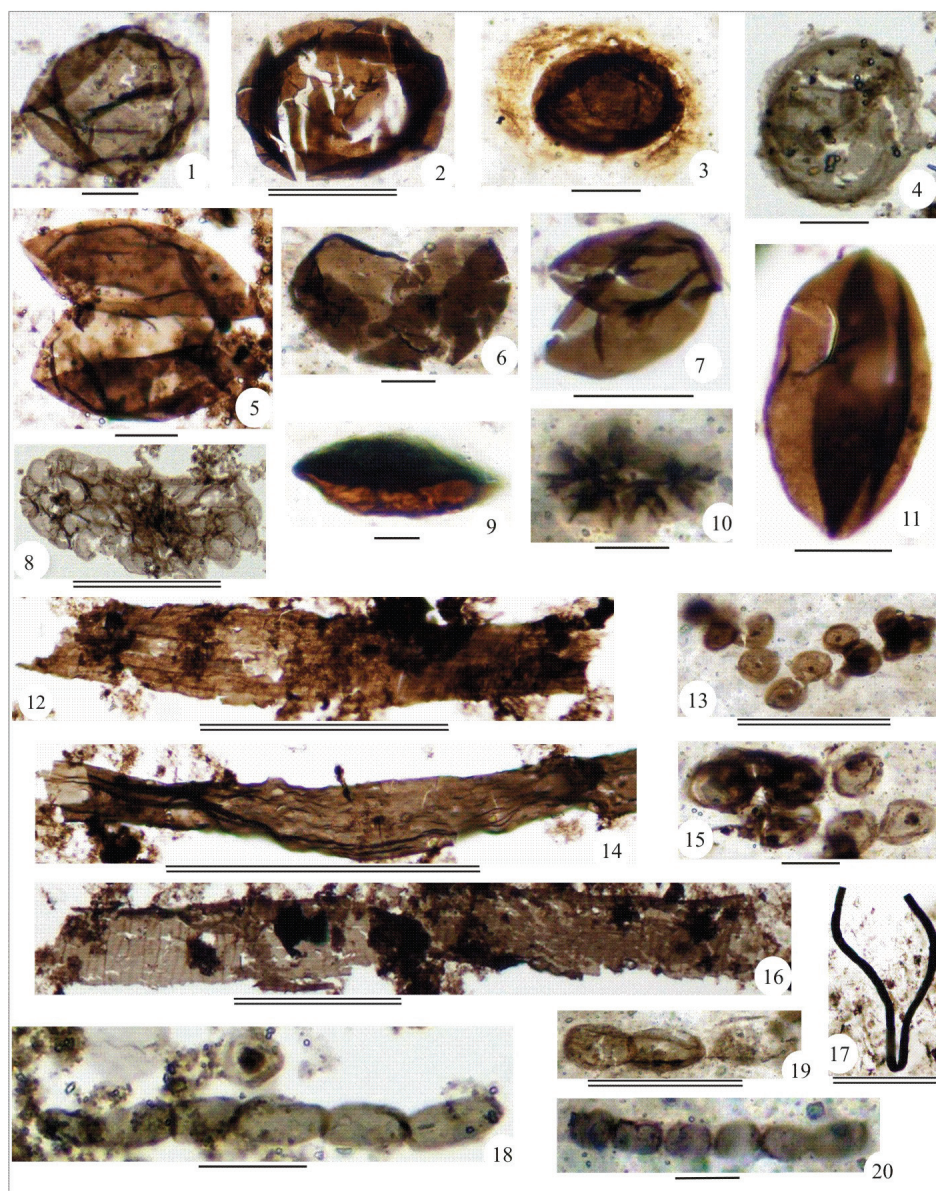


Рис. 3. Микрофоссилии формации Вангъятан. 1) *Leiosphaeridia crassa* (Naumova) Jankauskas; № МК-09-9-2-1-3; 2) *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev) Mikhailova et Jankauskas; № SK-09-9-2a-7a; 3) *Simia annulare* (Timofeev) Mikhailova; № SK-09-9-2b-4b; 4) *Trachyhystrichosphaera* sp. № МК-09-9-2-2a; 5, 6, 7) *Leiosphaeridia bicrura* Jankauskas; № МК-09-9-2-4b, SK-09-9-2a-3b, МК-09-9-1-2-7; 8) *Synsphaeridium* Eisenack; № МК-09-9-2-12; 9) *Scaphyta* sp.; № SK-09-9-2b-3; 10) *Kirbia multipartita* Mikhailova et Volkova; № SK-09-9-2a-13b; 11) *Macroptycha* Timofeev; № МК-09-9-2-3; 12, 14) Фрагмент водорослевого таллома; № МК-09-9-3-2, МК-09-9-2-1b; 13, 15) *Ostiana microcystis* Hermann; № МК-09-9-2a-4, МК-09-9-2a-2a; 16) *Botuobia* cf. *vermiculata* Pjatiletov; № МК-09-9-3-6b; 17) *Leiotrichoides typicus* Hermann; № МК-09-9-1-2; 18, 20) *Trachytrichoides* sp. № № МК-09-9-2-7, SK-09-9-2b-4e; 19) *Trachytrichoides ovalis* Hermann; № SK-09-9-2a-13a.
Размерные линейки: одинарная – 10, двойная – 50 мкм. МК – препараты, SK – петрографические шлифы. Материал хранится в Институте земной коры СО РАН (Иркутск)

лежат к эукариотическим водорослям, учитывая их относительно крупные размеры. Вместе с тем они нередко наблюдаются прикрепленными к обрывкам слоевищ [14], схожих с обнаруженными в формации Вангъятан (рис. 3. 12, 14). В.В. Кирьянов [8] описал из нижнекембрийских отложений крупные формы разных родов акритарх, в том числе и *Leiosphaeridia* Eis., которые были прикреплены на крупных слоевищах. Эта ассоциация микрофоссилий была аргументировано сопоставлена с бурыми

водорослями. Корродированные *Leiosphaeridia* Eis. во множестве были обнаружены в штормовых отложениях неопротерозоя Восточной Сибири [15]. Все они, вместе с обрывками слоевищ, скорее всего, отражают фрагменты единого биоценоза бурых водорослей, ведущих факультативно бентосный образ жизни. Исходя из сказанного, водоросли являлись бентосом литорали, а мы видим только остатки их зарослей в виде неоднократно перенесенных фрагментов.

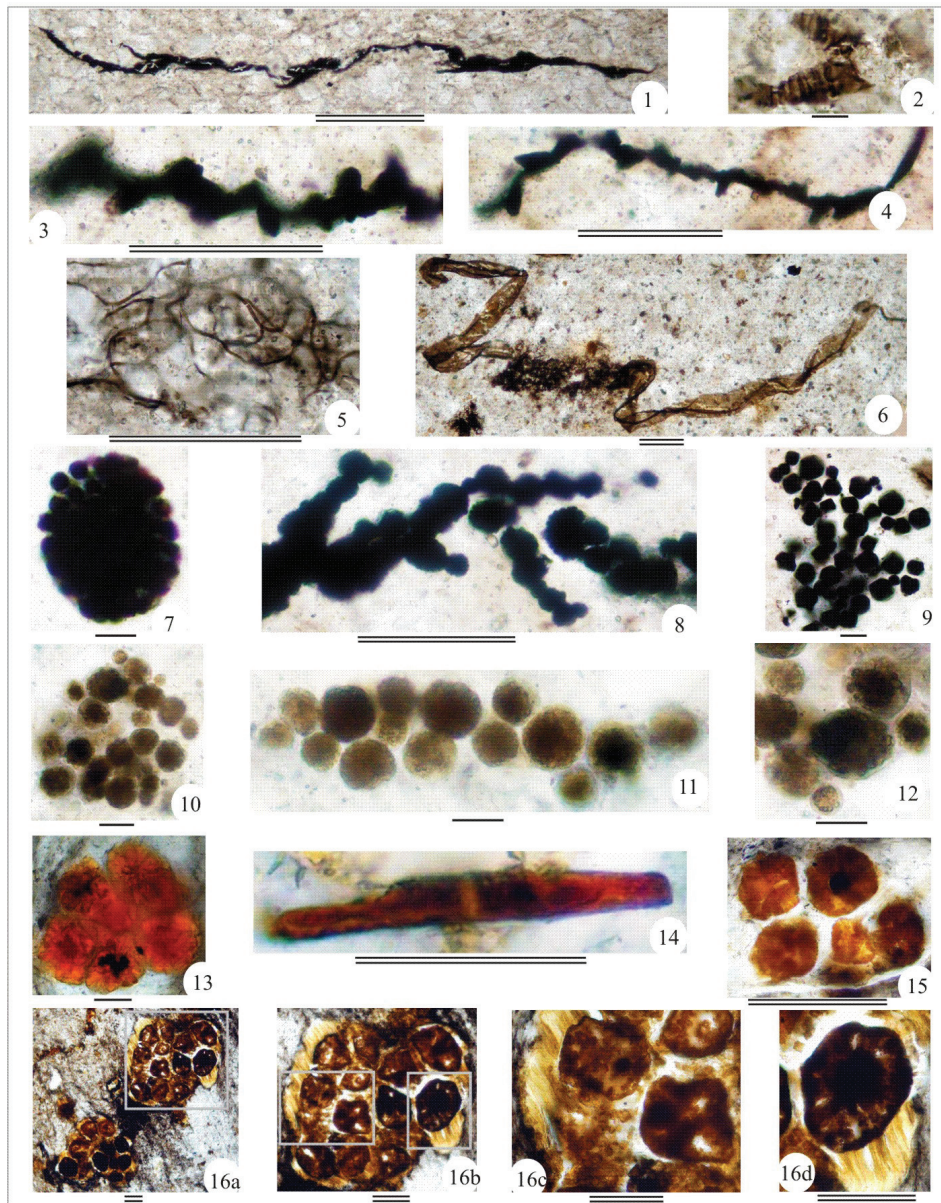


Рис. 4. Микрофоссилии формации Вангъятан. 1) Цианобактериальная (водорослевая?) нить; № SK-09-9-1a-2a; 2) *Obruchevella* sp.; № SK-09-9-1v-8; 3, 4) Спирально закрученная нить; № SK-09-9-2a-11a, SK-09-9-2a-7b; 5) Скопления *Eomycetopsis lata* Golovenok et Belova; № SK-09-9-1a-3b; 6) *Botuobia* div. sp. № SK-09-9-3v-3a; 7) Колония железосодержащих (?) бактерий (*Bavlinella* sp.); № SK-09-9-2a-1d; 8, 9) Скопления железосодержащих (?) бактерий; SK-09-9-2b-5b; 10, 11, 12) Скопления *Bavlinella faveolata* Schepelova, emend. Stanevich; № SK-09-9-4g-1, SK-09-9-4g-5, SK-09-9-4g-1a; 13, 15) Ожелезненные колонии (*Symplassosphaeridium* sp.); № SK-09-9-15-1a-3c, SK-09-9-15-1v-2b; 14) Ожелезненная *Eosynechococcus giganteus* Golovenoc et Belova. № SK-09-9-15a-1; 16, a-d) Ожелезненные и кремненные обособления микрофоссилий грибной (?) природы № SK-09-9-15-1v-1a.

Размерные линейки: одинарная – 10, двойная – 50 мкм. МК – препараты, SK – петрографические шлифы. Материал хранится в Институте земной коры СО РАН (Иркутск)

Раскрывающиеся формы (рис. 3. 5–7) формально отнесены здесь к роду *Leiosphaeridia* Eis. Они делятся на две половинки, которые имеют вид «лодочек» (рис. 3. 9). Акритархи вида *Leiosphaeridia bicrura* Jank., 1976 [16], широко распространены в разрезах мира с мезопротерозоя и известны как *Trachyrachnium favosum* Xing, 1982 [17], *Schizofusa zangwenlongii* Grey [18] и другие синонимы [19]. Следует подчеркнуть, что явное отличие этих форм от типовых представителей рода *Leiosphaeridia* Eis. склоня-

ет к употреблению таксона *Schizofusa sinica* Yan Yuzhong, 1982. Они, как и веретенообразные акритархи *Macroptycha* Tim., могут быть предположительно сравнены с зелеными водорослями, исходя из сделанных ранее заключений. Богатая ассоциация микрофоссилий была описана из отложений дебенгдинской свиты Оленекского поднятия на севере Восточной Сибири [14]. Возраст отложений ориентировочно соответствует 1 млрд лет. В ассоциации присутствует морфологический ряд акри-

тарх разных родов, имеющих переходные признаки друг друга. Это обстоятельство и явная функциональность округлых отверстий у акритарх *Leiosphaeridia kulgunica* Jank. позволили сделать заключение о сопоставлении этих морфологически переходных форм с зелеными водорослями порядка Desmidiaceae (Meneghinii) Pascher. В этом морфологическом ряду присутствуют бородавчатые формы, известные в неопротерозое Китая (*Lophosphaeridium massulatum* Gao et Liu [20]). На севере Сибири они монографически описаны как *Lophosphaeridium insuetum* Stan. [14].

Большинство таксонов формации Вангьятан появляются в истории Земли с мезопротерозоя. Но появление ряда форм известно только с неопротерозоя (рис. 3. 4, 10, 18–20; рис. 4. 2).

Несмотря на дискуссионность вышеприведенных актуалепалеонтологических сравнений, обнаруженные органостенные и минерализованные микрофоссилии представляют собой остатки различных биологических групп. Не вызывает сомнений отнесение трихом и спиральных форм к цианобактериальному сообществу. Более спорным выглядит параллелизация акритарх разных родов с бурыми водорослями и зелеными водорослями. Сделанные выводы требуют подтверждения при дальнейших исследованиях. В отличие от форм цианобактериального сообщества, акритархи как относимые к зеленым водорослям, так и совместно с крупными слоевищами сопоставляемые с бурыми водоросля-

ми, скорее всего, заселяли преимущественно мелководные участки силикокластического осадконакопления. Они вели бентосный и факультативно планктонный образ жизни. Изученные отложения характеризуют узкую зону проксимального шельфа, где соседствуют две группы фаций: хемобиогенные карбонаты и алевроитовые глины, отложившиеся в застойной обстановке. Остатки водорослей и цианобактерий привносились и захоронялись в последней, где обитало сообщество хемолитотрофных бактерий. Таким образом, для отложенной литорали и верхней sublиторали свойственны реликты фототрофных цианофитов и разнообразных форм эукариотных водорослей. Для участков со стагнационными условиями углеродонакопления характерен бентос анаэробных бактериальных сообществ и присутствие занесенных остатков водорослей и цианобактерий.

Принимая изучение органических остатков докембрия как часть палеонтологии, следует подчеркнуть, что возрастной аспект данной дисциплины обусловлен в первую очередь знаниями о природе и эволюционных тенденциях древних организмов. Таким образом, экобиологический профиль является определяющим для докембрийской биостратиграфии. В части возрастных корреляций можно говорить о том, что присутствие в этих отложениях *Kirbia multipartita* Mikh. et Volk. и ряда других форм [1] указывает на вероятный предвендский возраст формации Вангьятан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Микрофоссилии докембрия СССР / Т.В. Янкаускас, Н.С. Михайлова, Т.Н. Герман и др. – Л.: Наука, 1989. – 190 с.
2. Герман Е.Н., Подковыров В.Н. О природе докембрийских микрофоссилий ARCTACELLULARIA и GLOMOVERTELLA // Палеонтол. журн. – 2008. – № 6. – С. 81–88.
3. Butterfield N.J. Paleobiology of the Late Mesoproterozoic (ca. 1200 Ma) Hunting Formation, Somerset Island, arctic Canada // Precambrian Res. – 2001. – V. 111. – P. 235–256.
4. Butterfield N.J. Probable Proterozoic fungi // Paleobiology. – 2005. – V. 157. – № 1. – P. 165–182.
5. Xiao S., Knoll A.H., Yuan X., Poeschel C.M. Phosphatized multicellular algae in the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China, and the early evolution of florideophyte // American Journal of Botany. – 2004. – V. 91. – № 2. – P. 214–227.
6. Knoll A.H., Golubic S. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precambrian Res. – 1979. – V. 10. – P. 115–151.
7. Сергеев В.Н. Окремнённые микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. – М.: Наука, 1992. – 139 с.
8. Кирьянов В.В. К вопросу о природе некоторых раннекембрийских сфероморфных акритарх // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. – Киев: Наукова думка, 1986. – С. 40–45.
9. Moorman M. Microbiota of the Late Proterozoic Hector Formation, Southwestern Alberta, Canada // J. Paleontol. – 1974. – V. 48. – № 3. – P. 524–540.
10. Горленко В.М., Жмур С.И. Автохтонное органическое вещество диктионемовых сланцев Прибалтики // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 309. – № 1. – С. 154–157.
11. Обстановки осадконакопления и фации: в 2 т. Т. 1 / пер. с англ. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – 352 с.
12. Станевич А.М., Чатта Е.Н., Корнилова Т.А., Немеров В.К. Условия обитания и вероятная природа акритарх из ченчинской свиты позднего рифея // Палеонтол. журн. – 2007. – Т. 41. – № 1. – С. 1–7.
13. Водоросли. Справочник. / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. – Киев: Наук. Думка, 1989. – 608 с.
14. Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Гладко-чуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 1. – С. 23–40.
15. Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. – 204 с.
16. Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 368. М.: Наука, 1982. – С. 84–120.
17. Xing Y., Duan C., Liang Y., Cao R., et al. Late Precambrian palaeontology of China: Geological publishing house. Geological memoirs. – Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1985. – 288 p.
18. Grey K. Ediacarian palynology of Australia // Mem. Assoc. Austral. Palaeontol. – 2005. – № 31. – 439 p.
19. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa / R.A. Fensome, G.L. Williams, M.S. Barss, et al. American Ass. of Stratigraphic Palynologists. Contributions Series, 1990. – 771 p.
20. Xiufu Q., Tianrui S., Haibing L., Linzhi G. Genetic Stratigraphy of the Sinian and Cambrian strata in South Liaoning province. – Beijing: Science Press, 1996. – 173 p.

Поступила 05.10.2012 г.

УДК 550.837

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ПО ИХ МАГНЕТИЗМУ

Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов

Томский политехнический университет
E-mail: erofeev_leonid@tpu.ru; orekhovan@mail.tomsknet.ru

Определены возможности использования магнитометрии для изучения генезиса интрузивных тел и их тектоники; описана реализация этих возможностей, приведены практические примеры.

Ключевые слова:

Магниторазведка, анизотропия магнитного поля, интрузивные тела.

Key words:

Magnetic survey, magnetic field anisotropy, intrusive bodies.

Сведения о генезисе интрузивных образований, а также структурных элементах различного порядка, развитых в их пределах, всегда были и остаются предметом пристального внимания геологов, так как знание этих элементов позволяет выявить основные черты геологического строения обследуемых площадей и определить взаимоотношения различных комплексов пород в ходе формирования земной коры.

Вопросы генезиса, тектонического строения интрузивных комплексов и технологий практического использования результатов работ такого направления решаются, как правило, путём использования геохимических данных и результатов детального геологического картирования.

Нами рассматриваются возможности использования для этих целей параметров магнетизма интрузивных образований. В качестве примера выбраны два достаточно подробно изученных, разновозрастных, существенно различных по многим элементам геологического строения и находящихся в различных регионах гранитоидных массива, вмещающих во многом схожие кварцево-жильные месторождения золота.

Центральнинский гранодиоритовый массив Мартайгинского интрузивного комплекса расположен в Кузнецком Алатау. Он принадлежит к формации гранитоидных батолитов и располагается преимущественно среди кембрийских вулканоген-

ных пород основного и среднего составов. Массив сформирован в ходе процесса полигенного гранитообразования, о чём свидетельствует развитие в его приконтактной зоне ороговикованных и диоритовых пород, которые, перемежаясь, переходят к центральной части массива в «пёстрые» образования, включающие все разновидности пород от габбро до лейкократовых гранитов. Возраст батолита считается дониждедевонским [1, 2].

Теленгуйский гранодиоритовый плутон золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья сформирован позднее – в Киммерийском цикле тектоногенеза. Этот массив, на современном уровне эрозионного среза, представляется типичным внедрившимся телом, прорывающим метаморфические (сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки) образования протерозойского возраста. При этом не отмечается заметных признаков ассимиляции или плавления вмещающих пород на достаточно чётко проявленном контакте последних с плутоном.

Различия в генезисе вышеописанных интрузивных массивов находят заметное отражение и в параметрах их магнетизма.

Во-первых, по характеру изменения магнитной восприимчивости в приконтактной зоне массивов с вмещающими породами, что отчётливо проявляется в структуре наблюдаемой картины распределения магнитного поля в зоне контакта.

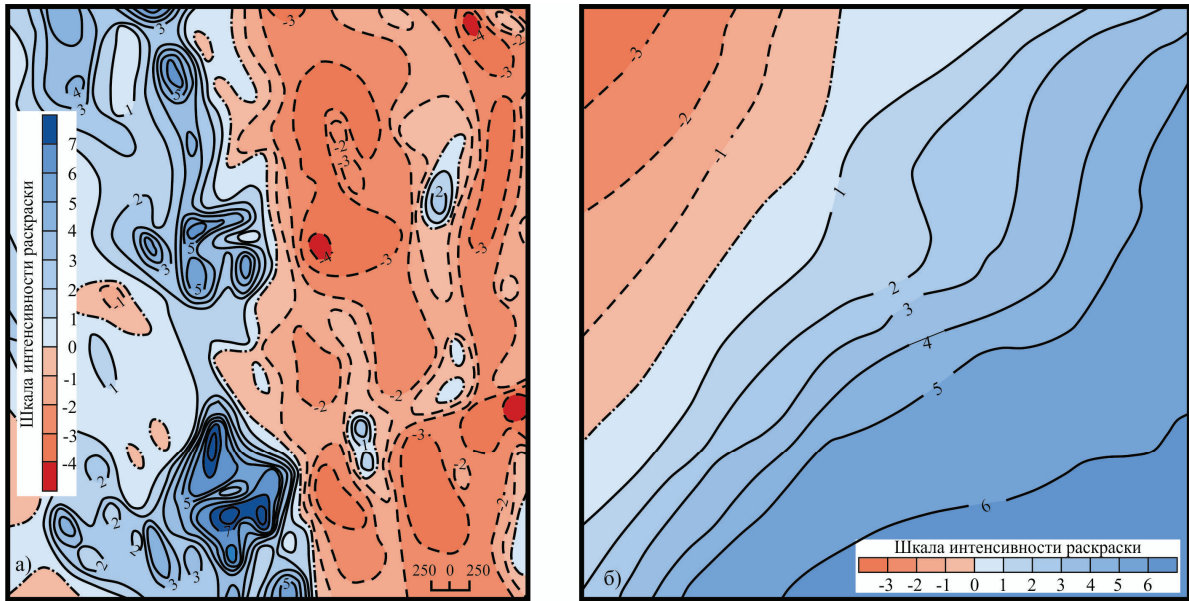


Рис. 1. Магнитное поле над Центральнинским батолитом (а) и Теленгуйским плутоном (б), изолинии в сотнях нТл

У Центральнинского массива контакт трассируется полосой в целом повышенных (как по отношению к самому массиву, так и по отношению к вмещающим его породам «рамы») значений приращений индукции магнитного поля. Эта полоса представляет собой цепь дипольных аномалий с размахом до 1000–1200 нТл, что отчётливо видно на рис. 1, а. Изучение образцов пород из этой аномальной зоны показало, что их магнитная восприимчивость существенно повышена за счёт привноса оснований и частичного выноса калиевых элементов на этапе диоритизации основных вулканогенных пород в ходе неравномерно развивающихся начальных этапов гранитизации [1, 3].

Контакт Теленгуйского массива в магнитном поле (рис. 1, б) фиксируется классической простой аномалией типа «ступень» с повышением приращений индукции от вмещающих пород к массиву.

Во-вторых, эти массивы существенно отличаются по величине магнитной восприимчивости слагающих их пород (рис. 2), что свидетельствует о различном составе «первичной субстанции», которая подвергалась преобразованиям в процессе гранитизации. В отличие от Центральнинского массива, у Теленгуйского она более основная.

В-третьих, как видно на рис. 1, магнитная восприимчивость Центральнинского батолита в среднем меньше, чем у вмещающих пород, а у Теленгуй-

ского плутона – наоборот. Это, несомненно, отражает степень участия вмещающих пород в процессе формирования вещественного состава интрузии на рассматриваемом уровне эрозионного среза.

И, наконец, в-четвёртых, у пород Теленгуйского плутона обнаруживается устойчивая, достаточно тесная, прямая корреляционная связь между их магнитной восприимчивостью и остаточным намагничением. В то же время у пород Центральнинского батолита эта связь слабая (рис. 3). Объяснение этого факта, на наш взгляд, следует искать в более длительном периоде формирования Центральнинского батолита.

Отмеченные вариации магнитной восприимчивости гранитоидов, несущие информацию о генезисе массивов, отчасти обусловлены спецификой этапов и условий формирования собственно интрузивных тел при высоких (выше точки Кюри) температурах, что определило особенности распределения в интрузиях основных окисных ферромагнетиков – доминирующих источников магнетизма в остывших твёрдых телах. Впоследствии эти интрузивы претерпевали комплексные физико-химические воздействия, обусловленные особенностями их геологической истории, которые привели к изменению исходной магнитной восприимчивости массивов и формированию картины её распределения, фиксируемой сегодня.

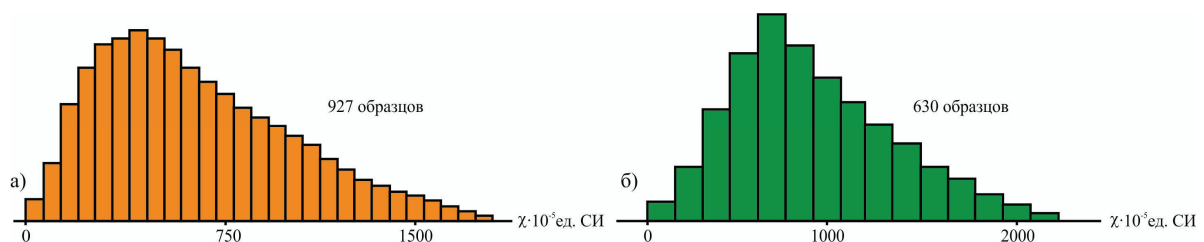


Рис. 2. Полигоны распределения магнитной восприимчивости (?): а) Центральнинского батолита; б) Теленгуйского плутона

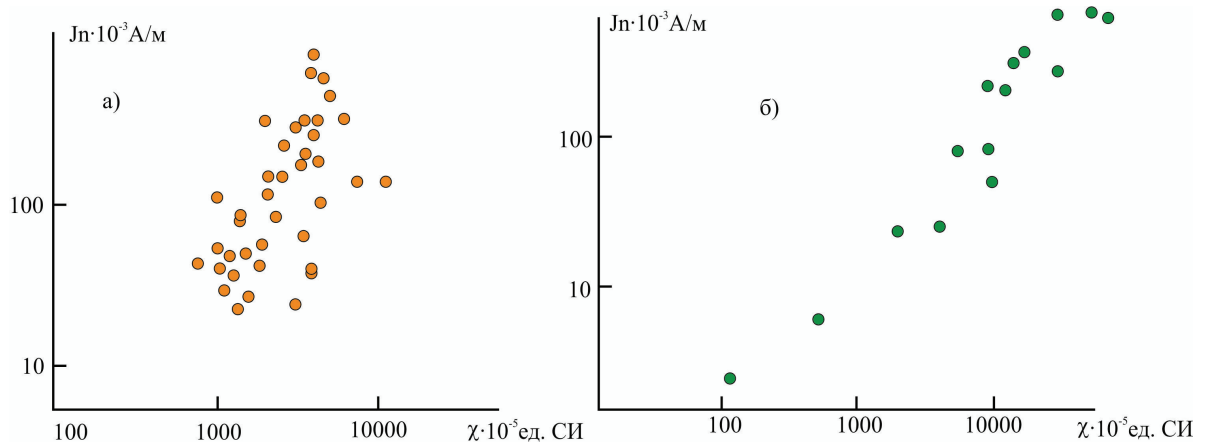


Рис. 3. Зависимости между магнитной восприимчивостью (χ) и остаточным намагничением (J_n) пород Центрального ба-толита (а) и Теленгуйского плутона (б)

Значимые изменения магнитной восприимчивости пород массивов происходят при образовании в них трещиноватости. Её появление, как правило, вызывается двумя процессами: с одной стороны, в остывающем массиве возникают первичные трещи-

ны или, иначе говоря, трещины отдельности (трещины остывания — элементы прототектоники), а с другой стороны, на массивы, в ходе геологической истории, действуют механические силы, вызванные тектоническими движениями в земной коре.

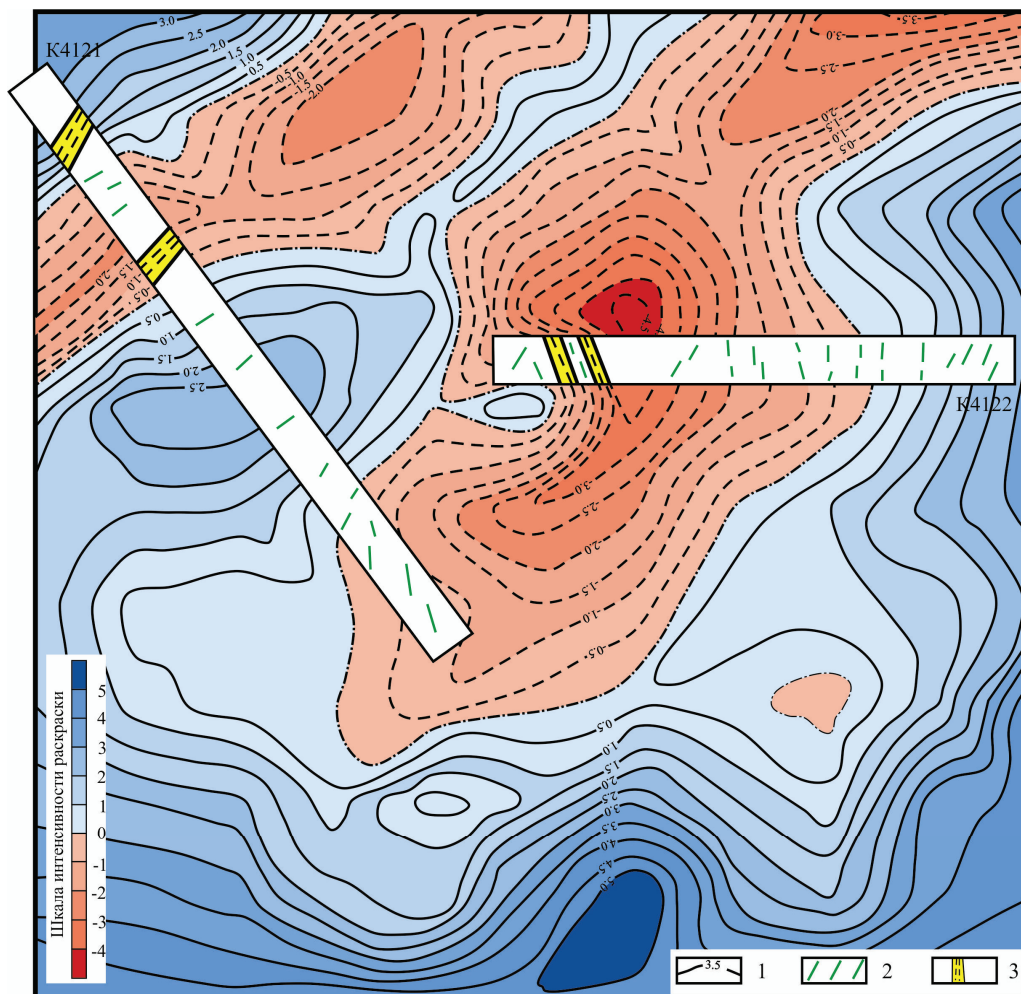


Рис. 4. Отражение в микромагнитном поле трещиноватости в гранитоидах на пл. 25 Центрального массива: 1) изолинии приращения вертикальной составляющей амплитуды индукции (в десятках нТл); 2) трещины, закартированные по полному наван; 3) зоны трещиноватости с глиной трения

В хаотичном распределении трещин в массивах по направлению, падению, интенсивности и площади развития имеется определённая упорядоченность, проявляющаяся, прежде всего, в направлении простирания и падения трещин. Благодаря этому в интрузивах выделяются разнонаправленные системы трещиноватости, приводящие к появлению анизотропии физических свойств пород, в том числе и их магнитной восприимчивости [4, 5].

Естественно, что магнитная анизотропия пород находит заметное отражение в магнитном поле, наблюдаемом с соответствующей степенью детальности (микромагнитная съёмка). При этом уверенно фиксируются направления систем трещиноватости и относительная интенсивность их развития. На рис. 4 приведён план изолиний приращений амплитуды индукции «микромагнитного» поля одной из площадок, на которой канавами были вскрыты коренные породы и закартированы в них видимые трещины.

Характер развития трещиноватости пород на значительных площадях можно оценить путём выборочного наблюдения «микромагнитного» поля по представительной серии площадок. Для того чтобы оценить возможности магнитометрии в этом направлении, на площади 12 км² Центрального массива были проведены измерения амплитуды

индукции магнитного поля на 117 площадках размером 20×20 м. Измерения проводились по сети 2×2 м. Точность составила 1 нТл. Площадки были расположены на расстоянии 50...100 м друг от друга. На каждой из них были определены розы-диаграммы направленности изолиний (сечение 5 нТл), а по ним составлена сводная диаграмма, приведённая на рис. 5.

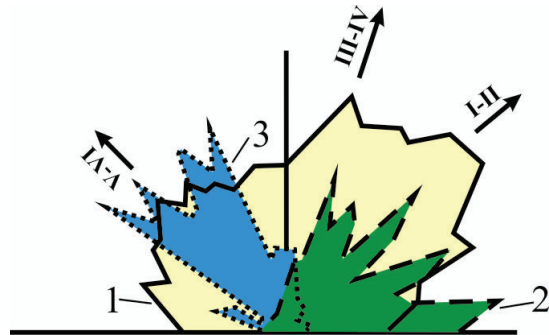


Рис. 5. Диаграммы направленности изолиний индукции магнитного поля (1), рудных жил (2) и даек (3) на Центральном месторождении. Римские цифры – системы трещиноватости

Направления, обозначенные на диаграмме римскими цифрами, соответствуют простиранию доминирующих систем трещиноватости, которые

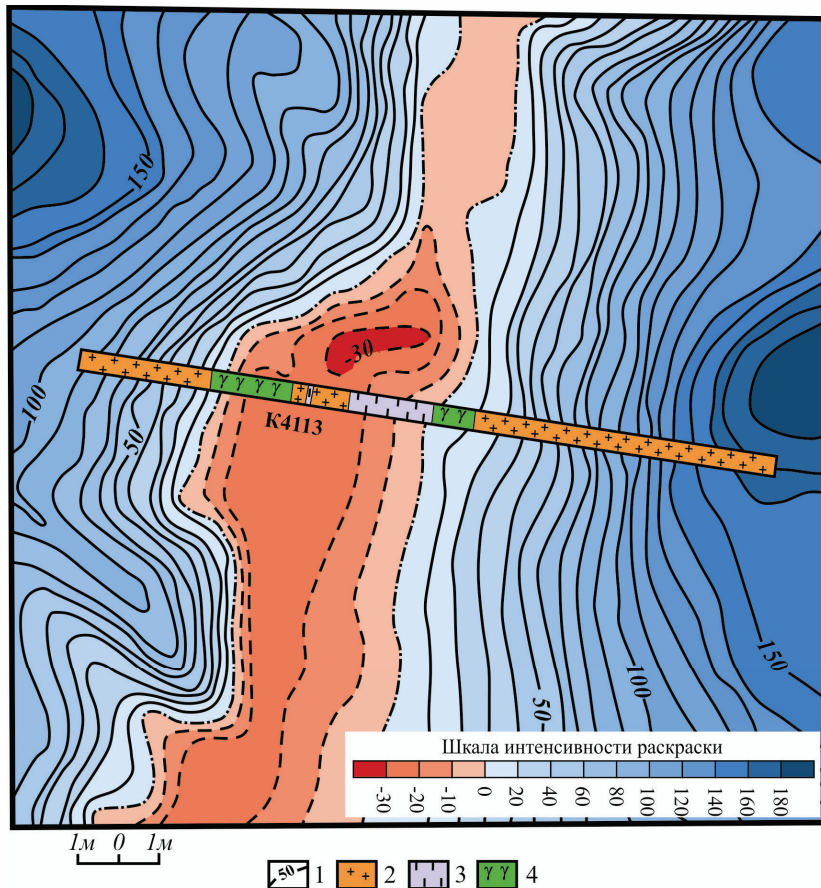


Рис. 6. Магнитное поле над дайками спессартита (площадка 52, Центральный батолит): 1) положительные изодинамы ΔZ , нТл; 2) гранодиорит; 3) дроблённый, каолинизированный гранодиорит; 4) дайки спессартита

были установлены в ходе геологических работ [6, 7] (непосредственное картирование трещин в тяжёлых горных выработках).

Более крупные линеаменты, образовавшиеся главным образом в результате механического воздействия на интрузивные тела, обычно бывают залеченными дайковыми породами. На участках интенсивной трещиноватости формируются зоны пиритизации, окварцевания, рудные жилы и т. п. В других случаях полости нарушений заполнены дроблёной, перетёртой, дезинтегрированной породой интрузии.

Все эти образования, расположенные внутри массивов, отличаются по своей магнитной восприимчивости от вмещающих пород, причём чаще всего она меняется в сторону понижения [8]. Эти структуры имеют линейно-вытянутую форму с определёнными превалирующими направлениями простирания и находят заметное отражение в магнитном поле (рис. 6). Их присутствие обуславливает появление анизотропии поля, проявленной главным образом в его низкочастотной части. Эти изменения могут быть закартированы по особенностям структуры магнитного поля, снятого в масштабе 1:2000–1:50000, и выделены в «чистом» виде для доминирующих структур различного уровня [9].

Выводы

Таким образом, анализ особенностей магнетизма интрузивных образований позволяет дать оценку:

- относительному уровню эрозионного среза интрузии, который определяется по характеру изменения намагниченности пород в приконтактной части; интенсивные изменения магнитной восприимчивости при сложной морфологии магнитного поля в значительной, по ширине, зоне контакта свидетельствуют о глубоком современном уровне эрозионного среза интрузии, при котором вскрываются глубинные высокотемпературные зоны, в которых кроме поступления глубинного вещества происходили плавления и ассимиляция вмещающих пород; «спокойное» проявление зоны контакта в магнитном поле наблюдается у периферийных частей массивов, где формируется относительно небольшая по толщине зона закалки, не искажающая существенно магнитную восприимчивость пород контакта;
- времени формирования интрузии по тесноте корреляционной связи остаточного намагниченности пород с их магнитной восприимчивостью — с увеличением возраста интрузии и времени её формирования эта связь ослабевает;
- основности ранней субстанции расплава — у более магнитных, по сравнению с породами «рамы», интрузивных тел она выше;
- направлениям и относительной интенсивности развития разноранговых тектонических структур по результатам анализа анизотропии изменений приращения индукции магнитного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока / под ред. Ю.А. Кузнецова. — М.: Наука, 1971. — С. 169–213.
2. Дистанова А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс // Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / под ред. Ю.А. Кузнецова. — М.: Наука, 1971. — С. 162–243.
3. Ерофеев Л.Я. О характере и природе изменчивости магнитной восприимчивости гранитоидов // Геофизика. — 2003. — № 5. — С. 63–66.
4. Ерофеева Г.В., Ерофеев Л.Я. К методике оценки и геологической интерпретации анизотропии физических полей // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 87–91.
5. Петрова Г.Н., Юхновец Н.И. Изменение магнитных свойств горных пород в зоне разлома // Изв. АН СССР. Сер. геоф. — 1953. — Т. 2. — С. 115–123.
6. Баженов В.И. Зоны повышенной трещиноватости и их роль в локализации золотого оруденения Мариинской тайги // Геология и геофизика. — 1967. — № 2. — С. 57–65.
7. Резанова Н.А. Структурные условия локализации золотого оруденения на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау) // Геология рудных месторождений. — 1960. — № 2. — С. 63–71.
8. Симоненко Т.Н. Проявление зон разломов Земной коры в магнитном поле // Геофизический сборник АН УССР. — 1968. — Вып. 26. — С. 5–12.
9. Ерофеев Л.Я. Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. — Томск: Изд-во Томского университета, 1989. — 157 с.

Поступила 27.11.2012 г.

МЕТОД ДИАГНОСТИКИ РАДИАЛЬНОГО ПРИТОКА ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

К.С. Гаврилов, В.Л. Сергеев

Томский политехнический университет

E-mail: SergeevVL@ignd.tpu.ru

Рассматривается проблема определения времени начала радиального притока при обработке данных гидродинамических исследований скважины по кривой восстановления давления, и предлагается метод ее решения, основанный на технологии адаптивной интерпретации с учетом априорной информации. Приводятся примеры интерпретации кривой восстановления давления однородно-пористых нефтяных пластов с диагностикой радиального притока.

Ключевые слова:

Интерпретация, идентификация, гидродинамические исследования скважин, априорная информация, нефтяные пласты.

Key words:

Interpretation, identification, hydrodynamic analysis of oil wells, a-priori information, oil reservoirs.

Введение

В настоящее время для определения времени начала радиального притока при интерпретации нестационарных гидродинамических исследований скважины на неустановившихся режимах фильтрации методом наилучшего совмещения и методом касательной используются качественные и количественные критерии.

Качественный критерий заключается в анализе диагностического графика в двойных логарифмических координатах, приведенных для примера на рис. 1, 2 для кривой восстановления давления скважин № 335, 362 месторождения Тюменской области однородно-пористого нефтяного пласта. На рис. 1 достаточно четко виден прямолинейный участок и время начала радиального притока t_p , что позволяет корректно использовать методы интерпретации для определения фильтрационных параметров нефтяного пласта. На рис. 2 наблюдается иная картина, показывающая, что четко выделить начало радиального притока и прямолинейный участок кривой восстановления давления (КВД) не представляется возможным, и возникает необходимость использования количественных критериев.

Наиболее известные количественные критерии определения времени начала радиального притока основаны на зависимости [1]

$$t_p = C\mu / (2\pi hk) \cdot (60 + 3,5S) \quad (1)$$

и эмпирическом приближении, предложенном в [2] для бесконечного пласта

$$t_p = C\mu / (hk) \cdot F(S) = \begin{cases} 9973(S + 10), & S \geq 0, \\ 26497(S + 4,3), & S < 0, \end{cases} \quad (2)$$

где k , h – проницаемость и эффективная толщина нефтяного пласта, μ , S – вязкость нефти, скин-фактор и коэффициент влияния ствола скважины, соответственно.

Известны и другие модификации критериев (1), (2) в условиях системы разработки, когда пространство вокруг скважины может быть ограниче-

но другими добывающими и нагнетательными скважинами [3].

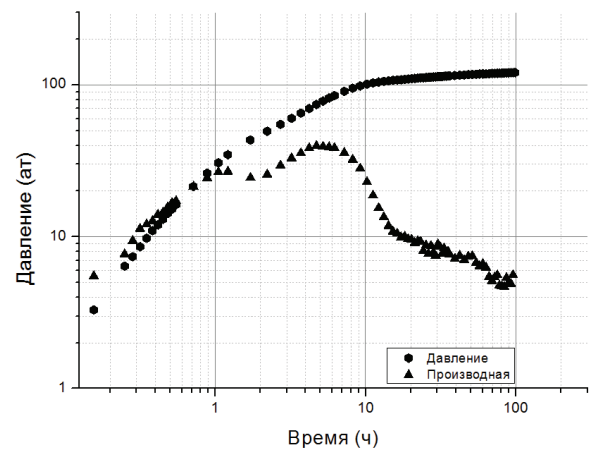


Рис. 1. Кривая восстановления давления и ее производная скважины 335

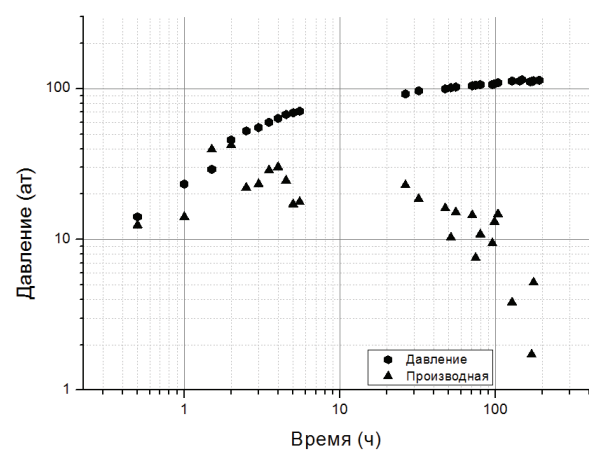


Рис. 2. Кривая восстановления давления и ее производная скважины 362

Проблемным моментом использования количественных критериев (1), (2) оценки времени начала радиального притока является присутствие там фильтрационных параметров пласта (пьезопровод-

ность, проницаемость, скин-фактор и коэффициент влияния ствола скважины), которые нам изначально неизвестны и подлежат определению. Образуется некоторый замкнутый круг, для определения фильтрационных параметров пласта нужно знать время начала радиального притока, а аналитические зависимости (1), (2) для его расчета содержат неизвестные нам параметры пласта.

Для решения указанных выше качественных и количественных проблем определения времени начала радиального притока в работе предлагается и исследуется метод, основанный на адаптивной интерпретации КВД, позволяющий проводить диагностику радиального притока в процессе гидродинамических исследований с одновременной оценкой фильтрационных параметров пласта.

Метод диагностики радиального притока

Основу предлагаемого метода диагностики радиального притока представляет критерий вида

$$\Delta t_p^* = \arg \min_{\Delta t} J(P_{t,\tau}^* - P_{t,\tau}(\alpha_i^*), \Delta t = [t + \tau] \in [t, t_k], \quad (3)$$

где запись $\arg \min_x f(x)$ означает точку минимума x^* функции $f(x)$ ($f(x^*) = \min_x f(x)$); $J, P_{t,\tau}^*, P_{t,\tau}(\alpha_i^*(\beta_i^*))$ – показатель качества, фактические значения забойного давления и значения, вычисленные на основе модели забойного давления для радиального притока на интервале обработки Δt длительностью τ, t_0, t_k – моменты времени начала и завершения гидродинамических исследований; $\alpha_i^*(\beta_i^*)$ – текущие оценки параметров модели забойного давления и управляющих параметров β_i^* , полученные в момент t на основе метода адаптивной интерпретации с учетом априорной информации [4]

$$\alpha_i^*(\beta_i^*) = \arg \min_{\alpha_i} \Phi(\alpha_i, \beta_i), \quad (4)$$

$$\beta_i^* = \arg \min_{\beta_i} J_0(\alpha_i^*(\beta_i^*)), \quad (5)$$

$\Phi(\alpha_n, \beta_n)$ – комбинированный показатель качества интегрированной системы моделей КВД

$$\begin{cases} P_{z,t}^* = f_3(t, \alpha, q_t) + o_t, \\ \bar{Z}_t = f_a(\alpha_n, q_t) + \eta_t, t \in [t_0, t_k - \tau] \end{cases} \quad (6)$$

на текущем интервале обработки $t + \tau, P_{z,t}^*, f_3(\alpha, q_t)$ – векторы фактических забойных давлений и забойных давлений, вычисленных на основе модели КВД $f_3(t, \alpha, q)$, заданной с точностью до вектора параметров $\alpha_i = (\alpha_{i1}, \alpha_{i2}, \dots, \alpha_{im})$ и дебита притока продукции в стволе скважины после ее остановки $q_t, \bar{Z}_t, f_a(\alpha_n, q_t)$ – векторы фактических значений экспертных параметров пласта и скважины и векторы, полученные на основе моделей $f_a(\alpha, q_t); J_0(\alpha_i^*(\beta_i^*))$ – показатель качества модели КВД.

Момент начала радиального притока по выражению (3), условно названный критерием адекватности модели, определяем по формуле

$$t_r^* = \Delta t_r^* - \tau, \quad (7)$$

где t_p – время начала текущего интервала обработки, на котором показатель качества J_t в (3) принимает наименьшее значение.

Следует отметить, что при использовании в качестве модели КВД однородно-пористого нефтяного пласта зависимости

$$\Delta P_3(t) = \alpha_1 + \alpha_2 \ln(t), \alpha_1 = \frac{\chi_{kp}}{4\pi\sigma}, \alpha_2 = \frac{1}{4\pi\sigma} \quad (8)$$

$\Delta P_3(t) = P_3(t) - P_3(t_0)$ возможна и другая форма диагностического критерия (3) для определения времени начала радиального притока вида

$$\frac{\partial \alpha_{1t}^*(\beta_{1t}^*)}{\partial t} \cong 0, \frac{\partial \alpha_{2t}^*(\beta_{2t}^*)}{\partial t} \cong 0, t \in [t_0, t_k - \tau]. \quad (9)$$

За момент времени начало радиального притока принимается $t = t_r^*$, при котором производные оценок параметра модели КВД принимают нулевые (либо близкие к нулевым) значения. Обоснованность использования критерия (9) подтверждается фактом стабилизации оценок фильтрационных параметров нефтяного пласта полученных методом адаптивной интерпретации при выходе на радиальный режим течения [5] (рис. 5, 6).

Следует также отметить, что адаптивные оценки времени начала радиального притока, полученные в процессе проведения исследований по критериям адекватности модели (3) и стабилизации оценок (9), зависят от выбранного метода идентификации на заданных интервалах обработки и вида модели КВД.

Результаты диагностики радиального притока

Результаты исследований определения времени начала радиального притока и интерпретации КВД скважин 362 и 335 нефтяного пласта месторождения Тюменской области приведены на рис. 3–6 и в таблице. На рис. 3, 4 приведены промысловые данные забойного давления $P_{z,t}^*$ (ат), и дебита притока продукции в скважине $q_t^* q_n^*$ (м³/сут).

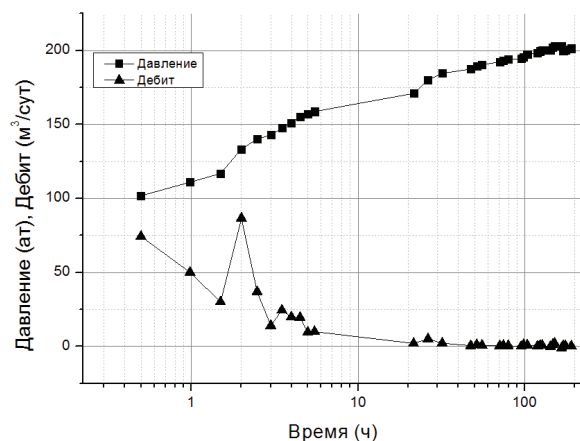


Рис. 3. Значения забойного давления и дебита притока скважины 335

В качестве модели КВД использовалось уравнение (8) и зависимость $P_3(t)$, позволяющая учиты-

вать приток продукции в скважину после ее остан-
новки [4]:

$$P_3(t, \alpha, \hat{q}) = P(t_0) + \alpha_1 \int_{t_0}^t \frac{(q_0 - \hat{q}(\tau))}{t - \tau} \exp\left(-\frac{\alpha_2}{(t - \tau)}\right) \cdot d\tau, \quad (10)$$

$$\alpha_1 = 1 / 4\pi\sigma, \quad \alpha_2 = 1 / \chi_{kp},$$

где q_0 – дебит скважины до ее останковки; $\hat{q}(\tau)$ – оценка дебита притока продукции в скважину после ее останковки в момент времени τ , полученная на основе промысловых данных, приведенных на рис. 1, 2; $P_3(t_0)$ – забойное давление в момент останковки скважины t_0 ; σ , $\chi_{kp} = 4\chi/r_{np}^2$ – гидропроводность нефтяного пласта и комплексный параметр; r_{np} , χ – приведенный радиус скважины и преезопроводность пласта. В качестве дополнительных априорных сведений в интегрированной системе модели КВД (6) использовались экспертные оценки гидропроводности пласта $\bar{\sigma} = 50$ Дсм/сП для скважины 362 и $\bar{\sigma} = 1$ Дсм/сП – для скважины 335.

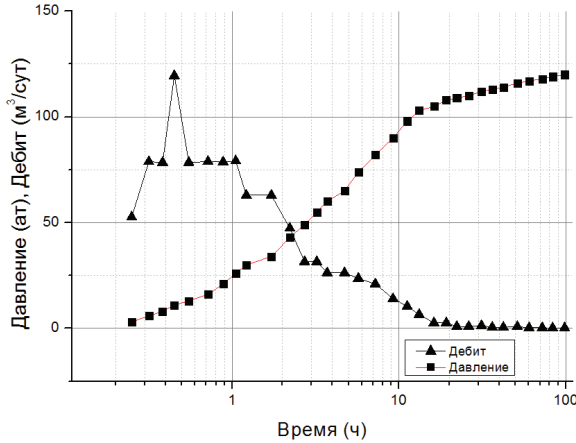


Рис. 4. Значения забойного давления и дебита притока скважины 362

Комбинированный показатель качества Φ нелинейной интегрированной системы моделей КВД с учетом априорной информации о гидропроводности пласта и модели забойного давления с учетом дебита притока скважинной продукции после ее останковки (10)

$$\begin{cases} P_{3,t}^* = P_{3,t}(\alpha_t, \hat{q}_t) + \xi_t, \\ \bar{\alpha}_{1,t} = \alpha_t + \eta_t, t \in [t_0, t_k - \tau], \end{cases} \quad (11)$$

был выбран в виде суммы частных квадратичных показателей качества

$$\Phi_t = (J_{0,t} = \|P_{3,t}^* - P_{3,t}(\alpha_t, \hat{q}_t)\|_{W_t}^2) + \beta_t (\bar{\alpha}_{1,t} - \alpha_{1t})^2. \quad (12)$$

Для расчета оценок гидропроводности пласта σ_t^* , комплексного параметра $\chi_{kp,t}^*$

$$\sigma_t^* = 1 / 4\pi\alpha_{1,t}^*(\beta_t^*), \quad \chi_{kp,t}^* = 1 / \alpha_{2,t}^*(\beta_t^*) \quad (13)$$

и вычисления оптимальных оценок (4) параметров интегрированной системы моделей КВД (11) $\alpha_t^*(\beta_t)$ и оптимальных оценок управляющего параметра β_t^*

(5) использовались методы оптимизации Гаусса–Ньютона [6] и золотого сечения [7]. Здесь запись $\|X\|_W^2$ означает квадратичную форму $X^T W X$, а диагональная матрица $W_t = \text{diag}(w(t), t=1, n_k)$ весовых функций $w(t)$ определяет вес забойных давлений $P_{3,t}^*$ в текущий момент времени на участке обработки $t + \tau$.

Оценки гидропроводности и комплексного параметра (13) получены с использованием стратегии «скользящего интервала» $[i, \Delta n + i]$, $1 \leq i \leq n_k - \Delta n$, ($\Delta n = 5$), где i – номер текущего интервала обработки; Δn – количество измерений забойного в интервале обработки, что достигается соответствующим выбором значений весовых функций $w(t)$ в матрице W_t .

Комбинированный показатель качества Φ линейной интегрированной системы моделей КВД с учетом априорной информации о гидропроводности пласта и модели забойного давления без учета априорной информации о дебите притока

$$\begin{cases} P_{3,t}^* = F_t \alpha_t + \xi_t, \\ \bar{\alpha}_{2,t} = \alpha_{2,t} + \eta_t, t \in [t_0, t_k - \tau], \end{cases} \quad (14)$$

так же, как функционал (11), был выбран в виде суммы частных квадратичных показателей качества

$$\Phi_t = (J_{0,t} = \|P_{3,t}^* - F_t \alpha_t\|_{W_t}^2) + \beta_t (\bar{\alpha}_{1,t} - \alpha_{1t})^2.$$

В данном случае задача определения оптимальных оценок (4) параметров интегрированной системы моделей КВД (14) $\alpha_t^*(\beta_t)$ сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений [8]

$$(F_t^T W_t F_t + \beta_t I) \cdot \alpha_t(\beta_t) = (F_t^T P_{3,t}^* + \beta_t \bar{\alpha}_{2,t}), \quad (15)$$

Оценки гидропроводности и комплексного параметра, полученные на основе (15), равны

$$\sigma_t^* = \frac{q_0}{4\pi\alpha_{2,t}^*(\beta_t^*)},$$

$$k_t^* = \exp(\alpha_{1,t}^*(\beta_t^*) / \alpha_{2,t}^*(\beta_t^*)) / 2,25, \quad (16)$$

где управляющий параметр β_t^* определялся как в (13).

На рис. 5, 6 приведены оценки гидропроводности нефтяного пласта, полученные методом наилучшего совмещения (МНС), который следует из (13), (15) при $\beta_t = 0$, адаптивным методом интегрированных моделей без учета притока скважинной продукции (АИ_1) (15) и с учетом притока скважинной продукции после ее останковки (АИ_2) (13).

В таблице приведены результаты сравнительного анализа оценок гидропроводности и комплексного параметра (13), (16) времени начала радиального притока (1), (2), (7), полученные при интерпретации скважин 335 и 362 с использованием зарубежных программных комплексов Sapig, адаптивных методов наилучшего совмещения, интегрированных моделей без учета и с учетом притока скважинной продукции.

Из рис. 5, 6 и таблицы видно, что предлагаемый метод диагностики (9) дает возможность более раннего обнаружения и выделения радиального притока с оценкой фильтрационных параметров пла-

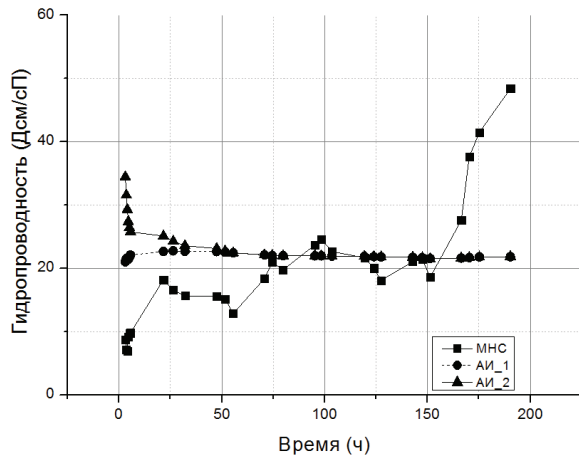


Рис. 5. Оценки гидропроводности пласта скважины 362. Методы: 1) МНС; 2) AI_1; 3) AI_2

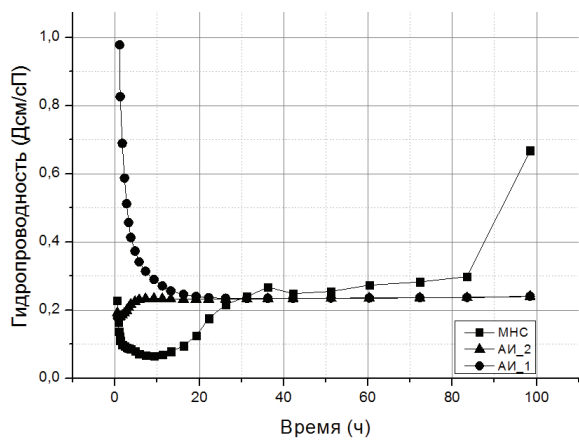


Рис. 6. Оценки гидропроводности пласта скважины 335. Методы: 1) МНС; 2) AI_1; 3) AI_2

ста по сравнению с традиционными методами (1), (2). При достижении радиального притока наступает стабилизация оценок (рис. 5, 6), что говорит о возможности обработки коротких невосстановленных КВД в ситуациях, где по каким-либо причинам невозможно выделить участок радиального притока. Использование метода интегрированных моделей с учетом экспертных оценок позволяет получить более устойчивые и точные оценки гидропроводности нефтяного пласта (рис. 5, 6, кри-

вые AI_1, AI_2) по сравнению с оценками, полученными методом наилучшего совмещения (кривая МНС).

Таблица. Результаты диагностики и интерпретации скважин 335 и 362

Скважины	Методы	Оценки гидропроводности пласта, Дсм/сП	Оценки комплексного параметра, с ⁻¹	Оценки времени начала радиально-го притока по (1), ч	Оценки времени начала радиально-го притока по (2), ч	Оценки времени начала радиально-го притока по (1) и АМИМ_2, ч
335	Saphir	0,23	0,71	9,07	9,42	-
	МНС	0,21	1,43	-	-	42,45
	AI_1	0,26	0,68	-	-	16,27
	AI_2	0,22	0,67	-	-	4,34
362	Saphir	22,14	0,113	37,48	29,7	-
	МНС	18,12	0,016	-	-	130,65
	AI_1	23,2	0,103	-	-	32,14
	AI_2	23,01	0,108	-	-	5,56

Выводы

1. Предложен адаптивный метод диагностики радиального притока при интерпретации нестационарных гидродинамических исследований скважин по кривой восстановления давления, который позволяет определять время начала радиального притока в процессе проведения гидродинамических исследований скважин с одновременной оценкой фильтрационных параметров пласта.
2. На примере обработки данных гидродинамических исследований скважины однородно-пористого нефтяного пласта показано, что метод адаптивной диагностики радиального притока дает возможность его раннего обнаружения, что позволяет обрабатывать короткие невосстановленные кривые забойного давления.
3. Учет экспертной оценки гидропроводности нефтяного пласта и продолжающегося притока продукции в скважине после ее остановки позволяет повысить качество алгоритмов интерпретации в условиях неопределенности выбора участка радиального притока, значительно сократить простой скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Home R.N. Modern Well Test Analysis: A Computer Aided Approach. – Palo Alto, CA: Petroway, Inc., 2000. – 257 p.
2. Лайцанский Л.Г. Механика жидкости и газа. – М.: Наука, 1987. – 840 с.
3. Санников В.А., Курочкин В.И., Метт А.А. Анализ корректности применения метода касательной при интерпретации кривой восстановления давления // Нефтяное хозяйство. – 2010. – № 4. – С. 82–85.
4. Шагиев Р.Г. Исследование скважин по КВД. – М.: Наука, 1998. – 304 с.
5. Гаврилов К.С., Сергеев В.Л. Адаптивная интерпретация нестационарных гидродинамических исследований скважин в системе «пласт–скважина» методом интегрированных моделей //

Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 5. – С. 72–75.

6. Сергеев В.Л. Интегрированные системы идентификации. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – 198 с.
7. Пантелеев А.В., Летова Т.А. Методы оптимизации в примерах и задачах. – М.: Высшая школа, 2002. – 544 с.
8. Кемерова П.П., Сергеев В.Л., Аниканов А.С. Адаптивная идентификация и интерпретация нестационарных гидродинамических исследований с учетом притока продукции в скважине // Известия Томского политехнического университета. – 2011 – Т. 319. – № 5. – С. 43–46.

Поступила 25.01.2013 г.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН ПРИ ИЗУЧЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОЛЛЕКТОРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЛЫЙ ТИГР

Нгуен Хыу Бинь

Томский политехнический университет
E-mail: nguyensbinh862004@gmail.com

Приведены особенности и результаты интерпретации данных методов изучения литологии и пористости (акустический, гамма-гамма, нейтрон-нейтронный и спектральный гамма каротажи) и методов изучения трещиноватости (электрический и акустический сканеры FMI/DSI) при оценке коллекторов нефти кристаллического фундамента месторождения Белый Тигр (Центральный свод). Целевыми параметрами изучения являются пористость (пустотность), проницаемость и морфологические характеристики трещин.

Ключевые слова:

Белый Тигр, фундамент, коллектор нефти, каротаж, сканеры, пористость, проницаемость.

Key words:

The White Tiger, foundation, oil reservoir, logging, scanners, porosity, permeability.

Введение

Изучение нефтегазоносности магматических пород в последние годы приобретает особую актуальность [1 и др.]. Считается, что в таких породах со сложной структурой порового пространства микросканеры (formation micro imager – FMI) более информативны, чем традиционные методы изучения пористости (нейтрон нейтронный каротаж – ННК) [2 и др.].

Месторождение Белый Тигр разрабатывается на поздней стадии. На коллекторы кристаллического фундамента пробурено около 150 скважин, которые дают 85 % общей добычи нефти. Поэтому актуально выявление и изучение новых резервуаров в фундаменте.

Изучение характеристик таких коллекторов методами геофизических исследований скважин (ГИС) сталкивается с рядом сложностей, которые связаны с неоднородностью резервуара, сложной структурой пустотного пространства, многокомпонентным составом твердой фазы и низкими значениями фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). В настоящей работе представлены результаты изучения свойств гранитоидных коллекторов Белого Тигра традиционными методами ГИС, а также новыми методами электрического (FMI) и акустического (Dipole sonic imager – DSI) сканирования. Специально рассмотрена важная задача [3] – оценка проницаемости трещинных коллекторов, и приведены результаты ее решения.

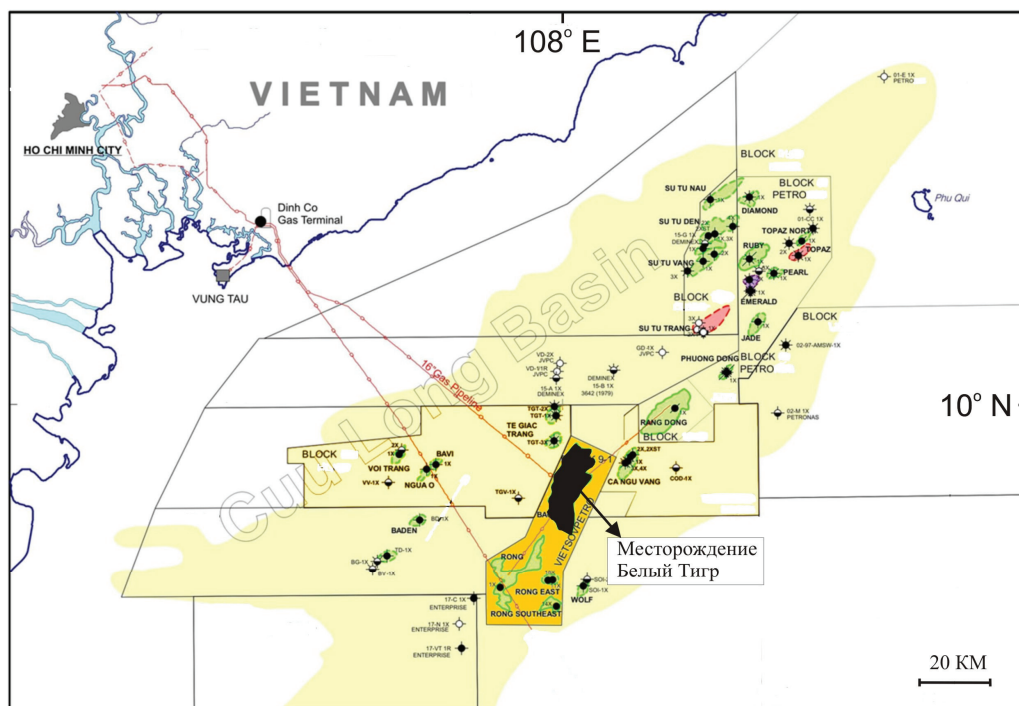


Рис. 1. Положение месторождения Белый Тигр на обзорной схеме Кыулогской впадины

Стратиграфия и нефтегазоносность изучаемого объекта

Кылулонгская впадина (Cuu Long Basin) распространяется вдоль побережья Южного Вьетнама (рис. 1). Длина впадины 450...500 км, ширина 75...100 км. Мощность кайнозойских осадков во впадине достигает 6...8 км. В пределах впадины выделяются Центрально-Кылулонгская и Южно-Кылулонгская мульды, которые разделяются Центральным поднятием. В пределах Центрального поднятия с юго-запада на северо-восток прослеживается ряд положительных структур, среди которых Чом-Чом, Дракон (Rong), Белый Тигр (Bach Ho), Заря (Rang Dong) и др.

Геологический разрез месторождения Белый Тигр представлен докайнозойскими кристаллическими породами фундамента и преимущественно терригенными породами осадочного чехла. Суммарная толщина вскрытых образований фундамента по вертикали достигает 1990 м, осадочного чехла – 4740 м.

Фундамент представляет собой горстообразный батолит сложного строения, размером 30×6...8 км. Батолит состоит из трех сводов – Южного, Центрального, Северного, которые разбиты серией разломов основного субмеридионального простирания и подчиненных субширотных разломов (рис. 2).

Радиологические определения абсолютного возраста позволили выделить в составе фундамента три разновозрастных интрузивных магматических комплекса: *Хон-Хоай* – триасового возраста, *Дин-Куан* – юрского возраста, *Ка-На* – мелового возраста.

Комплекс *Дин-Куан*, сложенный преимущественно гранитоидами, распространен в центральной части Северного свода, а комплекс *Хон-Хоай* (кварцевые амфибол-биотитовые монцодиориты и амфибол-биотитовые диориты) занимает восточную часть Северного свода. Комплекс *Ка-На*, представленный гранитами, слагает весь Центральный свод, а также фрагментами Северный и Южный. Породы фундамента в различной степени изменены вторичными процессами. Среди вторичных минералов наиболее широко распространены цеолит и кальцит.

Большинство скважин на Белом Тигре, пробуренных на фундамент, являются высокодебитными (дебиты более 1000 т/сут). Нижняя граница залежи не установлена. Нефтедержащими являются трещиноватые коллекторы, пустотность которых представлена трещинами, изометрическими пустотами, структурной (блоковой) пористостью.

Осадочный чехол, перекрывающий со стратиграфическим и угловым несогласием поверхность фундамента (рис. 3), представлен терригенными отложениями палеогена, неогена и четвертичной системы. Разрез осадочного чехла расчленен по литологическим, палинологическим и палеонтологическим признакам на свиты местной стратиграфической шкалы.

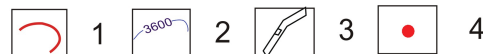
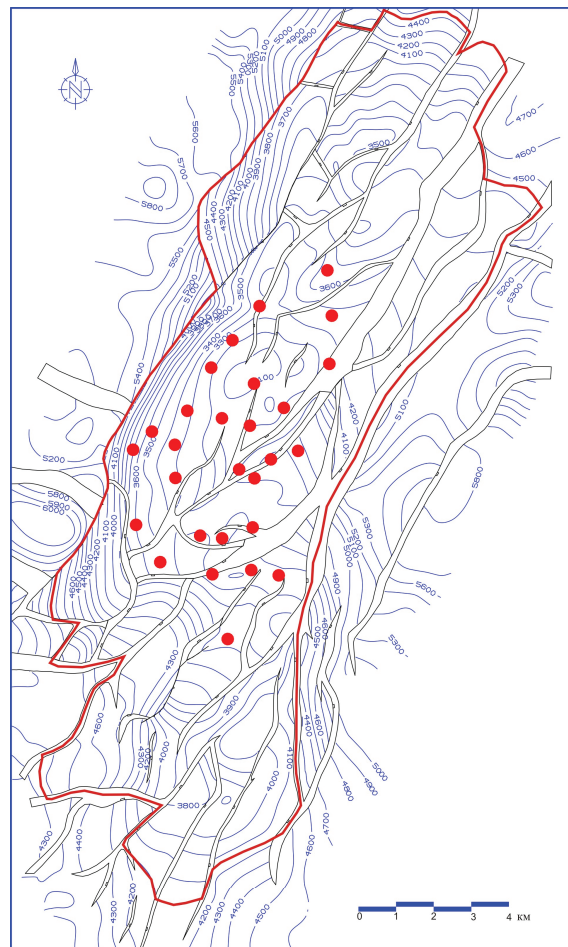


Рис. 2. Обзорная структурная схема месторождения Белый Тигр: 1) контур месторождения; 2) изогипсы по кровле кристаллического фундамента; 3) тектонические нарушения; 4) положения исследуемых скважин

В разрезе *свиты Чаку-Р₃¹* выделяются нефтеносные горизонты VI, VII+VIII, IX, X+XI, которые отделены друг от друга глинистыми разделами толщиной от нескольких метров до десятков метров. Эти горизонты характеризуются невыдержанностью мощностей и состава пород. Отложения свиты общей мощностью 300...400 м сложены чередованием песчаных пластов, пачек аргиллитов и глин речной, озерной и лагунной фаций. С погружением отложений в сторону синклиналей их мощность возрастает с одновременным ухудшением коллекторских свойств песчаных пластов.

Отложения *свиты Чаман-Р₃²* мощностью от 50 до 1800 м несогласно залегают на отложениях свиты *Чаку*, а на более приподнятых участках (Центральный свод) – непосредственно на поверхности фундамента. В разрезе свиты встречаются линзы песчаников и алевролитов, объединяемые в пачки I, II, III, IV, V. В некоторых из них установлены залежи нефти. В средней части разреза глинистые породы свиты содержат массовые concentra-

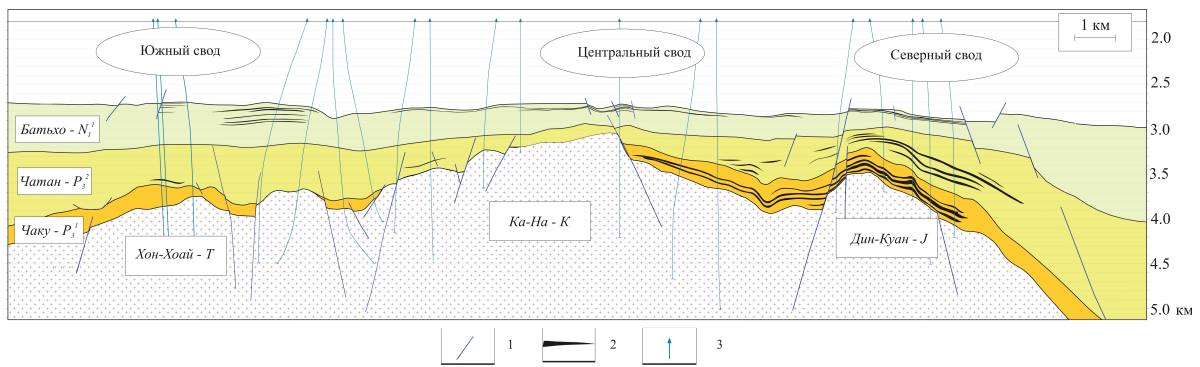


Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения Белый Тигр: 1) тектонические нарушения; 2) залежи углеводородов осадочного чехла; 3) скважины

ции органического вещества и являются хорошими нефтематеринскими породами [4], а также хорошими покрывками для залежей нефти в кристаллическом фундаменте.

Свита *Батъхо-N₁¹* (мощность 750...900 м) по литолого-петрографическому составу подразделяется на две части: верхнюю и нижнюю. Верхняя часть представлена в основном глинистыми породами серого, зелено-серого цвета с чередованием и увеличением сверху вниз содержания алевролитов и песчаников. В самой верхней части разреза выделяются пачки роталиевых глин, которые распространяются почти во всей площади Кылуонгской впадины и являются региональной покрывкой для всей площади впадины. В нижней части свиты породы представлены преимущественно песчаниками и алевролитами (выше 60 %) с чередованием глинистых пропластков.

Песчанистые пласты имеют довольно хорошие ФЕС и являются основными объектами поиска и разведки в осадочном чехле Кылуонгской впадины. В разрезе свиты выделяются продуктивные горизонты 23, 24, 25, 26, 27, представленные кварцевыми и аркозовыми песчаниками. Залежи нефти горизонтов 23 и 24 имеет структурное, пластовое строение, а продуктивные горизонты 25, 26 и 27 развиты в виде отдельных линз.

В разрезе свит *Коншон-N₁²* (мощность 700...900 м), *Донгнай-N₁³* (мощность 650...700 м) и *Бьендонг-N₂+Q* (мощность 650...700 м) продуктивных пластов не установлено.

Характеристика пустотного пространства пород фундамента. Гранитоидные коллекторы по преобладающему типу пустотного пространства делятся на три основных типа [5]: трещинный, каверново-трещинный и структурный (блоковый, матричный).

К трещинному типу относятся коллекторы с хорошо развитой микро- и макротрещиноватостью, которая обычно уверенно фиксируется на кривых электрического сканирования (FMI, ARI) и акустического каротажа (АК) по сильному затуханию волн Стоунли. Каверновая и структурная пустотности имеют подчиненное значение.

К каверново-трещинному типу пустотности относятся коллекторы, в которых пустотность представлена микро- и макрокавернами, микротрещинами и крупными порами, в той или иной степени связанными между собой. Трещинная пустотность имеет подчиненное значение. Коллекторы этого типа имеют повышенную общую пустотность ($K_{п.об}$) по нейтрон-нейтронному (ННК) и гамма-гамма (ГГК) каротажу. По АК они выражены повышением интервального времени, до 210...215 мкс/м.

Породы с блоковой пустотностью обладают относительно небольшими ФЕС и по своим характеристикам близки к коллекторам с межзерновой пустотностью. Для этого типа коллекторов характерны линейная связь $K_{п.об}$ с интервальным временем по АК, относительно низкие значения пористости по ННК и ГГК.

Методы геофизических исследований скважин и их интерпретация при изучении разреза фундамента

Первая группа методов ГИС относится к методам изучения литологии и пористости. Это акустический и радиоактивный каротаж.

Методика комплексной интерпретации данных методов изучения литологии и пористости заключается в том, что с помощью математической модели при определении пористости $K_{п.об}$ можно исключить влияние литологического состава пород путем решения следующей системы уравнений:

$$DENS_{log} = DENS_1 \cdot V_1 + DENS_2 \cdot V_2 + \dots + DENS_n \cdot V_n + DENS_{фл.} \cdot K_{п.об},$$

$$DT_{log} = DT_1 \cdot V_1 + DT_2 \cdot V_2 + \dots + DT_n \cdot V_n + DT_{фл.} \cdot K_{п.об},$$

$$W_{log} = W_1 \cdot V_1 + W_2 \cdot V_2 + \dots + W_n \cdot V_n + W_{фл.} \cdot K_{п.об},$$

$$Pe_{log} = Pe_1 \cdot V_1 + Pe_2 \cdot V_2 + \dots + Pe_n \cdot V_n + Pe_{фл.} \cdot K_{п.об},$$

$$U_{log} = U_1 \cdot V_1 + U_2 \cdot V_2 + \dots + U_n \cdot V_n,$$

$$THOR_{log} = THOR_1 \cdot V_1 + THOR_2 \cdot V_2 + \dots + THOR_n \cdot V_n,$$

где $DENS_{log}$, $DENS_{фл.}$ — плотность пород, измеряемая прибором, и плотность флюида в пустотном пространстве $K_{п.об}$; $DENS_1, DENS_2, \dots, DENS_n$ и V_1, V_2, \dots, V_n — плотности и объемные содержания первого, второго... и n -го минералов, соответственно. DT_{log} , $DT_{фл.}$ — интервальное время через породы, измеряемое прибором, и интервальное время через флюид в пустотном пространстве; DT_1, DT_2, \dots, DT_n —

интервальное время через первый, второй... и n -й минералы; W_{log} , $W_{фл.}$ – водородные индексы пород и флюида; W_1, W_2, \dots, W_n – водородные индексы первого, второго ... и n -ого минералов. Pe_{log} , $Pe_{фл.}$ – фотоэффекты пород и флюида; Pe_1, Pe_2, \dots, Pe_n – фотоэффекты первого, второго ... и n -го минералов. U_{log} , U_1, U_2, \dots, U_n – содержания урана в породе, в первом, втором... и n -м минералах. $THOR_{log}$, $THOR_1, THOR_2, \dots, THOR_n$ – содержания тория в породе, в первом, втором... и n -м минералах. Значение n может достигать 5-ти (до 5-ти групп минералов).

Методы «литологии–пористости» применяются с высокой эффективностью в разрезе магматических пород фундамента только в случае одновременного применения этих методов. Определяется состав минералов и соотношения между ними.

Методы электрического и акустического сканирования

Вторая группа – методы изучения трещиноватости пород – включает методы удельного сопротивления (боковой каротаж) и сканирования (FMI – электрическое сканирование, DSI – акустический сканирующий каротаж, UBI – ультразвуковое акустическое зондирование, FWSL – полнокартинный акустический каротаж). Методы, входящие во вторую группу, позволяют выявить зоны дробления, трещиноватости и определить трещинную пористость, параметры трещин (угол падения, плотность трещин, азимут простирания, раскрытость).

Электрическое сканирование, выполненное приборами FMI фирмы Шлюмберже, достигается регистрацией плотности электрического поля с высоким дискретным разрешением (2,5 мм) и используется для создания образа (image) проводимости стенок скважины. Ориентированность изображения относительно географических координат позволяет определить угол падения, азимут простирания трещин и плоскость напластования. Выделение трещин основано на изменении проводимости трещин относительно вмещающих пород.

Раскрытость трещины рассчитывается с помощью программы FgasView (фирма Шлюмберже) из допущения, что проводимость по FMI пропорциональна раскрытости трещин. Полагается, что в открытой трещине после бурения остается только один тип флюида – фильтрат с сопротивлением бурового раствора ρ_p . Кроме того, при расчете раскрытости трещины полагается наличие следующих условий: 1) постоянство блоковой пористости; 2) постоянство насыщения в интервале исследований прибором; 3) отсутствие проводящих минералов (пирит и др.) в изучаемых породах; 4) высокий контраст между проводимостью трещин и матрицы.

В разрезе ряда скважин для изучения гранитоидного фундамента применяется **акустический сканирующий каротаж** аппаратурой DSI с записью поперечной, продольной волны и волн Стоунли. Последняя рассматривается как волна, характеризую-

щая проницаемость пород, а в трещиноватых коллекторах может использоваться для выделения трещин. Длина волны порядка 0,76 м (~3,5 диаметра скважины). В этом случае волна Стоунли переходит в трубную волну, которую можно условно представить действием поршня, связанным с радиальным сокращением и расширением его стенок. Если открытая трещина пересекает ствол скважины, волна Стоунли вызывает «закачку» скважиной жидкости в эту трещину, что сопровождается рассеиванием энергии – происходит ослабление волны. Одновременно с этим происходит изменение акустического сопротивления, что вызывает отражение части сигнала волны Стоунли. Таким образом, наличие открытой трещины в скважине ведет: 1) к ослаблению амплитуды волны Стоунли; 2) отражению волны Стоунли.

Совместная интерпретация данных FMI и DSI имеет важное значение. *Во-первых*, информация из данных двух методов даёт возможность лучше определить зоны вторичного изменения. *Во-вторых*, можно исключить ошибки при регистрации из-за технических осложнений стенки скважины.

Некоторые результаты исследования пород-коллекторов фундамента методами геофизических исследований скважин

Интерпретация материалов традиционных методов ГИС выполняется с использованием программы Basroc 3.0, разработанной в НИПИморнефтегаз СП «Вьетсовпетро» [5]. Для пород разреза фундамента определяются следующие параметры, характеризующие ФЕС: вторичная ($K_{пвт}$) и трещинная ($K_{тр}$) пористости, эффективная мощность ($H_{эф}$) и проницаемость ($K_{пр}$). По результатам интерпретации и исследованиям керна принято нижнее граничное значение вторичной пористости $K_{пвт} = 0,3 \%$, принимаемое при подсчете запасов. Проницаемость раствора в трещины снижает сопротивление трещиноватых пород. Поэтому для определения $K_{пр}$ по данным электрометрии применяется уравнение, которое в большей степени подходит для чисто трещинных коллекторов. Для повышения достоверности результатов определения эффективных толщин применяются дополнительные критерии – $DT_{log} > DT_{log ма}$, где $DT_{log ма}$ – измеренное интервальное время для пород с матричной пористостью, и $K_{пр} \geq 0,05 \%$.

Комплексная интерпретация материалов сканирования FMI и DSI выполняется программой Prospect [6] и решает следующие задачи: 1) выделение и определение плотности трещин; 2) определение параметров трещин – раскрытости и трещинной пористости; 3) определение ориентации и угла падения трещин.

При интерпретации FMI и DSI пород фундамента выявлено (по морфологии) пять главных типов трещин, которые обуславливают ФЕС коллекторов: 1) непрерывные (без каверн); 2) прерывистые; 3) брекчиевидные; 4) контактные; 5) кавернозные.

Таблица 1. Пустотность ($K_{\text{пвт}}$), раскрытость и плотность трещин пород фундамента по 50-метровым интервалам по результатам интерпретации данных ГИС и FMI/DSI (осредненные данные 17-ти скважин Центрального купола Белого Тигра)

Глубина, м		$K_{\text{пвт}}$, % (по ГИС)	$K_{\text{пвт}}$, % (по FMI)	Раскрытость общая, мм	Средняя раскрытость по 4-м типам*, мм	Каверновая раскрытость, мм	Плотность трещин, тр./м	Плотность трещин по 4-м типам*, тр./м	Плотность каверн, кав./м
от	до								
3150	3200	2,45	-	-	-	-	1,04	0,20	0,24
3200	3250	2,32	1,49	0,746	0,622	0,828	4,78	0,74	1,82
3250	3300	1,37	1,09	0,555	1,511	0,400	6,68	1,06	2,43
3300	3350	1,26	0,56	0,835	0,331	0,164	9,17	1,72	2,28
3350	3400	1,63	0,72	0,737	0,672	1,378	10,02	1,79	2,88
3400	3450	2,10	0,90	0,638	0,751	0,488	16,86	3,01	4,81
3450	3500	2,22	1,37	0,841	0,540	0,267	17,29	2,80	6,08
3500	3550	1,57	0,72	0,666	1,325	0,714	28,56	5,63	6,05
3550	3600	1,50	0,72	1,037	0,457	0,685	34,41	6,32	9,14
3600	3650	1,35	0,66	0,840	0,377	0,319	39,63	7,80	8,45
3650	3700	1,43	0,65	0,891	0,485	0,307	31,69	7,01	9,88
3700	3750	1,37	0,84	0,729	0,305	0,215	21,11	5,18	9,18
3750	3800	1,86	0,84	0,856	1,524	0,983	53,30	5,67	9,98
3800	3850	1,14	0,70	0,848	0,324	0,223	31,26	5,66	9,46
3850	3900	1,13	0,75	0,673	0,219	0,154	29,65	5,44	7,87
3900	3950	1,25	0,60	0,544	0,322	0,857	32,90	5,95	9,52
3950	4000	1,23	0,55	0,828	0,304	0,314	25,64	4,83	6,22
4000	4050	1,36	0,58	0,632	0,417	0,412	25,36	4,65	6,10
4050	4100	1,35	0,63	0,891	0,547	0,590	23,89	4,28	6,52
4100	4150	1,00	0,34	0,572	0,205	0,215	15,35	2,68	3,99
4150	4200	1,22	0,40	0,534	0,229	0,232	17,41	3,36	4,23
4200	4250	0,83	0,39	0,474	0,294	0,162	16,20	3,30	3,39
4250	4300	0,63	0,28	0,580	0,243	0,116	13,12	2,74	3,65
4300	4350	0,90	0,50	0,614	0,273	0,193	13,55	3,10	2,37
4350	4400	0,81	0,47	0,778	0,385	0,226	12,18	2,36	2,59
4400	4450	0,86	0,44	0,732	0,208	0,096	10,71	1,97	2,26
4450	4500	0,94	0,55	0,049	0,786	0,123	7,71	1,27	1,76
4500	4550	0,76	0,83	0,067	0,581	0,801	6,15	0,65	2,73
4550	4600	0,73	0,62	0,067	0,395	0,310	3,75	0,52	1,57
4600	4650	0,53	0,49	0,053	0,205	0,556	3,08	0,55	1,14
4650	4700	0,19	0,52	0,052	0,441	0,236	0,91	0,13	0,33
4700	4750	0,30	0,69	0,044	1,087	0,209	1,67	0,29	0,37
4750	4800	0,02	0,26	0,364	1,167	0,004	2,15	0,20	0,06
4800	4850	-	0,03	-	0,022	0,033	0,52	0,03	0,03
4850	4900	-	-	-	0,017	0,021	1,21	0,08	0,12
4900	4950	-	-	-	0,038	0,032	0,20	0,05	0,14
4950	5000	-	-	-	0,020	0,042	0,15	0,04	0,05

*Приведены данные по следующим 4-м типам трещин – непрерывные, прерывистые, брекчевидные, контактные.

Раскрытость трещин определяется методом инверсии данных FMI/DSI. По данным FMI получается видимая (кажущаяся) раскрытость, а по DSI – значение раскрытости (линия ортогонального пересечения открытой трещины). Средние значения раскрытости по скважинам изменяются в широком диапазоне – от 0,001 до 1,664 мм. Не установлено

явной связи между средней раскрытостью и продуктивностью скважин.

Средняя раскрытость по 50-метровым интервалам изменяется в пределе от 1,037 (интервалы глубин 3550...3600 м) до 0,044 мм (4700...4750 м). Раскрытость кавернозных трещин лежит в пределах от 1,378 (интервал 3350...3400 м) до 0,004 мм (4750...4800 м). Ниже отметок 4450 м средние значения раскрытости быстро уменьшаются.

Пористость трещиноватых пород определяется по данным электрического сканирования FMI. Пористость тесно связана с изменчивостью пород. Для интервалов, где блоковая часть пород не изменена, полученная пористость показывает величину кавернозно-трещиноватой пористости $K_{\text{пвт}}$. Значение $K_{\text{пвт}}$ по 50-метровым интервалам колеблется от 0,03 до 1,49 %.

Определение ориентации и угла падения трещин. Основным направлением трещин (максимальная плотность) является: юго-запад–северо-восток и северо-запад–юго-восток. Угол падения и азимут простирания трещин соответствуют направлениям основных нарушений (рис. 2). Эти результаты являются важными данными для последующего гидродинамического моделирования. Сводные осредненные результаты интерпретации данных FMI и DSI приведены в табл. 1.

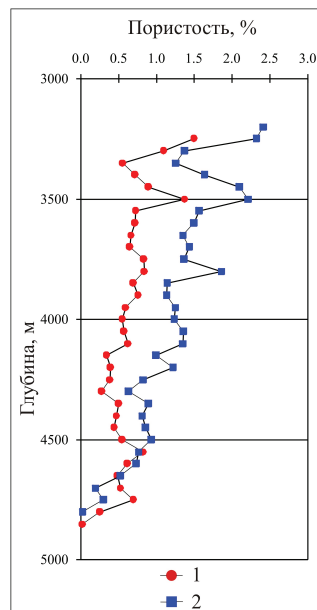


Рис. 4. Изменения с глубиной осредненной по 50-метровым интервалам вторичной пористости ($K_{\text{пвт}}$) по: 1) результатам интерпретации данных FMI; 2) GSI

Явная закономерность изменения (уменьшения) значения вторичной пористости с глубиной, как по FMI так и по GSI, демонстрируется рис. 4. Хотя видна большая разница значений вторичной пористости по FMI и по GSI, две кривые изменения вторичной пористости по глубине достаточно уверенно коррелируют. Результаты интерпретации данных FMI не полностью отражают величину трещинной пористости.

По сопоставлению результатов интерпретации FMI/DSI с данными промысловой геологии и данными разработки установлено, что нефтеотдающие интервалы месторождения Белый Тигр обладают следующими признаками: 1) интенсивная аномалия волны Стоунли; 2) раскрытость трещин более 1 мм; 3) каверны, видимые на имиджах электрических сканеров; 4) $K_{\text{пвт}}$ в интервале 2...4 %; 5) умеренная плотность трещин, преимущественно 2...5 трещин на метр.

Определение проницаемости коллекторов в кристаллическом фундаменте

На основе кинематического и динамического анализа систем трещин установлено [7], что дебиты скважин тесно связаны с проницаемостью. Этот вывод хорошо согласуется с данными, приведенными в табл. 2. Здесь видна тесная прямая корреляционная связь удельных дебитов (G) работающих интервалов в породах кристаллического фундамента и проницаемости ($K_{\text{пр}}$), определенной по результатам гидродинамических исследований скважин. Коэффициент корреляции $R=1,00$.

Результаты гидродинамических исследований имеются далеко не по всем скважинам. Поэтому для создания интерпретационно-прогностической базы ГИС, учитывая тесную прямую связь проницаемости и удельных дебитов работающих интервалов, построена зависимость G от геофизических параметров пустотности $K_{\text{п.об}}$, $K_{\text{пвт}}$ (рис. 5). Для построения зависимостей использованы результаты комплексной интерпретации данных методов ГИС и результаты 23-х испытаний 84-х работающих интервалов кристаллического фундамента в 16-ти скважинах.

Выводы

1. Приведена краткая характеристика стратиграфии, литологии, нефтегазоносности и пустотного пространства коллекторов осадочного чехла и кристаллического фундамента Кылулонгской впадины на шельфе Южного Вьетнама.
2. Охарактеризованы традиционные методы ГИС и методы сканирования стенки скважины FMI/DSI, применяемые для выделения и изучения коллекторов в кристаллическом фундаменте геологического разреза месторождения Белый Тигр.

Таблица 2. Сопоставление величин удельного дебита (G) работающих интервалов в породах кристаллического фундамента и проницаемости ($K_{\text{пр}}$)

Условный номер скважины	Глубина работающего интервала, м		Дебит нефти, м ³ /сут.	Работающая мощность, м	Диаметр штуцера, мм	Удельный дебит нефти (G), м ³ /сут./м/мм	Проницаемость ($K_{\text{пр}}$), Д
	от	до					
11	3348	3358	3,4	10	18	0,019	0,055
	3358	3377	2,5	19		0,077	0,216
	3387	3407	10,4	20		0,293	0,859
	3427	3447	6,0	20		0,181	0,530
	3457	3467	4,1	10		0,262	0,768
	3477	3516	30,5	39		0,428	1,225
	3526	3556	20,4	30		0,388	1,138
12	3566	3586	140,7	20	0,391	1,147	
	3470	3500	24,6	30	0,059	0,056	
	3510	3530	62,3	20	0,223	0,212	
	3540	3560	61,5	20	0,220	0,209	
	3570	3590	19,0	20	0,068	0,065	
	3600	3620	25,1	20	0,090	0,086	
	3650	3660	53,3	10	0,381	0,363	
	3670	3680	83,5	10	0,596	0,569	
	3690	3720	18,2	30	0,043	0,042	
14	3730	3761	41,4	31	0,095	0,094	
	3781	3811	254,3	30	0,605	0,577	
	3263	3281	27,8	18	0,077	0,028	
	3300	3319	33,3	19	0,088	0,033	
	3376	3395	29,1	19	0,077	0,029	
	3433	3452	16,4	19	0,043	0,016	
	3490	3509	29,5	19	0,078	0,029	
	3529	3548	27,7	19	0,073	0,028	
	3567	3625	54,4	58	0,047	0,018	
	3723	3820	573,8	97	0,296	0,114	

3. Приведены сводные результаты комплексной интерпретации данных ГИС и сканирования по определению ФЕС трещинно-кавернозных коллекторов фундамента.
4. Результаты интерпретации данных ГИС и FMI/DSI 17-ти скважин, вскрывших фундамент Центрального свода месторождения по вертикали до 2 км, позволили установить закономерное уменьшение вторичной пустотности с глубиной, сходящейся на нет на абсолютных отметках порядка 5 км.
5. Данные сканирования не полностью отражают величину трещинной пустотности. Комплексная интерпретация данных FMI/DSI дает важ-

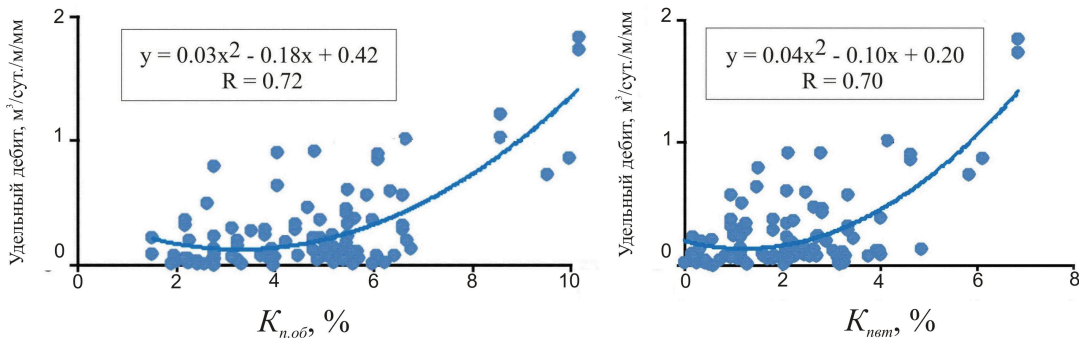


Рис. 5. Кросс-плоты и зависимости удельных дебитов (G) работающих интервалов в породах кристаллического фундамента от геофизических параметров пустотности $K_{\text{п.об}}$, $K_{\text{пвт}}$. Количество определений дебитов $N=106$

- ную *качественную* характеристику трещинно-кавернозной пустотности для выделения нефтеотдающих интервалов.
6. Комплексная интерпретация данных традиционных методов ГИС (АК, ГГК, ННК ГК-С) позволяет *количественно* оценить величину общей и вторичной пористости коллекторов в кристаллическом фундаменте.
 7. Существует прямая тесная корреляционная связь величины удельных дебитов работающих интервалов и величины их проницаемости. Для прогнозной оценки продуктивности вскрытых

интервалов в кристаллическом фундаменте разработаны зависимости удельных дебитов от геофизических параметров пористости.

При выполнении исследований использован фактический геолого-геофизический материал по 28 скважинам, вскрывшим кристаллический фундамент Центрального свода Белого Тигра, а также данные промысловой геологии и разработки.

Автор выражает благодарность заместителю директора по геологии НИПИморнефтегаз СП «Вьетсовпетро» Son P.X., предоставившему возможность использовать фондовые геолого-геофизические материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кошляк В.А. Нефтегазоносность магматических пород // Каротажник. – 2005. – № 10–11. – С. 232–239.
2. Лукина Т.Ю., Лухминский Т.Ю. Сравнение данных стандартных методов ГИС и результатов обработки измерений микросканером FMI // Каротажник. – 2008. – № 3. – С. 3–7.
3. Нгуен Х.Б., Исаев В.И. Выявление и изучение методами ГИС нефтегазовых коллекторов в кристаллическом фундаменте // Увеличение нефтеотдачи – приоритетное направление воспроизводства углеводородного сырья: Матер. Междунар. научно-практ. конф. – Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2011. – С. 360–363.
4. Серебренникова О.В., Ву В.Х., Савиных Ю.В., Красногорова Н.А. Генезис нефтей месторождения Белый Тигр (Вьетнам) по данным о составе насыщенных ациклических углеводородов // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 134–137.
5. Son P.X., Quy H.V., Nhan D.D. Basroc 3.0 – A special software for processing wireline log in fractured basement // Fractured basement reservoir. – Ha Noi: Science and Technics Publishing House, 2006. – P. 459–467.
6. Тухтаев Р.И., Свихнушин Н.М., Сыгаевский А.Е., Шмыгля К.О. Применение микроэлектрических имиджеров и сканеров при изучении сложных коллекторов и решении некоторых нефтепромысловых задач // Каротажник. – 2002. – Вып. 99. – С. 10–37.
7. Тимурзиев А.И. Технология прогнозирования трещиноватости на основе трехмерной геомеханической и кинематической модели трещинного коллектора // Геофизика. – 2008. – № 3. – С. 41–60.

Поступила 18.12.2012 г.

УДК 553.982.233

УВЕЛИЧЕНИЕ ТЕМПОВ ПРИРОСТА ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ С ПОМОЩЬЮ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ НА ПРИМЕРЕ ОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Ростовцев, В.Н. Ростовцев

Томский политехнический университет

E-mail: rostovcev@tpu.ru

Проведен анализ перспектив нефтегазоносности Омской области на основе данных инновационной технологии квантово-оптической фильтрации космоснимков. Приведены физические принципы технологии квантово-оптической фильтрации. На примере Омской области показана эффективность применения технологии квантово-оптической фильтрации при решении задачи повышения темпов прироста запасов углеводородного сырья.

Ключевые слова:

Нефть, природный газ, месторождения углеводородов, квантово-оптическая фильтрация, спутниковый снимок, инновационная технология.

Key words:

Oil, natural gas, hydrocarbons field, quantum-optical filtering, satellite image, innovative technology.

К 2020 г. в России, по данным Секции энергетики Отделения энергетики, машиностроения, механики и процессов управления РАН [1. С. 13–20], дефицит энергии составит около 75 %. Во многом этот дефицит сформируется из-за нефтяной промышленности.

По расчетам тюменских ученых [2], в высоком профессионализме которых не приходится сомневаться, к 2020–2030 гг. годовая добыча нефти в Западной Сибири из традиционных терригенных коллекторов снизится до 50 млн т. Они считают, что складывается катастрофическая ситуация, поскольку, обладая теоретически огромными запасами углеводородов, Россия будет вынуждена закупать их за рубежом.

Несмотря на рост добычи нефти, которая увеличилась с 1999 по 2009 гг. почти на 200 млн т [3], несмотря на то, что в 2011 г. Россия, добыв больше 500 млн т вышла на первое место в мире, по мнению многих специалистов в нефтяной промышленности сложилось тревожное положение. Темпы прироста добычи постоянно падают. В 2011 г. прирост темпов добычи составил чуть больше 1 %.

По мнению большинства специалистов, огромные ресурсы нефти и газа контролируются шельфами наших северных и восточных морей. Однако поиски, разведка и добыча нефти в этих районах требуют огромных финансовых затрат и связаны с огромными экологическими рисками. Об этом свидетельствуют разливы нефти в Мексиканском заливе и катастрофа в Охотском море, где штормом была разрушена буровая установка с трагическими последствиями для персонала. В экологическом отношении северные моря еще более ранимы, чем южные. Кроме того, большая часть времени года северные моря покрыты льдами, что во многом усложняет процессы добычи. Все эти факторы свидетельствуют о том, что промышленно значимое освоение нефтяных шельфов России может начаться в конце XXI или начале XXII вв. Безусловно, в настоящий момент наиболее привлекательными являются малоизученные недра Восточной Сиби-

ри, Якутии, Дальнего Востока, севера-востока Европейской части России. Не сказала своего последнего слова в вопросе воспроизводства запасов нефти и газа и Западная Сибирь. По мнению академика А.А. Трофимука, палеозойские отложения Западной Сибири – это основание её нефтяного айсберга. Его нефтегазоносность установлена от границ Новосибирской области до Ямала. Не случайно первоначально перспективы нефтегазоносности Западной Сибири связывались именно с этим комплексом. Большие объемы нефти могут быть открыты в битуминозных глинистых, кремнисто-глинистых породах [3].

Однако проблема энергообеспечения России усугубляется еще тем, что планомерные масштабные поиски месторождений нефти и газа страна и крупные нефтяные компании более 20 лет не ведут. Все недропользователи ограничены площадью лицензионных участков, в пределах которых обычно уже открыты месторождения или имеются перспективы открытия, как правило, мелких по величине запасов. На этих локальных участках они и концентрируют свои усилия. Такое положение лишь усугубляет ситуацию с приростом запасов.

Таким образом, видно, что проблема прироста запасов углеводородного сырья в настоящий момент стоит достаточно остро. Официально считается, что рост добычи достигается за счет использования новейших технологий, среди которых бурение горизонтальных стволов скважин, широкое применение гидроразрывов продуктивных пластов, использование ряда химических и физических методов воздействия на пласт.

Однако увеличить добычу, не вводя в разработку новые крупные по запасам месторождения углеводородов, при значительной выработанности базовых месторождений страны, при увеличении объемов трудноизвлекаемых запасов, минимальном действующем фонде скважин, можно только за счет снижения противодавления на устье скважины, что приводит к ее преждевременной обводненности.

Следует интенсифицировать поиски таких месторождений и обратиться в первую очередь к землям Западной Сибири, которые в середине 50–60-х гг. прошлого столетия, в силу взглядов того времени на формирование месторождений нефти и газа, были отнесены к землям малоперспективным, несмотря на их низкую изученность. К таким землям относится территория Омской области, расположенная практически на самом юге Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. В пятидесятые годы прошлого века силами нефтеразведочной (г. Омск) и геофизической (г. Калачинск) экспедиций на землях этой области наиболее интенсивно проводились геологоразведочные работы (ГРР). Были пробурены первые опорные и параметрические скважины, которые позволили ученым выделить целую серию стратиграфических единиц, которые затем были прослежены на большей части низменности. Наиболее распространенные из них: тарская, куломзинская, баженовская, марьяновская свиты, ачимовская пачка. Эти первые работы, направленные на поиски месторождений нефти и газа и изучение геологического строения низменности, сформировали большую плеяду выдающихся специалистов и ученых. Невозможно перечислить все имена, вспомним лишь несколько: Ф.Г. Гулари, Г.М. Таруц, Ю.Л. Брылкин, И.В. Пискунов, Н.П. Запивалов, В.А. Минько, К.А. Шпильман и многие другие. Результаты ГРР были обобщены Ф.Г. Гулари, Н.П. Запиваловым, В.В. Гребенюк, Т.А. Звягиной. В 2001 г. все геолого-геофизические материалы по Омской области были обобщены большой группой ученых ИГНГ СО РАН под руководством академика А.Э. Конторовича. Наиболее четко свою позицию по отношению к перспективам нефтегазоносности недр Омской области обозначил Ф.Г. Гулари. Он написал: «Дана четкая отрицательная оценка перспектив мезозоя юга и юго-востока низменности» [4, 5]. К сожалению, выводы этого выдающегося геолога господствуют до настоящего времени, несмотря на исключительно низкую изученность этой территории.

Современные данные метода общей глубинной точки с цифровой регистрацией имеются лишь на отдельных локальных участках, а также на немногочисленных региональных сейсмических профилях. Плотность современных сейсморазведочных работ составляет 0,04 км/км². Не лучше обстоит дело и с объемами буровых работ. С начала планомерных работ на нефть и газ на землях области было пробурено три опорных и семь параметрических скважин. Плотность опорного и параметрического бурения на территории области составила 0,215 м/км². За весь период изучения недр региона было пробурено около 130 поисковых скважин. Притоки углеводородов получены в 20 скважинах из отложений палеозоя, юры и меловых отложений. По данным А.Э. Конторовича, суммарные извлекаемые запасы углеводородов по категориям С₁ и С₂ в Омской области составляют: нефти — 14,7 млн т, газа — 647 млн м³, конденсата — 5,2 тыс. т.

По нашим данным юрские пласты Баклянского месторождения, считающегося непромышленным, могут контролировать запасы нефти по этим категориям в объеме 22 млн т нефти. В целом коэффициент эффективности бурения на данный момент составляет 0,16, что в два раза ниже, чем в среднем по России.

Таким образом, при оценке перспектив нефтегазоносности Омской области мы имеем неоднозначные результаты. С одной стороны, низкий коэффициент успешности бурения скважин, с другой, практически мало изученная территория современными сейсмическими методами. Тем не менее, имеются данные, позволяющие по-новому взглянуть на перспективы нефтегазоносности этой территории. *Во-первых*, Омская область является составной частью крупнейшей в мире нефтегазоносной провинции. Севернее, восточнее и северо-восточнее её располагаются земли, в пределах которых открыты сотни месторождений, и десятки лет ведется промышленная добыча нефти и газа. *Во-вторых*, палеозойские отложения, в которых в Новосибирской, Томской областях открыты промышленные залежи углеводородов, по своему составу и возрасту сопоставимы с палеозойскими отложениями Омской области. Более того, в самой области нефтегазоносность доюрских образований установлена в пласте «М» на Ягыл-Яхском месторождении, полупромышленные притоки газа на Тевризском месторождении. Нет оснований отрицать перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений в этом регионе. При испытании палеозойских отложений [6] зафиксированы притоки воды, дебиты которых колеблются от «сухо» до 752; 93,4; 28; 122,6 м³/сут., что свидетельствует о наличии зон улучшенных коллекторов в доюрских образованиях.

Строение юрских отложений мало чем отличаются от аналогичных отложений Томской области, где они регионально продуктивны, но есть и свои особенности. Под четко выраженной баженовской свитой чаще всего залегает 20–35-метровая глинистая толща, которая выделяется в георгиевскую свиту. Казалось бы, под этой глиной, следуя геологической логике, мы должны наблюдать отложения верхневасюганской подсвиты с её прибрежно-морскими, песчано-алевролитовыми пластами, но их там нет. Нет и глинистых, типично относительно глубоководных, отложений нижневасюганской подсвиты.

Этот факт дает основание предположить наличие резкого перерыва между отложениями баженовской свиты и отложениями верхневасюганской подсвиты. Возможен и другой вариант. С начала верхнеюрского времени район зоны Омской и Большереченских скважин был значительно погружен и прибрежно-морские пласты васюганской свиты не формировались.

И в том, и в другом случае перспективы нефтегазоносности юрских отложений не снижаются, но требуют особого подхода к поиску юрских залежей нефти и газа.

Значительные притоки пластовой воды из среднеюрских отложений дебитом 710; 48; 91; 192 м³/сут. в ряде скважин свидетельствуют о наличии зон с хорошими коллекторами в этих отложениях. Таких притоков из этих отложений в западной части Томской области мы не наблюдаем, если только в таблицах по испытанию [6] не допущены ошибки. Таким образом, юрские отложения имеют мощную баженовскую, нефтематеринскую свиту, высокоемкие коллекторы, высокие пластовые температуры 80...90 °С и мощные глинистые покрывки в виде георгиевской и баженовской свиты. Меловые отложения представлены куломзинской и тарской свитами, регионально продуктивными в Томской и Тюменской областях. С позиций осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа в пределах Омской области для юрских и меловых отложений присутствуют все благоприятные параметры для формирования залежей углеводородов. С позиций флюидно-динамических взглядов, которые базируются на тектонической активности территории, также нет никаких отрицательных факторов, препятствующих формированию залежей углеводородов.

Комплексный анализ доступных для нас геолого-геофизических данных с новых мировоззренческих позиций позволил прийти к выводу, что ресурсная база углеводородов Омской области вполне сопоставима с ресурсной базой Томской области, где открыто более 100 месторождений углеводоро-

дов, и где более 45 лет ведется добыча нефти и более 10 лет – газа.

Однако методика поисков месторождений углеводородов, не только в Омской области, но и в России, учитывая возможности экономики и катастрофически упущенное время, должна базироваться на новых принципах. Фундаментом этих принципов должны стать инновационные технологии выявления перспективных объектов, отеснив сейсмические исследование на второй план. Одна из таких технологий уже создана.

Суть этой технологии заключается в том, что после квантово-оптической фильтрации космоснимка с вероятностью 90...95 %, можно выявлять границы прогнозируемых месторождений. Теоретической основой этой технологии служит установленный в конце прошлого века факт, что литосфера под воздействием термобарических, гравитационных, сейсмических воздействий генерирует электромагнитные сигналы, которые модулируют солнечный свет [6–8].

При этом каждое вещество, включая нефть или газ, имеет свою собственную амплитудно-частотную спектральную характеристику, в частности в видимой и ближней инфракрасной части спектра, и, модулируя солнечный свет, отраженный от поверхности Земли, на космическом снимке оставляет свой специфический сигнал того минерального образования, которое формирует тот или иной участок литосферы. Задача состоит в том, чтобы из

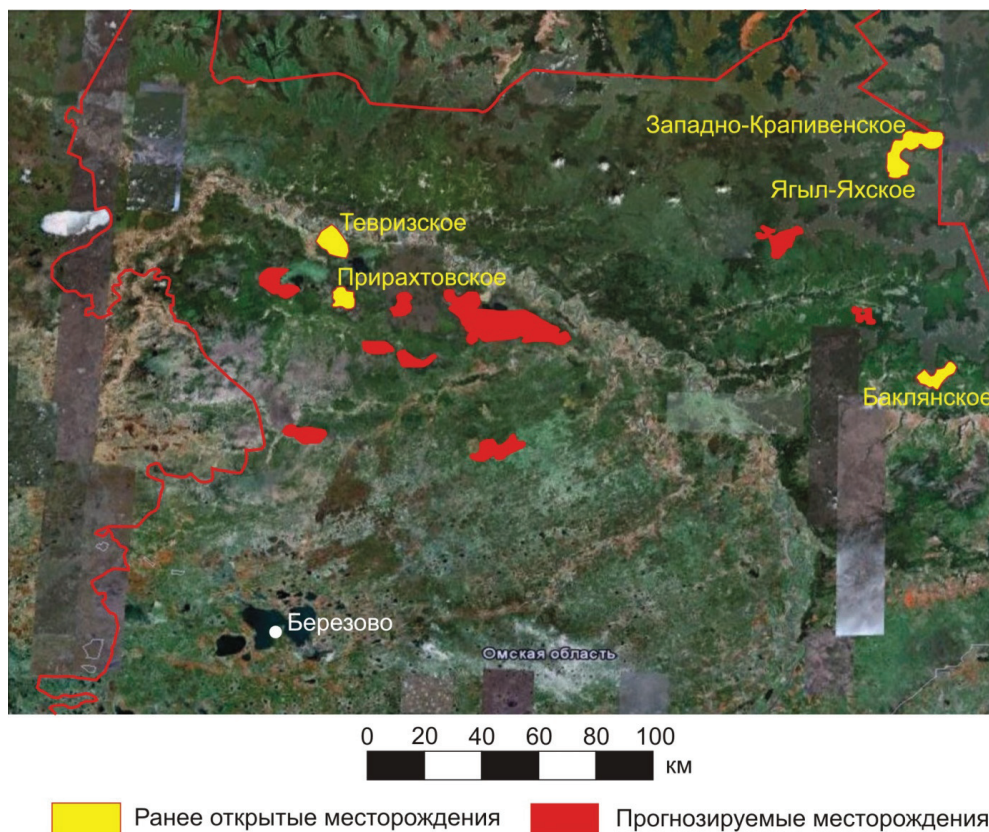


Рис. 1. Границы прогнозируемых и ранее открытых месторождений, выявленных инновационной технологией, на севере Омской области

этого хаоса сигналов выделить тот характеристический амплитудно-частотный электромагнитный сигнал, который соответствует в нашем случае углеводородам. Для решения этой задачи В.В. Лайнвебером в г. Томске было организовано специализированное предприятие – ЗАО «ТОМ-КО», на базе которого была создана лаборатория для квантово-оптической фильтрации.

Методика получения информации с космоснимка основывается на алгоритме распознавания образов. Сущность ее состоит в том, что лазерный луч с помощью оптического делителя разделяется на два совершенно идентичных пучка. Первый модулируется сигналом, характерным для углеводородов, рассчитанным по специальным формулам или полученным экспериментально при обработке снимков уже известных месторождений. Второй пучок направляется на снимок исследуемой территории. При этом специализированная компьютерная программа управляет передвижением пучка по снимку согласно заданной сети наблюдения. После этого оба пучка поступают в тракт акустооптического процессора, где происходит их сравнение. При наличии на снимке искомого сигнала возникает эффект резонанса, в результате чего амплитуда сигнала значи-

тельно увеличивается. По величине усиления амплитуды можно судить о количестве искомого вещества в пределах исследуемой территории.

Технология прошла широкую апробацию на хорошо изученных месторождениях Томской, Иркутской областей, Красноярского края, Хакасии, Афганистана, Вьетнама, на северо-востоке Европейской части России. Везде были получены положительные результаты. После этого были начаты работы по выявлению границ прогнозируемых месторождений в Томской области, Красноярском крае, Хакасии, Ливане, Сирии, Китае, в Хабаровском крае. В Красноярском крае, в 100-километровой полосе от Юрубчено-Тохомского месторождения до среднего течения реки Ангары, были выявлены границы 15 прогнозируемых месторождений и ряд ранее открытых месторождений. В прогнозируемых зонах, там, где проводилось бурение, было открыто Камовское нефтяное, Абаканское и Берямбинское газовые месторождения. Надо отметить, что в пределах этих месторождений проводились и другие виды геологоразведочных работ, в том числе и сейсмика. На юге Томской области, на землях, более 50 лет считавшихся бесперспективными, в пределах Трубачевского лицензионного

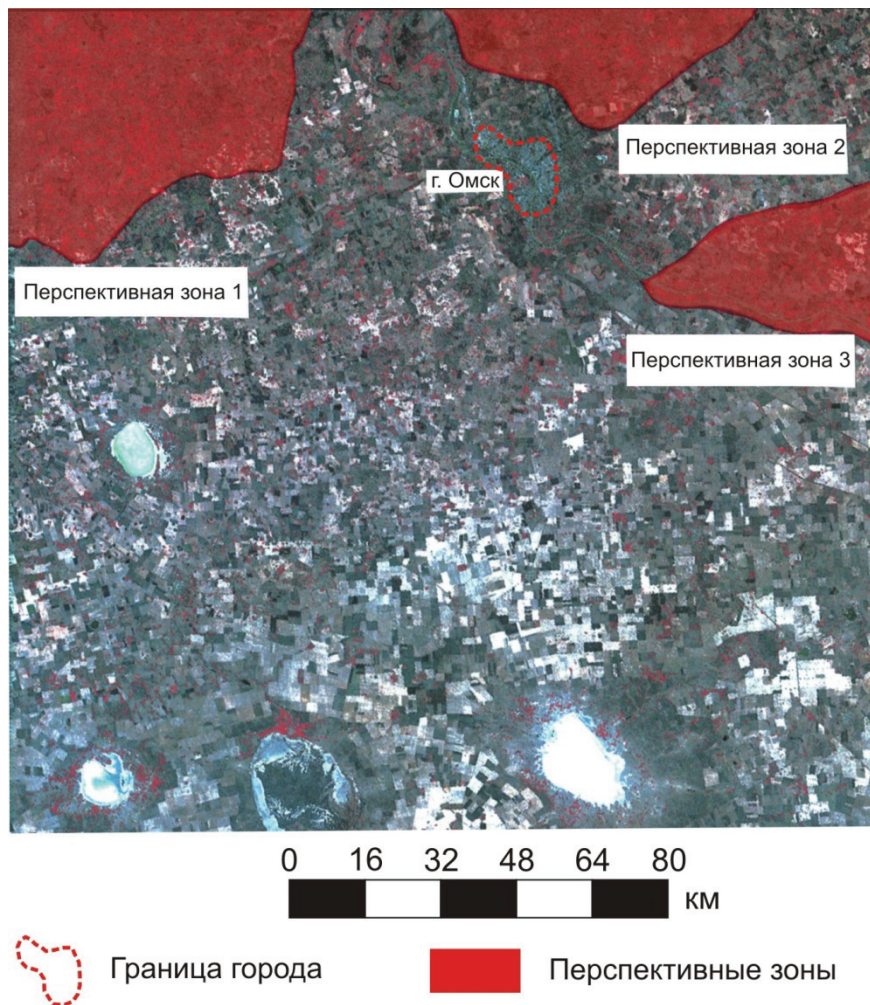


Рис. 2. Границы нефтегазоносных зон, выявленных инновационной технологией, на юге Омской области

участка, на основании данных этой технологии была заложена и пробурена поисковая скважина, в разрезе которой по геолого-геофизическим данным вскрыто 9 продуктивных горизонтов.

Признаки нефти и газа зафиксированы в палеозойских, юрских, неомских и сеноманских отложениях. При испытании этих продуктивных пластов были получены пульсирующие притоки газа и признаки нефти. Промышленные притоки газа и нефти не были получены по техническим причинам. Все эти данные позволили использовать эту технологию для выявления границ прогнозируемых месторождений в Омской области.

В северных районах Омской области, где в предыдущие годы бурением были открыты ряд нефтяных и одно газовое месторождение, с помо-

щью квантово-оптической фильтрации был обработан космоснимок, охватывающий северную часть региона, площадью около 50000 км² (рис. 1). В результате обработки этого космоснимка были выявлены с допустимой точностью границы ранее выявленных месторождений и 8 прогнозируемых месторождений.

В основном это небольшие по площади месторождения, но одно из них имеет площадь более 300 км². Удельные геологические запасы нефти этого месторождения могут составить порядка 26 млн т. Под удельными запасами в данном случае понимаются запасы, которые контролирует продуктивный пласт толщиной в один метр. Остальные подсчетные коэффициенты взяты как средневзвешенные, характерные для региона.

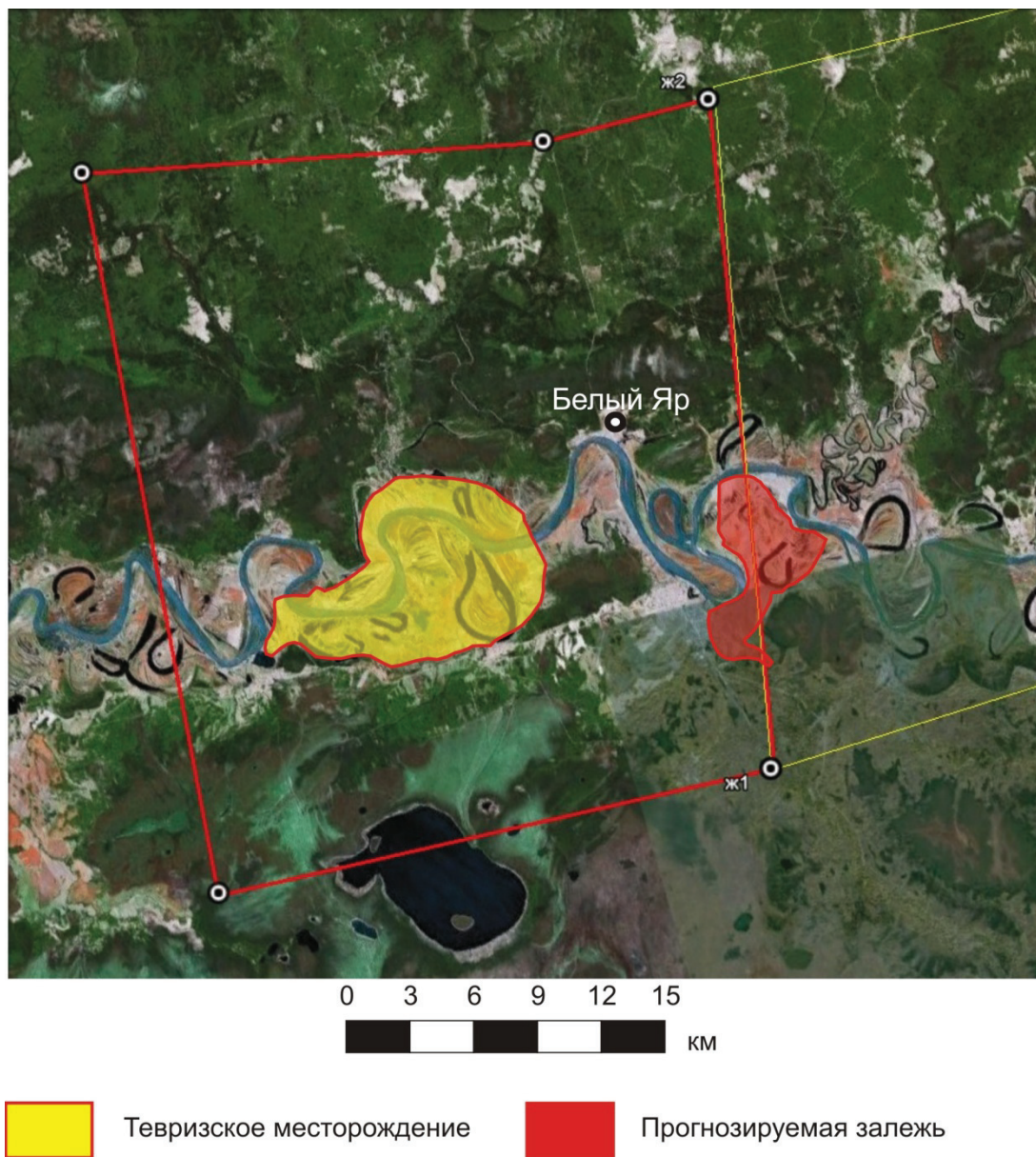


Рис. 3. Границы Тевризского месторождения и западнее вновь выявленная прогнозируемая залежь газа по данным квантово-оптической фильтрации космоснимка

В южных районах области, расположенных в непосредственной близости от города Омска, четко фиксируются три явно выраженных зоны, в пределах которых просматривается серия прогнозируемых месторождений.

Для выделения границ прогнозируемых месторождений требуется более детальная обработка крупномасштабных космоснимков (рис. 2).

Исходя из имеющегося опыта интерпретации космоснимков, есть основания надеяться, что в западной от Омска перспективной зоне будут выявлены крупные по площади, а следовательно, и по запасам месторождения нефти и газа.

Приведенные результаты выявления границ прогнозируемых месторождений после квантово-оптической обработки космоснимков дают основания утверждать, что недра Омской области в ближайшие годы должны быть включены в поисково-разведочный процесс на нефть и газ.

Данная технология может использоваться и для решения частных задач. В настоящее время, в связи с истощением газовой залежи Тевризского месторождения, перед руководством области остро

встал вопрос газоснабжения ряда населенных пунктов, в том числе и г. Тара.

Проведенные нами исследования в пределах Журавлёвского и Тевризского лицензионных участков позволили выявить резервы углеводородов (рис. 3).

В результате видно, что огромный объем геологоразведочных работ, на который были затрачены значительные денежные средства и время, не позволил к настоящему моменту обнаружить ряд месторождений, которые были выявлены в результате применения инновационной технологии. При этом следует учитывать, что на изучение вышеописанных территорий с помощью квантово-оптической фильтрации потребовалось всего несколько месяцев. Таким образом, можно сделать вывод о том, что данная технология позволяет сократить в разы как время, так и финансовые затраты, требуемые для открытия месторождения. Исходя из этого очевидно, что широкое внедрение данной технологии в геологоразведочный процесс позволит значительно увеличить темпы прироста запасов углеводородного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фортов В.Е., Фаворский О.Н. Состояние и основные проблемы энергетики России // Энергетика России. Проблемы и перспективы: Тр. научной сессии РАН. – М.: Наука, 2006. – 499 с.
2. Брехунцов А.М., Нестеров И.И. Нефть битуминозных глинистых, кремнисто-глинистых и карбонатно-кремнисто-глинистых породах // Горные ведомости. – 2011. – № 1. – С. 30–61.
3. Нефтедобыча: шаткое благополучие // Нефтегазовая вертикаль. – 2010. – № 5. – С. 28–39.
4. Гурари Ф.Г. Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция – открытие века. – Новосибирск, СНИИГиМС, 1996. – 144 с.
5. Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 174 с.
6. Поцелуев А.А., Архангельский В.В. Дистанционные методы исследования окружающей среды. – Томск: STT, 2001. – 184 с.
7. Ростовцев В.В., Лайнвебер В.В., Ростовцев В.Н. К большой нефти России // Геоматика. – 2011. – № 1. – С. 60–63.
8. Дурандин А.В. Структурно-тектонический анализ данных дистанционного зондирования Земли // Геоматика. – 2011. – № 1. – С. 48–52.

Поступила 03.05.2012 г.

УДК 543.38:543.51

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Н-АЛКАНОВ, СТЕРОИДОВ И ТРИТЕРПЕНОИДОВ В ТОРФЕ И РАСТЕНИЯХ БОЛОТА ТЁМНОЕ

М.А. Дучко¹, Е.В. Гулая¹, О.В. Серебренникова^{1,2}, Е.Б. Стрельникова¹, Ю.И. Прейс³

¹Институт химии нефти СО РАН, г. Томск
E-mail: egulaya@yandex.ru, maria.duchko@gmail.com

²Томский политехнический университет
E-mail: ovs49@yahoo.com

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск
E-mail: preisui@imces.ru

Проанализирован состав и распределение н-алканов, стероидов и тритерпеноидов в торфе болота Тёмное на глубине до 265 см и в наиболее распространенных болотных растениях. Выявлены особенности трансформирования состава органического вещества в режиме болота, а также растительные источники торфообразования.

Ключевые слова:

Торф, растительные источники торфообразования, хромато-масс-спектрометрия, н-алканы, стероиды, тритерпеноиды.

Key words:

Peat, peatforming plant sources, gas chromatography-mass spectrometry, n-alkanes, steroids, triterpenoids.

Введение

Торф является сложной системой, на его формирование влияет много различных факторов — температурный режим, растительные источники, влажность и т. д. Присутствующие в торфах алканы, стероиды и тритерпеноиды являются биомаркерами — соединениями, отражающими источник и условия накопления органического вещества. Их состав свидетельствует о вкладе в торф той или иной группы торфообразующих растений, условиях торфообразования и о процессах, протекавших при разложении торфа. Однако существует ряд трудностей при определении вкладов различных растений в торфообразование. Большинство соединений, присутствующих в торфе, происходят из нескольких растительных источников, с другой стороны, разные растения различаются по содержанию отдельных групп соединений.

Целью данной работы было определение особенностей состава и распределения н-алканов, стероидов и тритерпеноидов болотных растений и торфа по глубине разреза, а также выявление воз-

можных путей формирования и сохранения отдельных органических соединений в торфах.

В работе были проведены исследования проб торфа, отобранных вниз по разрезу от 20 до 265 см, а также болотных растений — шейхцерии, пушицы, осоки и сфагнома болота Тёмное (Томская область). Болото Тёмное расположено на II надпойменной террасе р. Томь, частично на I пойме. Исследуемый участок является облесенным моховым болотом — средним рямом (олиготрофным сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом со *Sphagnum fuscum*). Верхний слой торфяной залежи до глубины 3,2 м сложен верховыми торфами. До 2,6 м он образован преимущественно фускум торфом с многочисленными прослойками верховых пушицевых, древесно-пушицевых, магелланикум и ангустифолиум торфов.

Ботанический состав был определен микроскопическим методом, а степень разложения торфа — методом центрифугирования. Для торфяных отложений была построена стратиграфическая колонка, представленная на рис. 1.

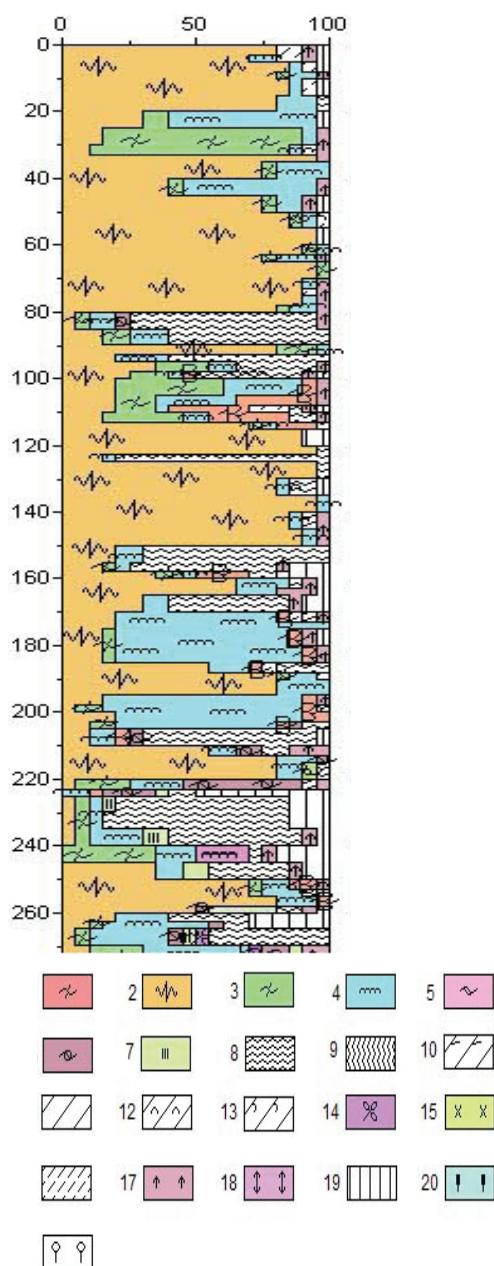


Рис. 1. Схема растительных остатков торфа: 1 – сфагнум тупой, 2 – сфагнум фускум, 3 – сфагнум узколистный, 4 – сфагнум магелланский, 5 – сфагнум большой, 6 – сфагнум обманчивый, 7 – шейхцерия болотная, 8 – пушица, 9 – тростник, 10 – осока носиковая, 11 – осока волосистоплодная, 12 – осока дернистая, 13 – осока топяная, 14 – вахта трехлистная, 15 – хвощ, 16 – коричневый мох, 17 – карликовый вереск, 18 – береза, 19 – древесина, 20 – камыш болотный, 21 – водяная лилия

Экспериментальная часть

Торф и растения предварительно обезвоживали до воздушно-сухого состояния и измельчали. Битумоиды были сконцентрированы путем экстрагирования 7 % раствором метанола в хлороформе. Состав н-алканов, стероидов и тритерпеноидов торфов и растений определяли с помощью хромато-

масс-спектрометрии (ХМС) с использованием магнитного хромато-масс-спектрометра DFS фирмы «Thermo Scientific». Содержание отдельных структур определяли по площади соответствующих максимумов на хроматограммах с использованием внутреннего стандарта и поправочных коэффициентов, определенных для каждого класса соединений.

Обсуждение результатов

Исследованные растения различаются содержанием н-алканов. Шейхцерия содержит алканы в самых высоких концентрациях по сравнению с другими растениями. Наряду с различным общим содержанием, исследованные растения отличаются по содержанию индивидуальных н-алканов. В сфагнуме преобладает н-алкан C₂₃, в шейхцерии – C₂₇, в осоке – C₂₉, в пушице – C₃₁.

Среди изопреноидных алканов в растениях доминирует гомолог C₁₆. Его содержание в шейхцерии и осоке невелико (0,0005 и 0,0007 мкг/г сухого вещества), резко возрастает в пушице (0,28 мкг/г), а максимальная концентрация зафиксирована в сфагновом мхе (0,48 мкг/г). Пристан и фитан с преобладанием последнего присутствуют в растениях в меньшей по сравнению с и-C₁₆ концентрацией.

Алканы в битумоидах торфов представлены преимущественно высокомолекулярными гомологами C₁₉–C₂₆, средняя длина углеродной цепи меняется от 25,4 до 26,7. Самые высокие концентрации н-алканов в торфе наблюдаются на глубине 30, 125 и 225 см (рис. 2).

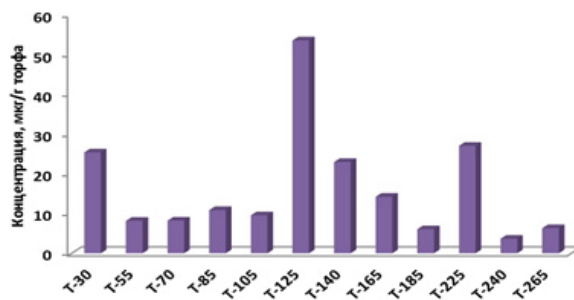


Рис. 2. Зависимость суммарных концентраций н-алканов по глубине залегания слоев торфа

По данным [1] н-алкан C₂₃ можно использовать в качестве биомаркера для определения вклада сфагнума в образование торфа. Высокомолекулярные н-алканы, а особенно C₃₃, могут показывать вклад других торфообразующих растений. На рис. 3 показано изменение концентраций низкомолекулярных (C₂₃ и C₂₅) и высокомолекулярных (C₃₁ и C₃₃) н-алканов вниз по разрезу, а также значения соотношения концентраций н-алканов C₂₃ и C₃₁.

Распределение и абсолютное содержание н-алканов меняется по всему разрезу. Концентрация низкомолекулярных н-алканов (C₂₃ и C₂₅) меняется от 0,42 до 20,03 мкг/г торфа, а высокомолекулярных (C₃₁ и C₃₃) – от 0,05 до 5,42 мкг/г торфа. Максимальные концентрации н-алканов C₂₃, C₂₅, C₃₁ и

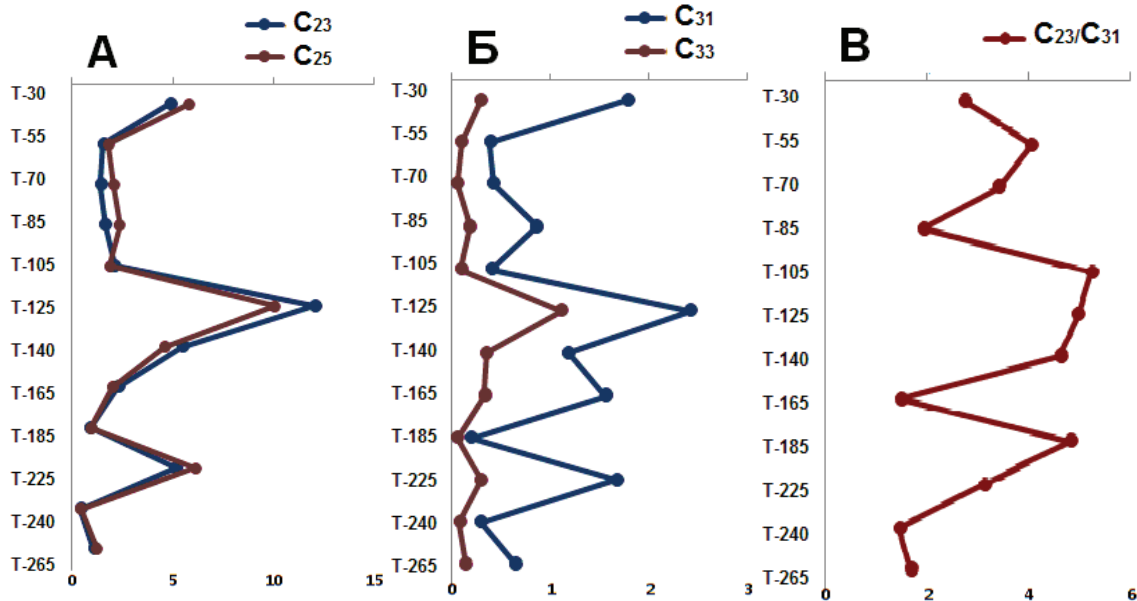


Рис. 3. Содержание *n*-алканов в торфе по глубине залегания: А – концентрация *n*-алканов C_{23} и C_{25} , Б – концентрация *n*-алканов C_{31} и C_{33} , В – соотношение концентраций *n*-алканов C_{23} и C_{31} (концентрации указаны в мкг/г сухого торфа)

C_{33} наблюдаются на глубине 125 см. Соотношение концентраций *n*-алканов C_{23} и C_{31} , характеризующее преобладание низкомолекулярных *n*-алканов [1], варьируется от 1,45 до 5,23. Самые высокие значения отношения концентраций *n*-алканов C_{23} к C_{31} наблюдаются на глубине 105 и 185 см; на этих же глубинах уменьшается средняя длина углеродной цепи. Такой сдвиг может быть обусловлен переходом от торфа, сложенного в основном остатками пушицы к сфагновому торфу.

Молекулярно-массовое распределение *n*-алканов по всей глубине разреза торфа имеет схожий характер. В торфе на глубине от 100 до 165 см доминирует *n*-алкан C_{23} , что согласуется с результатами ботанического исследования торфа, показывающими, что в этом интервале основным источником торфообразования был сфагнум. На остальных глубинах в смеси *n*-алканов преобладает гомолог C_{25} . В торфах, в ботаническом составе которых зафиксировано присутствие остатков пушицы, повышено содержание гомолога C_{31} . На рис. 4 приведены молекулярно-массовые распределения (ММР) *n*-алканов в болотных растениях и торфе.

Согласно результатам исследования ботанического состава, сфагнум – самое распространенное растение на территории болота, и по всему разрезу торфяной залежи наблюдается присутствие соответствующих ему растительных остатков. Растительные остатки пушицы присутствуют на глубине 85, 125, 165, 225 и 265 см, а шейхцерии – на глубине 240 см.

Во всех исследованных торфах отмечено заметное преобладание *n*-алканов с нечетным числом атомов углерода в молекуле над «четными», что подтверждает невысокую катагенетическую превращенность изученного органического вещества, поскольку по мере термического преобразования

от современных осадков к древним отложениям происходит уменьшение отношения нечетных гомологов к четным [2]. Указанная особенность особенно резко проявляется в высокомолекулярной части хроматограмм. Степень преобладания молекул с нечетным числом атомов углерода можно оценить с помощью индекса CPI (Carbon Preference Index) – коэффициента нечетности, который представляет собой весовое отношение нечетных гомологов к четным [3, 4].

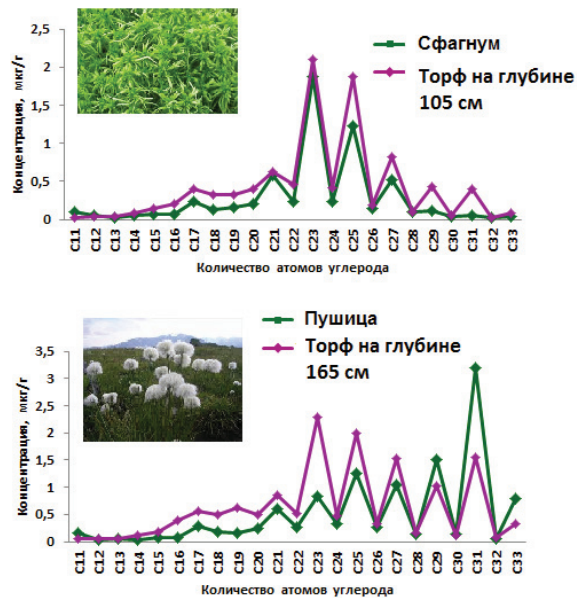


Рис. 4. Молекулярно-массовое распределение *n*-алканов в сфагнуме, пушице и торфах, отобранных на глубине 105 и 165 см

На состав алканов может влиять влажность климата – водные растения, по сравнению с произра-

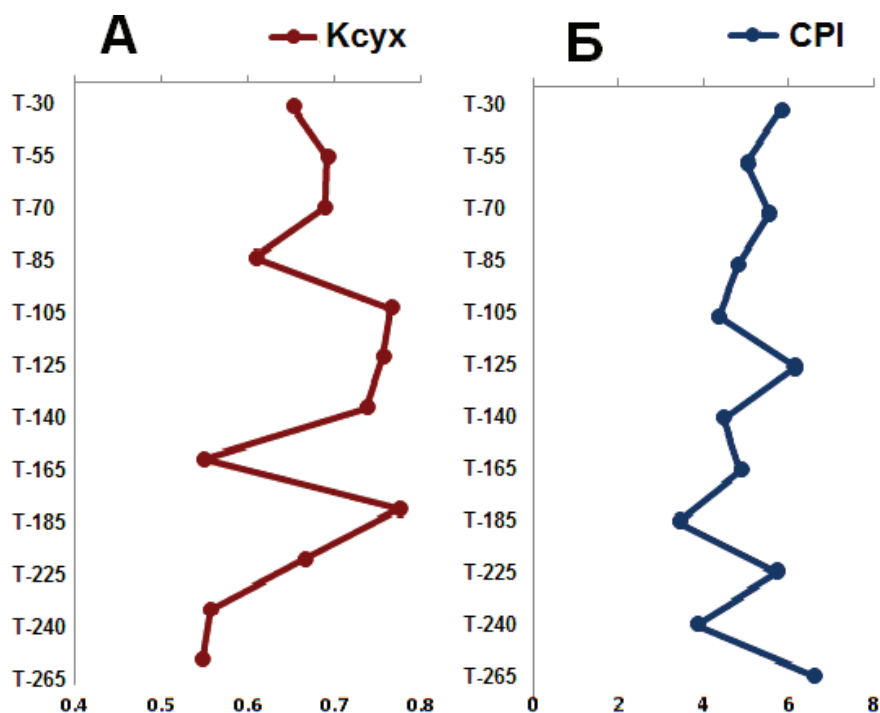


Рис. 5. Значения коэффициента сухости (А) и индекса CPI (Б) по глубине залегания торфа

стающими на суше, отличаются меньшим содержанием в составе *n*-алканов высокомолекулярных (C_{27} – C_{33}) соединений. Пушица, произрастающая на сухих участках территории, отличается доминированием в составе *n*-алканов гомолога C_{31} , а сфагновый мох, развивающийся во влажных условиях, – гомолога C_{23} . Условия торфообразования можно оценить, используя коэффициент сухости ($K_{сух}$) [3]. Индексы CPI и $K_{сух}$ были рассчитаны по формулам:

$$CPI = 2 \cdot (C_{21} + C_{23} + C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}) / ((C_{20} + C_{22} + C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30}) + (C_{22} + C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})),$$

$$K_{сух} = (C_{21} + C_{23}) / (C_{21} + C_{23} + C_{29} + C_{31}).$$

На рис. 5 показано изменение коэффициента сухости и индекса CPI по глубине разреза.

Значения CPI меняются от 3,42 до 6,58, а $K_{сух}$ – от 0,55 до 0,77. Резкое доминирование высокомолекулярных *n*-алканов с нечетным числом атомов углерода в молекулах и соответственно высокий коэффициент нечетности указывают на основной источник этих соединений – наземные растения. Низкие значения коэффициента сухости на глубине 85, 165 и 245 см указывают на условия повышенной влажности в этот период, которая затрудняет разложение органического вещества.

Стероиды в торфах, как и в болотных растениях, представлены эрго- (C_{28}) и стигмастанами (C_{29}) в различном соотношении. Суммарная концентрация стероидов в торфах меняется от 0,74 до 23,82 мкг/г сухого торфа.

Величина соотношения концентраций стероидов C_{29}/C_{28} варьируется от 2,2 до 20,4. По сравнению с растениями в торфах, при заметном увеличе-

нии в большинстве суммарного содержания стероидов, существенно снизилось разнообразие соединений, которыми они представлены. В торфах отсутствуют стероиды, содержащие в молекуле 2 кето-группы, большинство соединений с двумя двойными связями и циклопропа [4,5] стигмаст-22-ен-3-он, однако обнаружен отсутствующий в растениях ланост-8,24–3-ол-ацетат.

Тритерпеноиды в болотных растениях присутствуют в очень низких концентрациях, максимальное их содержание наблюдается в осоке. Они представлены ограниченным числом пентациклических соединений ряда олеана с различным положением двойной связи и метильных заместителей в молекулах. В осоке и сфагнуме преобладает урс-12-ен-3-он (в сфагнуме он является единственным представителем тритерпеноидов). В пушице в равной с ним концентрации присутствует Д-фридеоолеан-14-ен-3-он, а в шейхцерии концентрация фридеоолеанена существенно превышает содержание урсенона.

Производные олеан-12-ена – урсены и тараксерон (рис. 6) широко распространены в различных растениях, 14-ен производные олеана присутствуют в растениях, произрастающих в условиях жаркого климата. Поэтому соотношение этих соединений может отражать температурные условия, существовавшие в течение отдельных промежутков времени. Снижение относительного содержания олеан-14-еновых структур, характерных для теплолюбивых растений, вверх по разрезу указывает на похолодание климата в течение исследованного промежутка голоцена к современному с незначительным потеплением в середине периода.

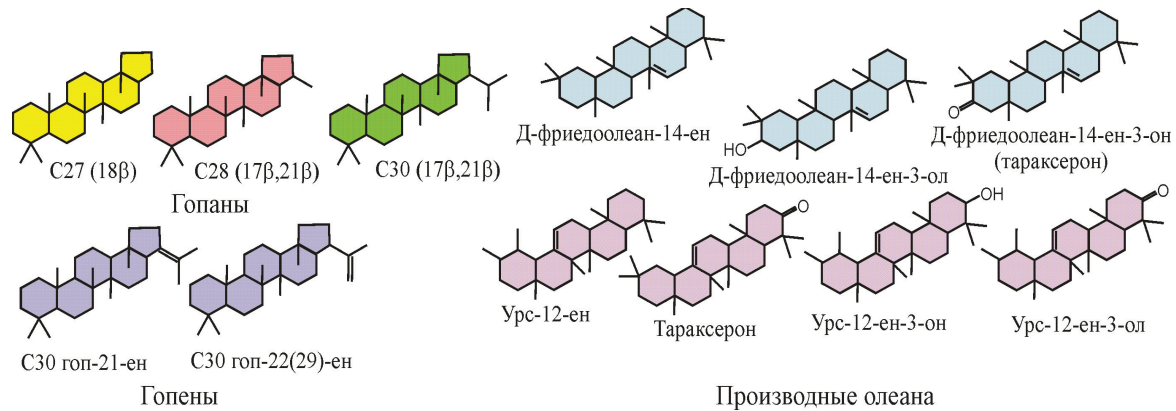


Рис. 6. Структурные формулы гопанов, гопенов и производных олеана, идентифицированных в торфах

Во всех торфах обнаружены отсутствующие в исследованных болотных растениях бисноргопан C_{28} , гопены состава C_{30} , и, кроме того, олеан-12-ен и Д-фриедеолеан-14-ен. Углеводороды ряда гопана являются биомаркерами бактерий. Их источником является пентациклический четырехатомный спирт бактериотетрол (C_{35}), входящий в состав липидов клеточных мембран аэробных бактерий. Содержание этих соединений характеризует благоприятность условий для размножения микроорганизмов, т. е. уровень болотных вод (влажность климата), определяющий наличие кислорода в придонном слое.

В то же время, несмотря на тенденцию увеличения относительного содержания среди терпеноидов структур гопанового типа с ростом степени разложения торфа, четкой прямой зависимости между этими параметрами не наблюдается. Это может быть обусловлено небольшими различиями в степени разложения проанализированных торфов. Для более четкого определения влияния степени разложения торфа на состав присутствующих в нем органических соединений необходимо исследование торфов с большей степенью разложения. Отсутствует также зависимость между степенью разложения и коэффициентом нечетности (СРІ) н-ал-

канов. По сравнению с растениями СРІ в торфах также отличаются незначительно. Так СРІ для пушицы составляет 5,1, в пушицевых торфах – в среднем 5,0, а в случае сфагновых торфов СРІ даже возрастает от 3,4 (для мха) до 4,4–5,8 в торфе.

Выводы

1. Проведенное исследование показало, что распределение и содержание н-алканов меняется по всему торфяному разрезу, причем торф наследует характер молекулярно-массового распределения исходных растений.
2. За счет присутствующей в торфах микрофлоры, в них по сравнению с болотными растениями увеличивается содержание и видовое разнообразие пентациклических терпеноидов. Кроме того, в торфах возрастает содержание стероидов, возможно, за счет высвобождения из молекулярных комплексов.
3. Для более глубокого изучения путей трансформирования присутствующих в растениях органических соединений в процессе торфообразования необходимо исследование торфов с большей степенью разложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-00870 и № 11-05-93112.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pancost R.D., Baas M., Van Geel B., Sinninghe Damste J.S. Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a sub-boreal ombrotrophic bog // *Organic geochemistry*. – 2002. – № 33. – P. 675–690.
2. Schellekens J., Buurman P. N-Alkane distribution as paleoclimatic proxies in ombrotrophic peat: the role of decomposition and dominant vegetation // *Geoderma*. – 2011. – V. 164. – Iss. 3–4. – P. 112–121.
3. Zhanga Z., Zhaob M., Eglintona G., Lud H., Huange C. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the

Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – V. 25. – Iss. 5–6. – P. 575–594.

4. Шевкопляс В.Н., Бутузова Л.Ф., Стефанова М., Маринов С., Янева Н.Д. Идентификация и распределение реликтовых соединений (биомаркеров) в смолах пиролиза углей // *Вопросы химии и химической технологии*. – 2009. – № 5. – С. 61–70.

Поступила 30.01.2013 г.

ПОДВИЖНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ ВОДА–ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, Е.А. Солдатова

Томский политехнический университет

E-mail: unpc_voda@mail.ru

Рассмотрен химический состав вод и донных отложений на территории Томь-Яйского междуречья. На основе анализа равновесия вод с горными породами выделены геохимические типы вод. Проанализированы особенности поведения химических элементов в водах и донных отложениях геохимических типов.

Ключевые слова:

Геохимические типы вод, донные отложения, химический состав, система вода–порода.

Key words:

Geochemical water types, sediments, chemical composition, water–rock system.

Введение

Исследование особенностей поведения химических элементов в природных водах предполагает обоснование источников поступления их в раствор, условий водной миграции и удаления из раствора с формирующейся вторичной фазой. При этом важным аспектом является установление миграционного поведения химических элементов не только относительно друг друга, но и для определенного этапа взаимодействия воды с горными породами. Эта проблема является весьма актуальной как для фундаментальной науки, так и для поисковой гидрогеохимии, а именно при обосновании комплексной методики поисков месторождений полезных ископаемых по потокам рассеяния. основополагающим принципом данной методики является исследование геохимической подвижности химических элементов в системе вода–донные отложения в условиях различного водообмена для обоснования масштабов накопления химических элементов в твердой и жидкой составляющих потоков рассеяния.

Целью работы является изучение гидрогеохимических условий и перераспределения химических элементов в системе вода–донные отложения на территории Томь-Яйского междуречья для совершенствования методики поисков рудных полезных ископаемых по потокам рассеяния.

Методика исследований

Полевые работы в районе Томь-Яйского междуречья проводились в период с 1992 по 2009 гг. сотрудниками Томского политехнического университета совместно с НПО «Геосфера». Опробование осуществлялось по речной сети в летний меженильный период. Пробы воды и донных отложений отбирались непосредственно в прибрежной части речных русел. При опробовании твердой составляющей потока рассеяния отбирались илистоглинистая или песчаная фракции аллювиальных отложений. Сопряженно отбирались пробы воды. На основе полученных результатов были созданы базы данных, включающие более 1000 точек опробования жидкой фазы (рис. 1, а) и твердой фазы (рис. 1, б).

Для определения макрокомпонентного состава и основных показателей геохимической среды природных вод был применен стандартный набор методов – титриметрия, потенциометрия, турбидиметрия, фотоколориметрия, пламенная фотометрия.

Для определения микрокомпонентов в водах использовались инструментальный нейтронно-активационный анализ, спектральный анализ, инверсионная вольтамперометрия. Для определения химического состава донных отложений применялся инструментальный нейтронно-активационный анализ (лаборатория ядерно-геохимических исследований ТПУ).

Для оценки уровней содержания химических элементов в водах производился расчет средних содержаний по методике, изложенной в [1]. Термодинамические расчеты, в основу которых положен «принцип минимизации энергии» и основы теории эволюционного развития системы вода–порода [2–4], производились в среде MS Excel.

Результаты и обсуждение

По анионному составу опробованные воды преимущественно гидрокарбонатные. Катионный состав вод Томь-Яйского междуречья более разнообразен, широким распространением пользуются кальциевые и магниевые-кальциевые воды [5, 6].

Главным образом воды пресные, околонейтральные и слабощелочные, преимущественно средней жесткости и жесткие, табл. 1. Воды Томь-Яйского междуречья характеризуются высокими концентрациями азотистых соединений – NO_3^- , NH_4^+ , достигающих в отдельных точках 565 и 230 мг/л соответственно.

В целом концентрации макрокомпонентов превышают значения кларка речных вод и средние содержания в водах зоны выщелачивания, табл. 1. Исключения составляют SO_4^{2-} и Si, фоновые концентрации которых ниже кларка речных вод и среднего содержания в водах зоны выщелачивания, и NO_2^- и F^- , концентрации которых также ниже среднего содержания в водах зоны выщелачивания.

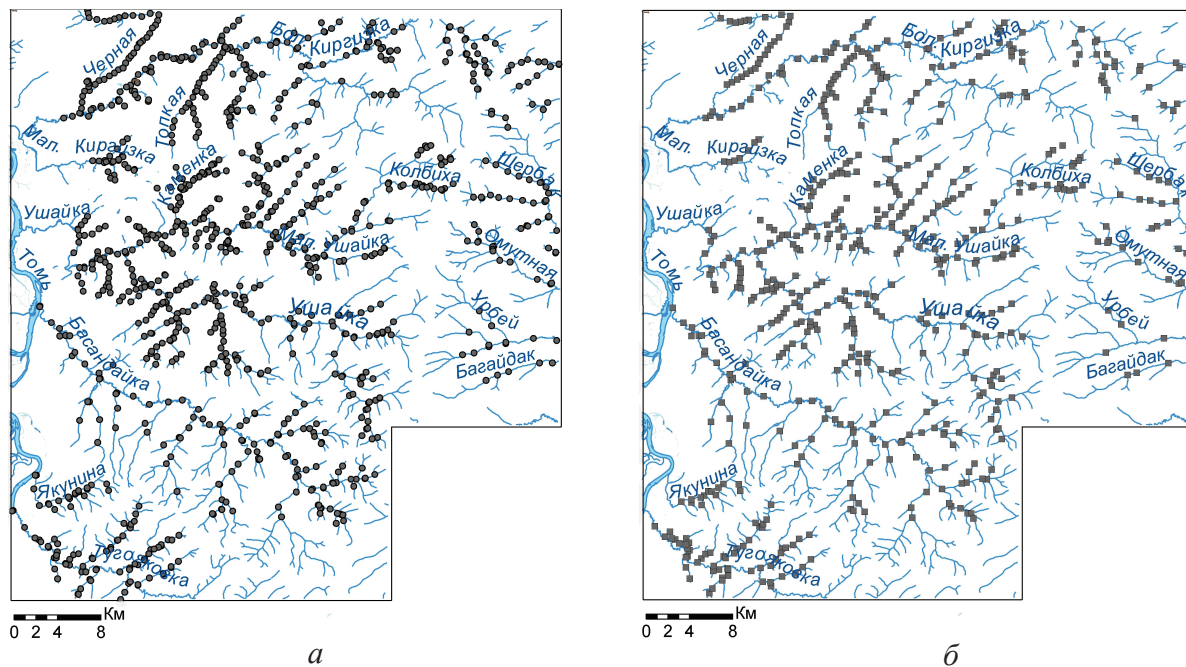


Рис. 1. Схемы опробования: а) вод; б) донных отложений

Особенностью состава природных вод Томь-Яйского междуречья являются повышенные содержания стронция, лития, ртути по сравнению с кларком речных вод и средней концентрацией в водах зоны выщелачивания. Район исследований также характеризуется высокими содержаниями $Fe_{общ}$, до 26 мг/л.

Таблица 1. Химический состав вод Томь-Яйского междуречья

Компонент	Единицы измерения	Содержание			
		Среднее	Максимальное	Среднее в водах зоны выщелачивания [2]	Кларк речных вод [7]
pH	ед. pH	7,59	8,26	6,75	–
HCO_3^-	мг/л	362	1098	146	52
SO_4^{2-}		6,7	90,0	12,4	8,2
Cl^-		15,7	1553,0	10,1	5,50
NO_2^-		0,17	3,00	0,10	0,03
NO_3^-		8,35	565,00	1,56	0,44
F^-		0,23	3,79	0,23	0,10
Ca^{2+}		90	210	27	12
Mg^{2+}		15	117	11,2	2,90
Na^+		17	840	13,8	5,0
K^+		4	175	1,8	2
NH_4^+		2,3	230,0	0,5	0,02
Si		4,9	12,0	6,8	6,0
Сумма		525	2753	239	100
Общая жесткость		мг-экв/л	5,73	19,6	–
$Fe_{общ}$	мкг/л	675	26000	424	40
Li	15,1	160,0	6,2	2,5	
Sr	337	1597	88	50	
Hg	0,23	24,00	0,04	0,07	

В рассматриваемых условиях обогащение вод химическими элементами происходит преимущественно за счет взаимодействия вод с горными породами. Интенсивность этого процесса определяется характером водообмена, а следовательно, и стадией взаимодействия в системе вода–порода [2–4]. Так, в работах [8, 9] на примере некоторых рек бассейна Оби показано пространственное и временное изменение степени насыщенности речных вод вторичными минералами, в свою очередь связанное с изменением интенсивности водообмена.

Рассматриваемые воды Томь-Яйского междуречья насыщены гидроокислами, глинистыми минералами и карбонатными минералами – кальцитом, доломитом, реже магнезитом и родохрозитом и неравновесны с эндогенными алюмосиликатами, рис. 2. Насыщение вод сульфатными минералами не наступает, исключение составляют лишь несколько точек опробования, воды в которых равновесные с баритом. Причина этому – повышенное содержание сульфат-иона в рассматриваемых точках.

В соответствии с классификацией С.Л. Шварцева по состоянию равновесия вод с вторичными минералами [2–4] в пределах рассматриваемого района выделяются следующие геохимические типы вод: кислые железисто-алюминиевые, алюминиево-кремнистые, кремнистые кальциево-магниевые и щелочные карбонатно-кальциевые воды. Наиболее распространенным в рассматриваемых условиях является последний геохимический тип вод, он встречается в 592 точках. То есть насыщение вод карбонатными минералами является преобладающим процессом формирования состава вод рассматриваемой территории. Наименьшее распро-

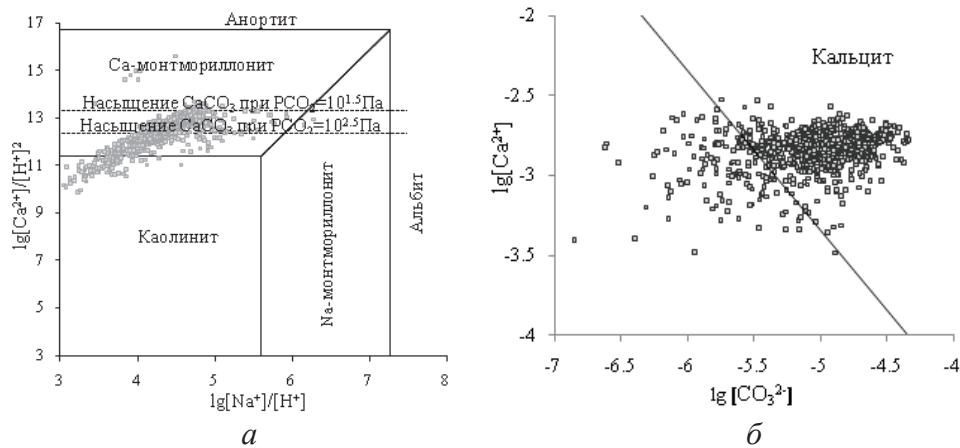


Рис. 2. Диаграммы равновесия вод с алюмосиликатными минералами (а) и кальцитом (б)

странение получил кислый железисто-алюминиевый тип вод, который отмечается всего в 13 точках.

Геохимические типы вод характеризуются единством процессов формирования химического состава и принимаются за однородные гидрогеохимические совокупности, в пределах которых могут быть оценены уровни накопления химических элементов в рассматриваемых водах на разных стадиях взаимодействия вод с горными породами. Характеристика геохимических типов приведена ниже, табл. 2.

Выделенные геохимические типы вод различаются по величине рН, содержанию макро- и микрокомпонентов, табл. 2, 3. Более подробное описание выделенных геохимических типов приведено в работах [6, 10, 11].

Анализ особенностей поведения микроэлементов в разных геохимических типах вод позволил выделить три группы элементов по идентичности поведения: Si, Ti, Cr, Mn, As, Rb, Sr, Mo, Sn, Ba, La, Ce, Eu, Yb, U, концентрации которых растут от железисто-алюминиевых вод к щелочным карбонатно-кальциевым водам; Al, Fe, Li, Sc, V, Co, Ni, Cu,

Zn, Br, Ag, Cd, Sb, Cs, Sm, Hf, Ta, Au, Hg, Pb, Th, средние содержания этих элементов уменьшаются в том же направлении; Tb, Lu – элементы, для которых характерны приблизительно равные концентрации во всех геохимических типах вод.

Среди факторов, влияющих на особенности поведения рассмотренных элементов в геохимических типах вод, стоит отметить изменение условий миграции (рН, Eh, минерализация и др.), масштабы поступления элементов в воду и их удаление в результате взаимодействия в системе вода–порода. Так, высокие содержания As, Mn, Ba, U, Ti в щелочных водах, в нехарактерной для них среде миграции, обусловлены, вероятно, значительными масштабами обогащения вод этими элементами. Для La, Eu, Yb отмечается незначительное повышение содержаний от кислых к щелочным условиям, что не характерно для редкоземельных элементов, это может быть связано с масштабами обогащения вод этими элементами. Тоже самое касается Ce, однако повышение его концентрации от кислых условий к щелочным является более значительным.

Таблица 2. Краткая характеристика геохимических типов вод Томь-Яйского междуречья, мг/л

Компонент, единица измерения	Геохимические типы вод								Кларк зоны выщелачивания по С.Л. Шварцеву [2]
	кислый железисто-алюминиевый тип		алюминиево-кремнистый тип		кремнистый кальциево-магниевый тип		щелочной карбонатно-кальциевый тип		
	Среднее	Среднекв. отклон.	Среднее	Среднекв. отклон.	Среднее	Среднекв. отклон.	Среднее	Среднекв. отклон.	
рН, ед. рН	7,48	0,335	7,34	0,464	7,36	0,206	7,79	0,008	6,75
Ca ²⁺	48,92	16,26	84,96	30,10	83,69	1,38	93,77	18,39	27,40
Mg ²⁺	9,57	4,24	13,40	6,36	13,12	2,11	12,72	1,83	11,20
K ⁺	2,63	2,66	2,41	2,26	1,35	1,78	1,40	1,67	1,84
Na ⁺	9,60	2,01	11,97	1,59	11,20	1,42	11,46	1,31	13,80
HCO ₃ ⁻	208	60,22	319,25	101,81	350,68	1,36	375,31	69,18	146,00
SO ₄ ²⁻	–	–	4,02	3,79	3,67	2,99	4,03	2,62	12,40
Cl ⁻	12,07	8,21	9,93	2,75	3,41	1,72	3,16	1,60	10,10
Al	–	–	0,211	0,152	0,086	4,46	0,099	4,02	0,19
Si	0,616	0,195	3,23	1,56	6,27	1,30	5,46	1,31	6,77
Fe _{общ}	0,846	0,520	0,811	2,20	0,658	2,40	0,475	1,96	0,424
Минерализация	300	93	462	1,4	502	125	521	1,3	239

Таблица 3. Распределение микрокомпонентов в водах Томь-Яйского междуречья

Химический элемент	Единицы измерения	Геохимические типы вод							
		кислый железисто-алюминиевый тип		алюминиево-кремнистый тип		кремнистый кальциево-магниевый тип		щелочной карбонатно-кальциевый тип	
		Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение
Al	мг/л	–	–	0,211	0,152	0,086	4,46	0,099	4,02
Si		0,616	0,195	3,23	1,56	6,27	1,30	5,46	1,31
Fe _{общ}		0,846	0,520	0,811	2,20	0,658	2,40	0,475	1,96
Li	мкг/л	15,62	4,86	16,14	1,65	12,63	1,55	13,64	1,42
Sc		0,176	0,108	0,171	2,46	0,118	2,77	0,087	1,65
Ti		0,604	2,92	4,42	2,73	7,88	2,68	8,25	2,62
V		0,527	2,66	2,69	2,65	1,50	1,97	1,42	2,06
Cr		2,53	0,611	3,04	2,96	4,96	1,90	5,44	1,99
Mn		4,62	2,42	12,29	2,36	19,09	2,53	16,19	2,29
Co		0,304	0,090	0,357	1,60	0,331	1,53	0,328	1,77
Ni		1,85	1,35	1,76	2,13	1,77	2,05	1,67	1,95
Cu		4,50	1,15	4,11	2,36	3,16	2,20	2,91	2,17
Zn		18,41	11,91	12,07	2,38	7,36	2,25	6,47	2,04
As		3,57	2,65	7,71	1,64	8,26	1,62	7,23	1,53
Br		62,83	13,59	50,31	1,91	29,82	2,02	35,43	1,95
Rb		2,34	1,93	2,27	2,16	3,25	2,03	3,35	1,88
Sr		–	–	367,5	2,17	379,6	2,14	405,7	1,91
Mo		–	–	0,152	1,95	0,1998	2,20	0,200	2,07
Ag		0,694	0,981	0,204	2,74	0,167	2,25	0,154	2,28
Cd		0,225	0,178	0,133	2,10	0,102	3,33	0,092	1,73
Sn		0,130	0,065	0,382	2,28	0,551	2,58	0,906	2,61
Sb		0,235	0,149	0,152	3,35	0,083	3,85	0,067	3,93
Cs		0,080	0,116	0,033	3,07	0,028	0,09	0,020	1,40
Ba		15,63	4,84	22,11	2,11	35,95	2,12	38,45	2,01
La		0,264	0,134	0,287	2,11	0,289	2,23	0,289	2,20
Ce		0,528	0,276	0,631	2,38	0,790	2,65	0,796	2,38
Sm		0,045	0,059	0,045	4,89	0,047	8,11	0,029	8,64
Eu		0,008	2,26	0,011	2,75	0,0099	3,51	0,014	2,95
Tb		0,007	0,005	0,011	2,64	0,007	3,21	–	–
Yb		–	–	0,013	1,47	0,020	1,60	0,020	1,53
Lu		–	–	0,003	4,60	0,003	4,99	0,003	4,92
Hf		0,142	2,20	0,101	2,61	0,075	3,79	0,058	3,70
Ta		0,010	0,013	0,0096	2,68	0,0052	2,13	–	–
Au		0,007	3,01	0,006	3,60	0,005	4,12	0,004	3,79
Hg		0,145	0,147	0,105	4,43	0,063	4,99	0,054	5,48
Pb	3,53	1,84	4,03	2,16	2,63	2,15	2,88	2,14	
Th	0,078	0,053	0,045	3,18	0,019	4,44	0,028	3,09	
U	0,653	0,665	0,489	3,29	0,519	3,59	0,655	2,67	
Количество элементов выборки		13		169		368		592	

С составом речных вод непосредственно связано формирование донных осадков. В этой связи массив данных по химическому составу донных отложений был разделен на совокупности согласно геохимическим типам вод. Это позволило рассматривать процессы формирования состава донных отложений в идентичных условиях. Для упрощения восприятия наименование выделенным совокупностям донных отложений было присвоено по наименованию геохимических типов вод, с которыми они сопряжены, табл. 4.

Анализ полученных данных, представленных в табл. 4, показал, что средние содержания большинства компонентов донных отложений в целом соответствуют кларку верхней части континентальной коры [12] во всех совокупностях. Присутствуют в донных отложениях и элементы, фоновые концентрации которых в пределах Томь-Яйского междуречья превышают кларковые, наиболее яркими представителями этой группы являются As, Sb, Eu, Lu, Hf, Au. Также отмечаются превышения относительно кларка глинистых пород по As, Sr, Eu, Au [12].

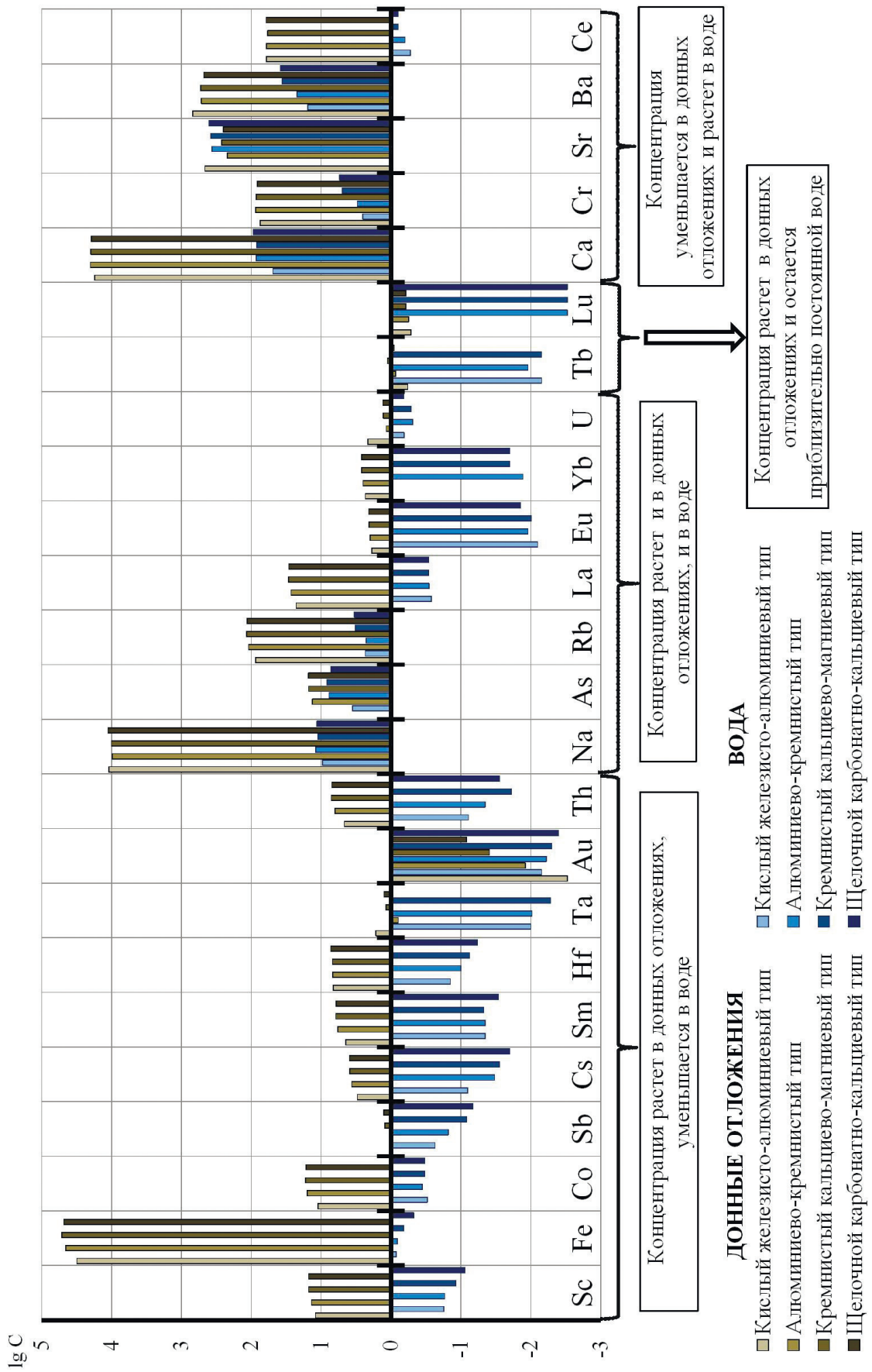


Рис. 3. Перераспределение химических элементов между водой и донными отложениями (концентрация в воде в мг/л, концентрация в донных отложениях в мг/кг)

Таблица 4. Фоновые концентрации химических элементов в донных отложениях Томь-Яйского междуречья

Химический элемент	Средние концентрации в пределах совокупностей, г/т					Кларк верхней части континентальной коры, г/т [12]
	кислые железисто-алюминиевые	алюминиево-кремнистые	кремнистые кальциево-магниевого	щелочные карбонатно-кальциевые		
Na	10983	9810	10077	11286	20100 (7860)	
Ca	17375	20088	19801	19511	27100 (29400)	
Sc	12,09	13,81	15,14	15,10	16 (18)	
Cr	74,47	86,93	85,62	82,20	99 (110)	
Fe	31500	45341	51383	48381	43700 (46600)	
Co	11,13	15,92	16,71	16,36	23 (20)	
As	Н.д.	13,37	15,11	15,22	1,7 (6,6)	
Rb	86,67	109,68	117,05	114,34	110 (150)	
Sr	461,67	221,90	266,70	252,39	290 (220)	
Sb	0,948	1,05	1,23	1,27	0,2 (2,00)	
Cs	3,03	3,65	3,92	3,95	4 (15,0)	
Ba	690,83	519,16	532,67	480,01	580 (640)	
La	22,77	27,01	29,25	29,12	34 (33)	
Ce	60,86	60,52	58,31	61,39	69 (66)	
Sm	4,47	5,82	6,17	6,12	6,3 (6,6)	
Eu	1,88	1,99	2,07	2,09	1,25 (1,41)	
Tb	0,576	0,857	1,13	0,903	0,97 (1,00)	
Yb	2,33	2,52	2,63	2,63	3 (2,7)	
Lu	0,518	0,562	0,614	0,617	0,44 (0,5)	
Hf	6,75	6,82	6,89	7,30	4 (6,5)	
Ta	1,65	0,790	1,18	1,26	2,5 (3,00)	
Au	0,003	0,012	0,039	0,083	0,004 (0,001)	
Th	4,67	6,35	7,14	7,02	12 (11,8)	
U	2,15	1,17	1,29	1,31	3 (2,7)	
Кол-во элементов выборки	12	324	1078	1755		

Примечание: «Н.д.» – нет данных, в скобках – кларк глинистых отложений.

Для большинства химических элементов наблюдается возрастание их концентрации в донных отложениях от совокупности кислых железисто-алюминиевых к совокупности щелочных карбонатно-кальциевых отложений. Это обусловлено увеличением времени взаимодействия в системе вода–порода, а также повышением разнообразия продуктов выветривания, появлением в составе продуктов выветривания глинистых минералов, склонных сорбировать химические элементы. Обратная зависимость наблюдается для Ca, Cr, Rb, Ba, Ce, Sr.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

Анализ рис. 3 позволяет проследить тенденцию поведения химических элементов в системе вода–донные отложения на разных стадиях взаимодействия вод с горными породами.

По особенностям поведения химических элементов в водах и донных отложениях разных геохимических типов было выделено несколько групп элементов.

Первая группа включает элементы, содержание которых в донных отложениях растет по мере увеличения времени взаимодействия в системе вода–порода, а в воде уменьшается, к ним относятся Sc, Fe, Co, Sb, Cs, Sm, Hf, Ta, Au, Th.

Вторая группа элементов, среди которых Na, As, Rb, La, Eu, Yb, U, характеризуется увеличением концентраций как в воде, так и в донных отложениях.

К третьей группе принадлежат элементы, концентрации которых в донных отложениях растут, а в воде остаются приблизительно постоянными от совокупности к совокупности: Tb, Lu.

К четвертой группе относятся химические элементы, фоновые содержания которых в донных отложениях уменьшаются и растут в жидкой фазе: Ca, Cr, Ba, Ce, Sr [8].

Заключение

Полученные в ходе исследования результаты являются основополагающими при разработке современной комплексной методики поисков месторождений полезных ископаемых по потокам рассеяния. Важным аспектом этой работы является изучение процессов перераспределения химических элементов в системе вода–донные отложения. Установленные закономерности распределения элементов в водах и донных отложениях разных геохимических типов позволяют выделить перечень элементов, склонных к накоплению в твердой и жидкой составляющих потоков рассеяния. Это позволит обосновать геохимическую подвижность элементов на разных стадиях взаимодействия вод с горными породами. Особое значение эти исследования приобретают при прогнозе масштабов оруденения по гидрогеохимическим данным, когда встает необходимость учитывать масштабы перераспределения элементов в системе вода–порода.

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, соглашение № 14.В.37.21.1544 «Исследование процессов перераспределения химических элементов во вторичных потоках рассеяния в связи с совершенствованием методики поисков месторождений полезных ископаемых».

3. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: в 5 т. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.
4. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: в 5 т.

- Т. 2: Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза / отв. ред. тома Б.Н. Рыженко. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 389 с.
5. Колубаева Ю.В., Шварцев С.Л., Копылова Ю.Г. Геохимия вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2010. – № 2. – С. 50–58.
 6. Солдатова Е.А. Химический состав вод Томь-Яйского междуречья // Ломоносов: Матер. Междунар. молодежного научного форума. – Москва, 11–15 апреля 2011. URL: http://lomonosov-tsu.ru/archive/Lomonosov_2011/1195/28474_0873.pdf (дата обращения: 06.05.2013).
 7. Краткий справочник по геохимии / под ред. Г.В. Войткевича и др. – М.: Недра, 1977. – 184 с.
 8. Савичев О.Г., Колоколова О.В., Жуковская Е.А. Состав и равновесие донных отложений р. Томи с речными водами // Геоэкология. – 2003. – № 1. – С. 36–47.
 9. Савичев О.Г. Влияние взаимодействий в системе вода–порода на формирование состава речных вод бассейна Оби // География и природные ресурсы. – 2009. – № 2. – С. 74–80.
 10. Солдатова Е.А. Определение фоновых концентраций микрокомпонентов в водах Томь-Яйского междуречья // Современные проблемы геохимии: Матер. конф. молодых ученых. – Иркутск: Изд-во института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – С. 126–130.
 11. Солдатова Е.А., Гусева Н.В. Исследование процессов перераспределения химических элементов в системе вода–донные отложения Томь-Яйского междуречья // Подземные воды Востока России: Матер. XX Всеросс. совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск: ООО «Географ», 2012. – С. 246–249.
 12. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / под ред. А.П. Соловова. – М.: Недра, 1990. – 335 с.

Поступила 07.05.2013 г.

УДК 553.98;550.4

ГЕНЕЗИС ДОЮРСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ РОГОЖНИКОВСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АЛКАНОВ)

Ю.В. Коржов, В.И. Исаев*, М.Я. Кузина, Г.А. Лобова*

Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск

*Томский политехнический университет

E-mail: isaevi@tpu.ru

Исследованы содержание и состав алканов, литологические особенности пород юрских и доюрских комплексов Северо-Рогожниковского и Рогожниковского месторождений. Выявлены две зоны, в пределах которых перераспределяются подвижные алканы C_9 – C_{21} , одна из которых составлена верхнеюрскими отложениями, вторая – породами средне-нижнеюрскими и триасовой коры выветривания. Направленность межпластовой миграции углеводородов свидетельствует о юрском генезисе нефтей в коллекторах коры выветривания.

Ключевые слова:

Алканы, миграция, доюрский комплекс, литология, генезис нефти, Северо-Рогожниковское и Рогожниковское месторождения.

Key words:

Alkanes, migration, pre-Jurassic complex, lithology, genesis of oil, North Rogozhnikovskoye and Rogozhnikovskoye fields.

Введение

В центральной части Западной Сибири, наряду с традиционно нефтегазоносными неокомскими, апт-альб-сеноманскими, средне-нижнеюрскими комплексами, оправдано изучение продуктивности доюрских отложений. Практически на всех крупных сводовых структурах (Сургутский, Красноленинский, Нижнеартовский, Александровский) фиксируются промышленные притоки нефти из доюрских отложений, массивные залежи в приконтактных зонах фундамента и чехла [1]. Дебиты из коллекторов, прилегающих к фундаменту, в среднем, не велики. Пленки и непромышленные притоки до 0,5 м³/сут. встречаются достаточно широко (Самбургское, Яхлинское месторождения), реже – промышленные низкие и средние дебиты 10...50 м³/сут. (Чистинное, Талинское, Каменное, Рогожниковское месторождения). В отдельных скважинах получены фонтанирующие притоки из

верхних горизонтов фундамента до 400...600 м³/сут. (Ханты-Мансийское месторождение).

По общему мнению специалистов стратегия поисков залежей углеводородов (УВ) в доюрском основании должна строиться на критерии «зон разуплотнения» и концепции «главного источника».

Относительно первого критерия различий практически нет. Это «зоны массивной трещиноватости» триасовых отложений, «тектонически ослабленные зоны» отложений палеозоя, «зоны дезинтеграции», «зоны активных тектонических и гидротермальных процессов», формирующие вторичные коллекторы [2].

Относительно «главного источника» высказываются и обосновываются два варианта концепции. Первая концепция – флюиды, содержащие УВ, поднимаются по разломам, уходящими «корнями» в мантию, и формируют залежи не только в триасе, но и в юрских, меловых отложениях [3].

Вторая концепция – основным источником УВ для залежей зон дезинтеграции является рассеянное органическое вещество потенциально материнских отложений юрских горизонтов, погруженных в главную зону нефтеобразования [4].

Интересным районом для выяснения происхождения УВ в структурах доюрского основания является Рогожниковская группа месторождений Краснотенского свода с пермо-триасовым комплексом пород в основании. Здесь пробурено около 100 скважин, вскрывших более 10 км доюрских пород, и почти 30 % из них являются коллекторами. Источником нефти в этом комплексе может быть как нижнеюрская нефтематеринская тогурская пачка, так и позднепалеозойские осадочные отложения [5].

Целью данной работы является экспериментальное выяснение возможности межслойной миграции нефтяных УВ в приконтактных зонах фундамента и чехла, уточнение генетической концепции прогнозирования залежей в доюрском фундаменте.

Исследовано послойное распределение наиболее миграционно способных насыщенных УВ в породах продуктивных юрских и доюрских отложений Северо-Рогожниковской скважины 765 (СР765) и для сравнения – доюрских отложений непродуктивной (без нефтепроявления) скважины 718 Рогожниковского месторождения (Р718). Для выяснения литологических условий межпластовой миграции УВ и возможности глубинной «подпитки» залежей выполнено детализированное литолого-петрографическое описание керна материала.

Ранее [6] нами экспериментально установлена возможность и вероятный механизм вертикальной миграции тяжелых нефтяных УВ, в качестве индикаторов миграции была изучена вертикальная зональность концентраций ароматических УВ.

Нефтегеологическая характеристика объекта исследований

Рогожниковская группа месторождений, согласно тектоническому районированию [7], расположена на Рогожниковском вале и Северо-Рогожниковском куполовидном поднятии (рис. 1).

В литологическом отношении образования фундамента (PR+PZ) представлены метаморфическими породами – гнейсами, кристаллическими сланцами. Породы промежуточного комплекса (Т) относятся к осадочно-вулканогенной туринской серии триаса, включая терригенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и вулканические (базальты, риолиты) породы. Отложения осадочного чехла представлены юрской, меловой, палеогеновой и четвертичной системами.

Нефтеносность месторождений связана с продуктивными комплексами мезозойского возраста: доюрским (отложения триаса); средне- и верх-

неюрским (тюменская свита tm – пласты ЮК₂₋₆, абалакская ab – ЮК₁, тутлеймская tl – ЮК₀); апт-сеноманским (викуловская свита vk – пласт ВК₁).

На Рогожниковском месторождении в отложениях триаса открыто две залежи нефти. Коллекторы представлены красноцветными и темно-серыми терригенными разностями, эффузивными породами типа базальтов, а также эффузивами кислого и среднекислого состава и их туфами.

На Северо-Рогожниковском месторождении промышленный приток нефти из доюрских отложений в интервале глубин 2759...2794 м получен в скважине СР765 и составил до 10,7 м³/сут. Коллекторами являются как осадочные (мелкозернистые песчаники и алевролиты), так и вулканические породы. Тип пород-коллекторов – трещинно-поровый и порово-трещинный. От кровли доюрских образований нефтегазонасность триасового комплекса выявлена на глубину 100 м.

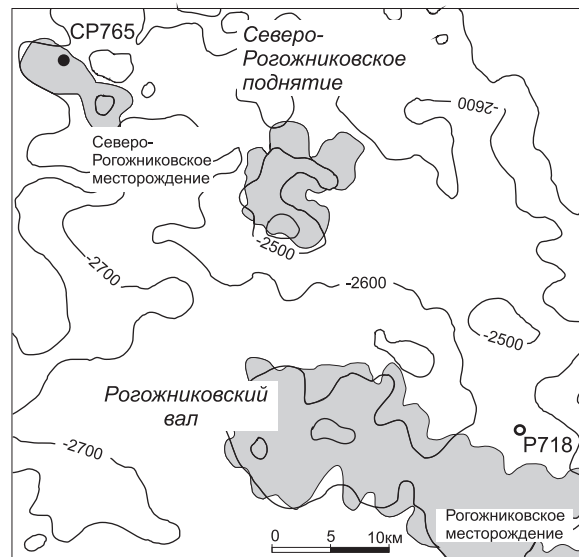


Рис. 1. Положение залежей в отложениях триаса Северо-Рогожниковского и Рогожниковского месторождений, исследуемых скважин на схематической структурной карте кровли доюрских отложений

Нижне-среднеюрский комплекс не содержит выдержанных флюидопоров, и совместно с коллекторами триасовых отложений они образуют единую в гидродинамическом отношении зону нефтенакопления. Основной покрывкой для всего комплекса служат глины низов абалакской свиты толщиной 20...30 м. Нефтенасыщенные пласты тюменской свиты ЮК₂₋₆ по результатам бурения и испытания скважины СР765 дали промышленные притоки 5,8...51 м³/сут.

Верхнеюрский комплекс охватывает разрез абалакской и тутлеймской свит (стратиграфический аналог баженовской свиты). В скважине СР765 установлена промышленная нефтеносность пласта ЮК₁ абалакской свиты с дебитом по нефти 8,3 м³/сут.

Методика исследований

Для исследований были отобраны образцы кернового материала скважин СР765 (15 образцов средне- и верхнеюрского комплексов и доюрского осадочно-вулканогенного образования) и Р718 (2 образца доюрских отложений).

Минеральный состав пород исследовался методом оптической микроскопии с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М. После литологической характеристики пробы керна измельчали в лабораторной щековой дробилке до зернения менее 2 мм, перемешивали и направляли на геохимические исследования.

Выделение слабополярных УВ проводилось двукратной экстракцией смесью н-гексан:хлороформ (80:20 об. %) [6]. Используемая схема позволяет выделить из образцов породы количественно углеводороды рядов н-алканов C_9 – C_{40} , алкилбензолов C_9 – C_{33} , нафталинов C_{10} – C_{13} , фенантронов C_{14} – C_{16} . УВ с большим числом ароматических циклов могут экстрагироваться по данной схеме не полностью.

Анализ экстрактов выполнялся на хромато-масс-спектрометре PerkinElmer Clarus 500MS. Аналитическая колонка 30 м × 0,25 мм × 0,25 мкм Elite-5MS. Программирование температуры термостата 40° (5 мин.) – 5°/мин. – 310° (20 мин.), температура инжектора 220 °С, трансферлайна – 300 °С, источника электронов – 190 °С, энергия электронов 70 эВ.

Идентификация веществ проводилась по относительным временам удерживания и характеристическим ионам, расчет концентрации компонентов – по внутреннему градуировочному стандарту аценафтену-d10.

Результаты исследований

В таблице приведены данные по содержанию в образцах пород экстрагированных органических веществ (ОВ), их компонентному составу, а на рис. 2 – литолого-стратиграфический разрез юрских и доюрских комплексов скважины СР765. Здесь же представлены данные по содержанию в образцах пород суммы насыщенных УВ, молекулярно-массовые распределения (ММР) парафинов, значения параметров миграции алканов.

Результаты, приведенные в таблице, показывают, что основная масса подвижных ОВ в рассматриваемом разрезе пород продуктивной скважины СР765 сконцентрирована как в юрской зоне нефтенакпления, так и верхней части триасового комплекса пород (образец (81) СР765–3ф). Количества слабополярных экстрагируемых веществ варьируют от 55...94 мг/кг в песчаниках, до величин 2747 и 5354 мг/кг в алевролитах и в аргиллитах, соответственно. В вулканогенных карбонатизированных разностях триасового возраста содержания ОВ доходят до 3015 мг/кг, но с ростом глубины выше 2900 м концентрации резко падают на 2–3 порядка. За «условно фоновые» концентрации ОВ в триасовых отложениях могут быть приняты значения

55...57 мг/кг, установленные в образцах непродуктивной скважины Р718.

Количество идентифицированных веществ в образцах пород в среднем на порядок меньше суммарно экстрагируемых, но их состав несет ценную информацию об обстановке накопления ОВ, перераспределении состава в процессе миграции. Так, изменчивость параметра обстановки осадконакопления П/Ф указывает на определенную изолированность верхнеюрских от средне-нижнеюрских отложений и триасового комплекса. В абалакско-тутлеймском комплексе значения этого показателя варьируются в пределах 0,8...1,7, резко меняясь при переходе к средне-нижнеюрским отложениям, достигая в глинизированных слоях 3,8...5,6, а затем опять уменьшаясь в триасовых породах до значений 1,0...0,6. Такие вариации указывают на смену обстановок осадконакопления в различные временные интервалы, а также позволяют оценить относительную интенсивность межпластового массообмена внутри и между комплексами. В нижнеюрских слоях выделяется образец алевролита «(77) СР765–1ал», проявляющий способность к нефтеотдаче. От него вверх в слою песчаника перемещается вещество с высоким показателем П/Ф. От этого же образца вниз на протяжении 130 м триасового разреза наблюдается уменьшение П/Ф, стремясь к значениям, характерным для условно фоновых образцов скважины Р718 – на уровне 0,5...0,4. Похожая тенденция заметна при рассмотрении изменчивости показателя K_p , но не столь очевидная (таблица).

Нисходящее перемещение ОВ из нижнеюрского в триасовый комплекс должно быть затруднено из-за высокой плотности триасовых вулканитов. Но петрографические данные (рис. 2) указывают на вероятность гидротермальной проработки кровли триасового комплекса и, за счет этого, на облегчение массопереноса УВ. Например, образец «(65) СР765–2ф» – первоначально кислого состава плотная порода, практически целиком выполнена вторичными карбонатом, хлоритом, глиной и окислами железа. О возможности разуплотнения пород в верхних частях вулканических массивов и изменении первичной структуры и текстуры свидетельствует и малый процент извлечения керна в этом интервале. Поэтому мог происходить межпластовой перенос органического вещества из низов тюменской свиты (с высоким значением П/Ф) в нижележащие более плотные вулканиты, со значительным его накоплением в приконтактной зоне – образец «(81) СР765–3ф».

Молекулярно-массовый состав н-алканов дополняет представленную картину межпластовой миграции ОВ (рис. 2). Алевролит тюменских отложений «СР765–1ал» характеризуется широким (нефтяным) распределением н-алканов C_9 – C_{34-36} , с максимумом на C_{24-29} . Для этого образца характерна почти полная потеря легких гомологов C_{9-21} . В соседних с ним вышележащих образцах песчаника фиксируются только легкие гомологи C_{9-21} .

Таблица. Характеристика органического вещества исследованного керна глубоких скважин

Шифр образца породы	Интервал отбора, м	Свита, пласт (стратон)	Сумма экстрагированных веществ, мг/кг	Содержание в породе, мг/кг (хромато-масс-спектрометрия)			Параметр состава алканов**	
				н-алканов C ₉ -C ₄₀	изопрен-алканов C ₁₅ -C ₂₀	ΣAr*	K _i	П/Ф
Площадь Северо-Рогожниковская, скв. 765								
(83)CP765 6ар	2480,3	tl (J ₃)	204,29	32,730	1,505	1,340	0,13	1,71
(67)CP765 6п	2480,1	tl (J ₃)	80,29	9,873	1,490	0,538	0,29	1,63
(82)CP765 5ар	2502,0	ab (J ₃)	5353,50	187,566	32,507	41,176	0,58	0,83
(78)CP765 4ал	2506,1	ab (J ₃)	2746,47	84,255	23,177	10,535	0,86	0,96
(79)CP765 3ар	2507,0	ab (J ₃)	644,54	129,283	4,380	4,566	0,11	1,48
(74)CP765 ал+п	2563...2565	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	116,45	8,955	0,981	3,528	0,61	3,85
(71)CP765 1п	2585,0	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	55,17	2,657	0,325	0,637	0,47	1,64
(75)CP765 0ал	2600,0	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	128,62	16,998	1,013	3,593	0,27	3,62
(70)CP765 0п	2605,0	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	88,83	2,908	0,583	0,791	0,75	2,20
(64)CP765-1п	2610,3	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	93,85	5,958	2,112	0,735	0,72	4,46
(77)CP765-1ал	2616,5	tm, ЮК ₃₋₄ (J ₂)	1741,30	254,530	12,183	9,374	0,64	5,63
(65)CP765-2ф	2769,0	(Т)	78,46	4,614	0,649	0,162	0,49	1,04
(81)CP765-3ф	2892,1	(Т)	3014,90	120,831	16,626	49,762	0,48	1,00
(68)CP765-3ф	2900,8	(Т)	177,09	0,800	0,134	0,031	0,54	0,78
(69)CP765-4ф	2903,0	(Т)	16,14	0,145	0,033	0,002	0,57	0,58
Площадь Рогожниковская, скв. 718								
(100)P718-4ф	2695,5	(Т)	57,11	0,325	0,030	0,005	0,36	0,50
(86)P718-5ф	2707,0	(Т)	54,72	0,742	0,079	0,020	0,70	0,41

* Сумма идентифицированных ароматических УВ, включая н-алкилбензолы C₈-C₃₄, нафталины C₁₀-C₁₂, фенантроны C₁₄-C₁₅ [6].
 ** Геохимические параметры состава алканов [8]: П/Ф=пристан/фитан – параметр обстановки осадконакопления; K_i=(iC₁₉+iC₂₀)/(nC₁₇+nC₁₈) – показатель источника органического вещества и обстановки осадконакопления.

В нижележащих порфиридах коры выветривания также концентрируются легкие углеводороды. Эти легкие мигрирующие УВ, узнаваемые по максимуму на C₁₆₋₁₇, можно проследить вверх по юрскому разрезу на расстояние около 100 м, до абалакских глин. Выше абалакского флюидоупора в верхнеюрской зоне нефтепроявления начинает доминировать ОВ тутлеймской свиты. Для н-алканов тутлеймских аргиллитов характерно типично нефтяное распределение C₉-C₃₄₋₃₆ с размытым максимумом на C₁₃-C₂₃.

В пределах юрской зоны нефтепроявления повсеместно отмечаются признаки межпластовых перетоков легких C₉₋₂₀ н-алканов. ОВ практически всех слоев аргиллитов и алевролитов имеет значения параметров миграции ΣизоАлк/ΣнАлк и ΣнАлканы (C₉-C₁₉)/ΣнАлканы (C₂₀-C₃₆) в 2...20 раз более низкие по сравнению с соседними слоями и прослоями песчаников (рис. 2). Очевидно, что УВ мигрируют из потенциально нефтепроизводящих, богатых органическим веществом глинистых пород в соседние проницаемые слои с опережающей фильтрацией и диффузией легких н- и разветвленных алканов. Говорить о преваливании восходящего или нисходящего потока веществ не приходится. Но можно отследить перемещение н-алканов однотипного ММР в пределах зоны нижне-среднеюрских и триасовых пород от алевролита тюменских отложений «CP765-1ал» в обоих направлениях на расстояние до 30...50 м, а в пределах зоны верхнеюрских отложений – между аргиллитами абалакской и тутлеймской свит (рис. 2).

В плотных вулканитах ниже коры выветривания (глубина 2900 м и ниже) продуктивной скважины CP765 наблюдается специфичное распределение н-алканов. Распределение однотипно с битумоидом триасовых пород «условно фоновой» скважины P718, на которое практически не влияют процессы притока-оттока углеводородов. Можно отметить 2–3-х кратное преобладание четных н-алканов C₁₃₋₂₃ и локальный максимум на C₂₅. Возможно, такой состав битумоида сформировался из рассеянного органического вещества в восстановительных условиях и сохранился в плотной породе без дополнительных поступлений или оттока УВ.

Выводы

1. В составе алканов нефтей в активную межпластовую миграцию включены углеводороды нормального и разветвленного строения C₉₋₂₁.
2. В разрезе пород юрско-триасового возраста Рогожниковской группы месторождений выявляются две локальные зоны межпластовой миграции углеводородов. Первая – в пределах верхнеюрских отложений, вторая – в пределах средне-нижнеюрских и верха триасовых пород. Нижняя часть триасового разреза (ниже 2900 м), составленная плотными, массивными серо-зелеными вулканитами, не испытывала процессов притока или оттока углеводородов.
3. Формирование залежей нефти в коре выветривания в пределах Рогожниковской группы месторождений происходило в выветрелых вулка-

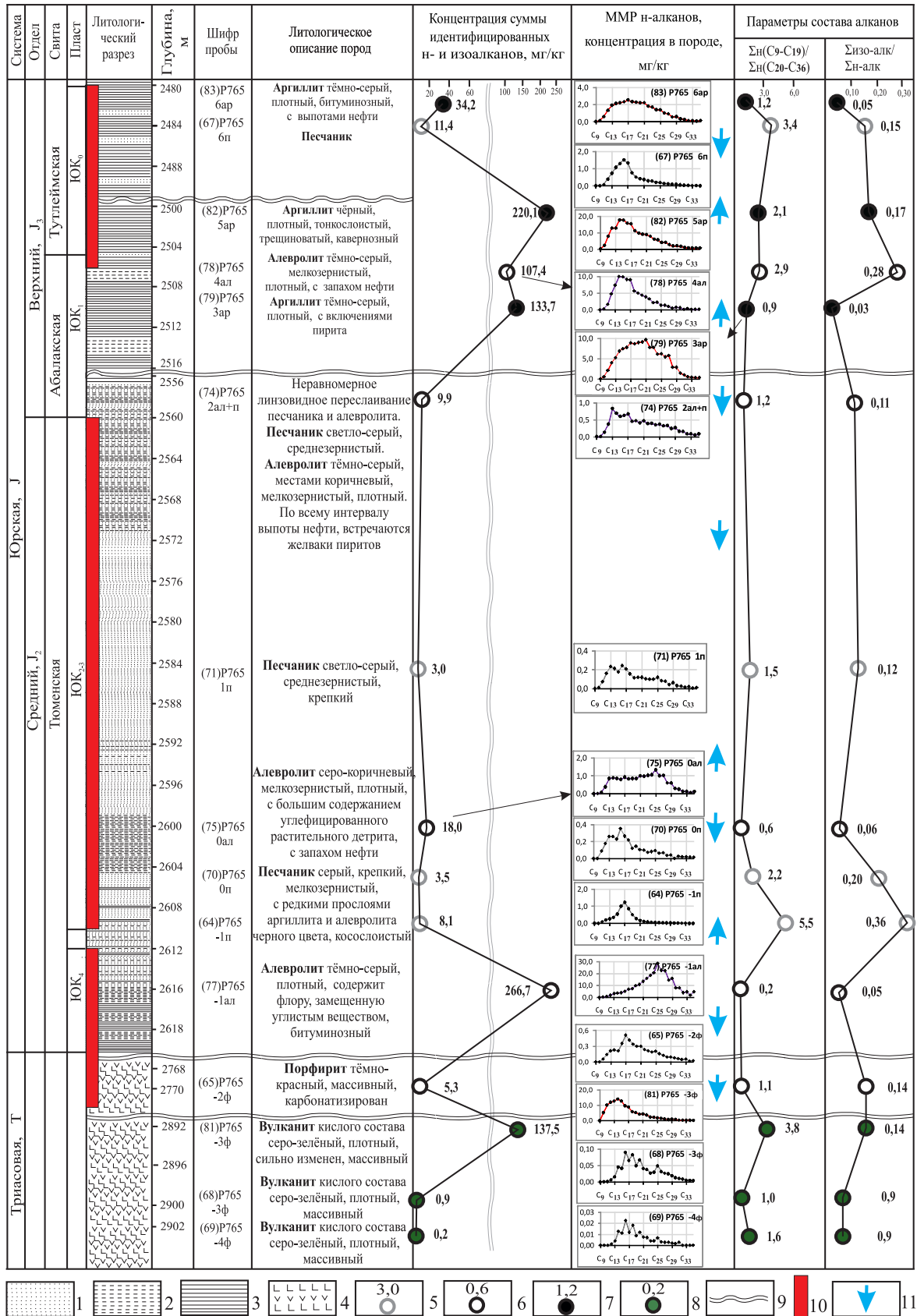


Рис. 2. Литология пород и распределение алкановых углеводородов в разрезе юрских и триасовых отложений скважины Северо-Рогожниковская 765: 1) песчаник; 2) алевролит; 3) аргиллит; 4) породы фундамента; концентрация алканов в песчаниках (5), в алевролитах (6), в аргиллитах (7), в породах фундамента (8); 9) отсутствие ядра; 10) нефтепроявление; 11) вероятное направление миграции УВ

нитах переменного состава с признаками гидротермальной проработки.

4. Зона нефтепроявления — залежи нефти в триасовых породах коры выветривания — сформирована в результате притока углеводородов из низов тюменской свиты.

Полученные содержание и молекулярно-массовое распределение насыщенных углеводородов рассматриваются как экспериментальное

свидетельство межпластовых перемещений юрских нефтей, приводящих к образованию залежей в коллекторах коры выветривания и фундамента.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы» «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технического комплекса России на 2007–2013 годы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брехунцов А.В., Монастырев Б.В., Нестеров И.И. (мл.) Закономерности размещения залежей нефти и газа Западной Сибири // Геология и геофизика. — 2011. — Т. 52. — № 8. — С. 1001–1012.
2. Исаев Г.Д., Аухатов Я.Г. Прогноз нефтегазоносности палеозоя с новых концептуальных позиций // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа—Югры: Т. 1. — Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2006. — С. 113–121.
3. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н., Батурин А.Ю., Николаева Е.В. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири — объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа—Югры: Т. 1. — Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2009. — С. 214–218.
4. Медведев Н.Я., Кос И.М., Ларичев А.И., Смирнов Л.В., Бостриков О.И., Фомичев А.С. Прогноз нефтегазоносности в зонах дезинтеграции доюрского фундамента на Сургутском своде и прилегающих территориях // Пути реализации нефтегазо-

вого и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа—Югры: Т. 1. — Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2007. — С. 189–196.

5. Пуанова С.А., Шустер В.Л. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской платформы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2012. — № 6. — С. 20–26.
6. Жильцова А.А., Исаев В.И., Коржов Ю.В. Вертикальная геохимическая зональность нефтегазоносных комплексов (на примере Рогожниковского и Северо-Рогожниковского месторождений) // Известия Томского политехнического университета. — 2013. — Т. 322. — № 1. — С. 69–82.
7. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / под ред. Э.А. Ахпателова, В.А. Волкова, В.Н. Гончаровой, В.Г. Елисеева, В.И. Карасева, А.Г. Мухер, Г.П. Мясниковой, Е.А. Теплякова, Ф.З. Хафизова, А.В. Шпильман, В.М. Южаковой. — Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. — 148 с.
8. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. — М.: Недра, 1987. — 179 с.

Поступила 29.03.2013 г.

УДК 550.42:552.57

ПРИРОДА АНОМАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ СКАНДИЯ В УГЛЯХ

С.И. Арбузов

Томский политехнический университет
E-mail: siarbuзов@mail.ru

Рассмотрена природа накопления аномально высоких содержаний скандия в углях на основе анализа особенностей их распределения в углях и торфах Сибири, российского Дальнего Востока, Монголии, Казахстана и Ирана. Установлена связь содержания скандия в углях с составом пород обрамления бассейнов угленакопления. Предложена модель накопления аномальных концентраций скандия в углях. Приведены доказательства гидрогенного его концентрирования в угольных пластах.

Ключевые слова:

Уголь, геохимия, скандий, факторы накопления.

Key words:

Coal, geochemistry, scandium, factors of accumulation.

Введение

Проведенные за последние несколько десятилетий массовые исследования элементов-примесей в угольных месторождениях и бассейнах на всех континентах показали, что угли являются концентраторами многих ценных металлов. Особый интерес среди них представляет скандий, как эле-

мент почти не имеющий собственных промышленных месторождений и извлекаемый обычно попутно при разработке руд других металлов, но нередко образующий аномалии в золах углей, вплоть до промышленно значимых концентраций. Зола таких углей вполне могли бы составить конкуренцию традиционным источникам скандия.

Несмотря на довольно большой объем информации о содержании скандия в углях, геохимия его изучена недостаточно. В настоящее время нет отчетливого представления о причинах и условиях накопления высоких концентраций скандия в углях. Не выяснена взаимосвязь уровней накопления скандия с фациальными условиями угленакопления и с петрографическим составом углей, недостаточно оценена роль области питания бассейнов угленакопления в формировании скандиеносных углей, не оценено влияние процессов метаморфизма на его перераспределение в угольном пласте, не оценена роль эпигенетических процессов. Не разработаны модели аномального накопления скандия в углях, и, как следствие, отсутствуют критерии поисков скандиеносных углей. Решение этих сложных вопросов возможно только на основе детальных геохимических исследований. В данной работе рассмотрена природа повышенного содержания скандия в углях, в том числе выполнен геохимический анализ условий формирования аномально скандиеносных углей.

Характеристика объектов исследования

Исследование природы накопления скандия в углях выполнено на основе многочисленных данных, полученных авторами при изучении угольных месторождений на территории азиатской части Российской Федерации, Монголии, Казахстана и Ирана (рисунок). Выбор объектов изучения определялся задачами исследований, включающими оценку содержания скандия в углях, изучение закономерностей накопления в них аномальных концентраций металлов, влияния различных факторов геологической среды на уровни накопления Sc в углях и золах углей, условий его концентрирования и форм нахождения в углях разной степени метаморфизма.

Изучены угольные месторождения Сибири, представленные 9 угольными бассейнами и 14 самостоятельными месторождениями. Сибирский регион представлен углями всех марок, от лигнитов до антрацитов, широкого возрастного диапазона, от девона до палеогена. Здесь также установлены развитые по углям контактово-метаморфические графитовые породы.

Дальний Восток России исследован менее детально. Здесь преобладают угли более молодого возраста, чем в Сибирском регионе: позднеюрские, меловые, палеогеновые и неогеновые. Для него характерны менее зрелые угли, чем для Сибири, и существенная роль вулканизма в формировании угленосных отложений.

Впервые представительные геохимические исследования выполнены на территории Монголии. Особенность угольных месторождений Монголии — большой возрастной диапазон углеобразования и ярко выраженная возрастная зональность в направлении с востока на запад. Своеобразная минерализация и геохимия региона, активная магматическая и вулканическая деятельность, широкое

распространение гранитоидных формаций и современный аридный и семиаридный климат сказались и на геохимических особенностях угольных месторождений Монголии.

Небольшой массив данных получен по угленосным отложениям Казахстана. Они представлены углями Экибастуза и Карагандинского бассейна карбонового возраста, Майкубенского бассейна и месторождения Каражыра юрского возраста.

Впервые массово опробованы и детально изучены угли Ирана. Их особенность — преимущественное распространение углей высоких стадий метаморфизма. Угли Ирана сформировались в основном в триас-юрское время. Отличительная особенность углеобразовательных процессов в Иране — преимущественно нестабильная тектоническая обстановка, обусловившая формирование многочисленных маломощных угольных пластов повышенной зольности.

В исследуемой коллекции проб по территории Сибири, Российского Дальнего Востока, Казахстана, Монголии и Ирана представлены основные типы углей, образовавшихся в различных геотектонических режимах и фациальных обстановках. Марочный состав изменяется от незрелых бурых углей до антрацитов. Возрастной диапазон варьирует от девона до неогена. Кроме того, для сравнения изучены также современные торфяники Западной Сибири.

Методика исследований

Основой для анализа природы накопления скандия в углях являются результаты количественного анализа Sc в 6114 пробах угля и торфа (таблица) и более чем 2000 пробах углевмещающих пород различных месторождений.

Опробование угольных пластов выполнялось борзодовым методом с дифференцированным отбором проб на угледобывающих предприятиях в разрезах и шахтах, в естественных обнажениях, а также по керну скважин. Длина интервала опробования выбиралась в зависимости от мощности и сложности строения пласта и изменялась в среднем от 0,15 до 2,0 м. В отдельных сечениях выполнялась детализация разреза с интервалом отбора проб 0,5...10 см. Изменчивость содержания скандия по латерали оценивалась на основании сети разрезов по пласту.

Определение содержания Sc в большинстве проб выполнено инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) непосредственно в угле без предварительного концентрирования. Лабораторное определение Sc в углях, золах углей и породах производилось в Ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета (исполнитель А.Ф. Судыко). Предел обнаружения Sc в углях методом ИНАА — 0,02 г/т. Для контроля выполняли параллельные определения скандия в углях и золах углей с соответствующими пересчетами содержания в золе на уголь и наоборот. Во всех случаях схо-

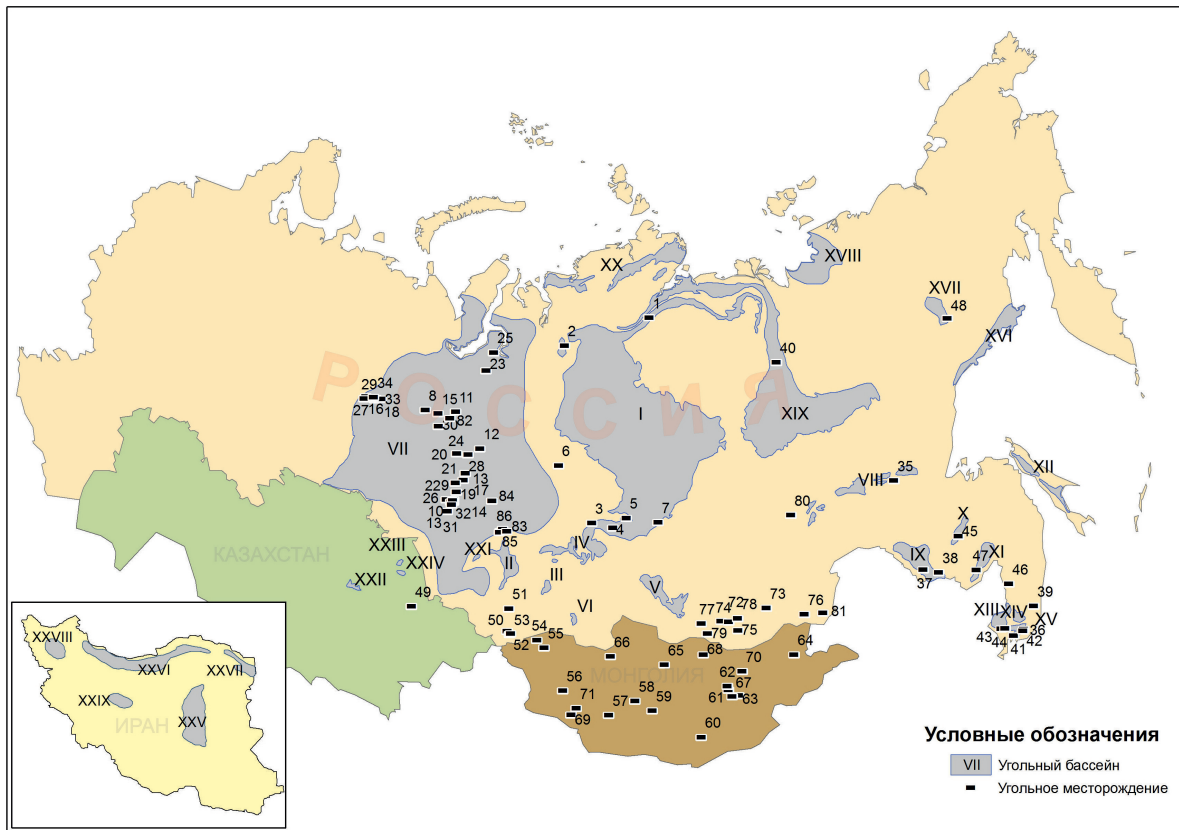


Рисунок. Размещение изученных угольных бассейнов и месторождений на территории Азии

Бассейны: I – Тунгусский; II – Кузнецкий; III – Минусинский; IV – Канско-Ачинский; V – Иркутский; VI – Улугхемский; VII – Западно-Сибирский; VIII – Южно-Якутский; IX – Нижнезейский; X – Буреинский; XI – Средне-Амурский; XII – Сахалинский; XIII – Раздольненский; XIV – Бикино-Уссурийский; XV – Партизанский; XVI – Охотский; XVII – Аркагалинский; XVIII – Яно-Омолыйский; XIX – Ленский; XX – Таймырский; XXI – Горловский; XXII – Карагандинский; XXIII – Экибастузский; XXIV – Майкубенский; XXV – Табасский; XXVI – Эльбурский;

Угленосные районы: XXVII – Северо-Хорасанский; XXVIII – Мерагинский; XXIX – Кашан-Эсфahanский

Месторождения, углепроявления: 1 – Каякское; 2 – Кайерканское; 3 – Кокуйское; 4 – Гавриловское; 5 – Кодинское; 6 – Подкаменно-Тунгусское; 7 – Жеронское; 8 – Ай-Пимское; 9 – Арчинское; 10 – ВерхнеТарское; 11 – В-Тромъеганское; 12 – Восточно-Пермяковская; 13 – Герасимовское; 14 – Григорьевское; 15 – Конитлорское; 16 – Лазаревское; 17 – Летнее; 18 – Ловинское; 19 – Лугинецкое; 20 – Малореченское; 21 – Мильджинское; 22 – Н.Табаганское; 23 – Новый Уренгой; 24 – Приграничное; 25 – СГ-7-397; 26 – С.Калиновое; 27 – Тальниковое; 28 – Трассовое; 29 – Умытйинское; 30 – Федоровское; 31 – Широное; 32 – Ю.Табаганское; 33 – Яхлинское; 34 – Сыморьяхское; 35 – Эльгинское; 36 – Сергеевское; 37 – Ерковецкое; 38 – Райчихинское; 39 – Возновское; 40 – Жиганское; 41 – Шкотовское; 42 – Авангард; 43 – Липовецкое; 44 – Павловское; 45 – Ургальское; 46 – Бикинское; 47 – Ушумунское; 48 – Аркагалинское; 49 – Каражыра; 50 – Курайское; 51 – Пыжинское; 52 – Талду-Дюргунское; 53 – Балхаш; 54 – Нурс-Хотгор; 55 – Хаар-Тарвагатай; 56 – Хундлун; 57 – Зээгт; 58 – Увур-Чулуут; 59 – Баянтэг; 60 – Таван-Толгой; 61 – Баганур; 62 – Тугрикнуурское; 63 – Алаг-Того; 64 – Адун-Чулун; 65 – Сайхан-Ово; 66 – Могойн-Гол; 67 – Шиве-Ово; 68 – Шарынгол; 69 – Маньт; 70 – Чандгантал; 71 – Хуренгол; 72 – Олонь-Шибирское; 73 – Татауровское; 74 – Тарвагатайское; 75 – Зашуланское; 76 – Харанорское; 77 – Загустайское; 78 – Буртуйское; 79 – Окино-Ключевское; 80 – Апсатское; 81 – Уртуйское; 82 – Кавринское; 83 – Туганское; 84 – Колпашевское; 85 – Лагерносадское; 86 – Таловское

димность результатов удовлетворительная. Более детально вопросы методики опробования и аналитических исследований изложены в работе [1].

Результаты исследований и их обсуждение

Содержание и закономерности распределения скандия в углях

Среднее содержание скандия в изученных углях Сибири, российского Дальнего Востока, Монголии, Казахстана и Ирана составляет 4,3 г/т при средней зольности 13,1 % (таблица). Эти данные хорошо согласуются с оценкой среднего геометрического содержания скандия в углях Китая [2] и

близки к данным по его среднему содержанию в углях США [3]. В то же время эти данные несколько выше, чем оценка среднего для углей мира (3,9 г/т) по [4].

Содержание скандия в углях отдельных месторождений в регионе изменяется от 0,85 г/т (Уртуйское месторождение в Забайкалье) до 16,0 г/т (Западно-Сибирский бассейн, угли мезозойского возраста).

Аномально высокие концентрации скандия установлены в углях разного возраста, но наиболее часто встречаются в угольных месторождениях юрского возраста. Максимальные содержания, дости-

Таблица. Содержание скандия в углях и золах углей

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A ^d , %	Содержание скандия, г/т	
			уголь	зола угля*
Сибирский регион				
Угли девонского возраста				
Барзасское	14	32,5	6,4±0,7	19,7
Убрусское	6	49,2	8,7±1,3	17,7
Среднее	20	35,3	6,8±0,8	19,2
Угли карбон-пермского возраста				
Горловский	24	7,0	2,9±0,5	41,4
Кузнецкий	1394	13,5	3,9±0,1	28,9
Минусинский	490	16,9	8,2±0,6	48,5
Тунгусский	67	14,1	4,6±1,4	32,6
Таймырский	10	8,6	4,6±1,4	53,5
Курайское	12	25,2	6,9±0,9	27,4
Среднее	1997	13,5	4,5±0,8	33,2
Угли мезозойского возраста				
Пыжинское	6	6,5	2,9±1,4	44,6
Канско-Ачинский	524	9,8	2,9±0,5	29,6
Иркутский	129	14,3	6,7±0,9	46,9
Улугхемский	45	9,3	2,3±0,5	44,6
Западно-Сибирский	172	10,6	16,0±2,1	150
Тунгусский	30	12,6	3,9±0,6	23,8
Кузнецкий	3	17,3	6,4±1,4	37,0
Олень-Шибирское	40	15,3	4,6±0,5	32,8
Татауровское	31	13,3	1,3±0,4	9,8
Тарбагатaysкое	34	10,9	1,5±0,5	13,8
Зашуланское	18	7,3	1,2±0,4	16,4
Харанорское	41	10,0	1,2±0,2	12,0
Загустайское	13	18,2	4,0±1,1	22,0
Буртуйское	18	9,5	2,8±0,4	29,5
Окино-Ключевское	8	19,2	4,7±1,3	24,5
Уртуйское	8	7,9	0,85±0,13	10,8
Апсатское	5	12,3	2,7±0,3	22,0
Среднее	1125	12,0	3,9±0,9	32,5
Угли палеогенового возраста				
Западно-Сибирский	73	30,7	13,3±0,6	43,3
Талду-Дюргунское	29	19,8	9,1±0,8	46,0
Среднее	102	30,7	13,3±0,6	43,3
Современный торф				
Западно-Сибирский	1927	7,3	0,88±0,17	12,2
Дальневосточный регион				
Угли позднеюрского-нижнемелового возраста				
Ерковецкое	23	14,2	2,0±0,7	14,1
Райчихинское	19	13,6	3,5±0,8	25,7
Эльгинское	47	16,1	2,1±0,7	13,0
Ургальское	58	25,7	5,1±0,3	19,8
Липовецкое	4	32,7	4,2±0,5	12,8
Среднее	151	17,9	2,8±0,6	15,4
Угли палеоген палеоген-неогенового возраста				
Шкотовское	7	16,2	6,4±1,3	39,5
Павловское	40	14,2	4,6±0,6	32,4
Бикинское	16	17,4	10,5±2,5	60,3
Ушумунское	9	10,1	2,9±0,6	28,7
Яно-Омолойский	16	33,0	4,6±1,0	13,9
Сахалинский	39	16,2	9,1±0,7	56,2
Возновское	6	21,1	2,3±0,8	10,9
Сергеевское	7	15,8	3,0±0,4	19,0
Среднее	140	23,5	6,8±0,9	28,9

Окончание таблицы

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A ^d , %	Содержание скандия, г/т	
			уголь	зола угля*
Казахстан				
Угли карбонового возраста				
Карагандинский	3	9,8	6,0±1,7	61,2
Экибастуз	41	36,1	8,3±0,4	23,0
Среднее	44	23,0	7,2±0,5	31,3
Угли юрского возраста				
Каражыра	7	11,2	8,9±0,9	79,7
Майкубенский	10	25,5	8,1±1,6	31,8
Среднее	17	18,4	8,5±1,3	46,3
Монголия				
Угли карбонового возраста				
Нурс-Хотгор	122	18,2	3,4±0,3	18,7
Хаар-Тарвагатай	10	18,7	2,7±0,2	14,4
Хундлун	8	9,4	1,8±0,3	19,1
Зээгт	10	12,5	1,2±0,2	9,6
Среднее	150	14,7	2,3±0,5	15,6
Угли пермского возраста				
Таван-Толгой	10	9,8	1,8±0,2	18,4
Маньт	16	20,2	4,9±0,5	24,3
Увур-Чулуут	5	17,2	7,9±2,5	45,9
Хуренгол	28	38,9	4,8±0,3	12,3
Среднее	49	21,2	4,9±1,2	22,5
Угли юрского возраста				
Сайхан-Ово	6	9,7	3,9±0,9	40,2
Могойн-Гол	15	14,8	4,2±1,5	28,4
Баянтэг	8	14,8	11,6±1,8	78,4
Шарынгол	29	12,2	6,0±0,5	52,7
Среднее	58	12,9	6,4±2,5	49,9
Угли мелового возраста				
Алаг-Того	10	28,6	3,0±0,8	10,5
Адун-Чулун	10	12,5	0,9±0,1	7,3
Баганур	2	8,1	1,1±0,1	13,6
Тургрикуурское	7	13,3	2,3±0,3	17,3
Шивэ-Ово	28	Н.о	1,3±0,4	Н.о
Чандгатай	13	21,3	11,2±3,5	52,6
Среднее	70	16,8	3,3±1,6	19,7
Иран				
Угли триас-юрского возраста				
Табасский	148	22,9	8,1±0,4	35,4
Эльбурсский	62	22,1	10,9±0,8	47,8
Северо-Хорасанский район	28	23,5	10,2±1,3	43,4
Мерагинский район	13	26,3	16,8±2,5	63,9
Кашан-Эсфаханский район	3	36,0	11,9±0,7	33,1
Среднее	254	24,0	11,6±1,4	48,3
Среднее для Азии	6114	13,1±1,1	4,3±0,4	32,8

Примечание: Н.о – не определено; * – пересчитано на золу.

гающие 0,23 %, установлены в золе углей тюменской свиты на западе Западно-Сибирской плиты. Для таких углей характерна низкая зольность, в ряде случаев не превышающая 1 %, но обычно составляющая 2...10 %. При этом содержание скандия в угле также аномально и достигает 83,6 г/т.

Наиболее высокие концентрации Sc в углях, достигающие 230 г/т, установлены в маломощном пласте 1.2 Березовского месторождения Канско-Ачинского бассейна [5]. Однако из-за повышенной зольности в золе угля его содержание составляет лишь 870 г/т. Аномально скандиеносны и угли Иркутского бассейна. Здесь его содержание в ряде случаев превышает 40 г/т при концентрации в золе угля 300...500 г/т. Ранее были отмечены повышенные уровни накопления Sc в углях и золах углей Азейского месторождения этого бассейна [6]. Аномально скандиеносные угли юрского возраста отмечаются и в северо-восточной части обширной области угленакопления в мезозое – в северной части Ленского бассейна [7]. Известны они и в угольных месторождениях триас-юрского возраста в Иране [8, 9]. Менее характерны они для Монголии. Но и здесь встречаются отдельные месторождения, существенно обогащенные скандием (месторождения Баянтег, Шарынгол). Обогащенные Sc угли установлены также среди угленосных формаций палеоген-неогенового возраста. Это месторождения и бассейны Сибири и Дальнего Востока России (Бикинское месторождение, Сахалинский бассейн). Во всех случаях высокие концентрации скандия приурочены к районам со значительным распространением в составе области питания угленосного бассейна пород базитового ряда, геохимически специализированных на Sc.

Распределение скандия в вертикальном разрезе угольных бассейнов, месторождений и угольных пластов также довольно неоднородно. При этом в разрезе угленосной толщи в пределах стратиграфических подразделений его содержание закономерно изменяется снизу вверх. Возможны различные варианты, обусловленные особенностями геологического развития территории, но в целом в границах стратиграфических подразделений преобладает обогащение нижних и верхних частей разреза на фоне центральной части [1]. В Кузбассе, где изучен полный разрез угленосных отложений, верхи и основание балахонской и кольчугинской серий отчетливо обогащены скандием на фоне их средних частей. То же относится и к угленосному разрезу Канско-Ачинского бассейна [5].

Еще более дифференцировано распределение Sc в вертикальном разрезе отдельного угольного пласта. Подобно другим углефильным элементам, скандий отчетливо обогащает приконтактные зоны угольных пластов: участки вблизи кровли и подошвы пласта. Содержание скандия на этих участках пласта может отличаться от внутренних зон более чем на порядок.

Изучение современных торфяников показывает, что формирование приконтактных зон обога-

щения начинается еще на стадии торфонакопления. Отсутствие прямой связи с зольностью угля указывает на гидрогенную природу этих приконтактных аномалий.

Необходимо отметить, что приконтактные зоны накопления скандия установлены не во всех исследованных угольных разрезах, но, безусловно, преобладают. На наличие или отсутствие этих зон не влияет состав перекрывающих и подстилающих отложений. Они одинаково хорошо проявлены при песчаном, алевролитовом и аргиллитовом составе углевмещающих пород. В изученных современных торфяниках Западной Сибири приконтактные зоны обогащения проявлены реже и часто менее контрастно. Но и здесь в основании торфяной залежи содержание Sc в золе торфа иногда превышает 100 г/т при фоновых значениях в целом для разреза 5...10 г/т. Такие зоны обогащения установлены как в низинных, так и в верховых торфяниках. При этом в разрезе одной торфяной залежи приподошвенные участки, обогащенные скандием, чередуются с участками, где такого обогащения не установлено, или оно слабо контрастно.

Мощность приконтактных (прикровельной и приподошвенной) зон повышенных концентраций скандия не зависит от мощности угольного пласта и обычно составляет 10...15 см. Это обстоятельство обуславливает известную закономерность, установленную для германия, – более высокое среднее содержание металла в маломощных пластах по сравнению с мощными [10, 11]. Объясняется это большей долей обогащенных приконтактных интервалов в разрезе маломощных пластов по сравнению с более мощными пластами. В пластах, мощность которых не превышает 20...30 см, прикровельная и приподошвенная зоны обогащения, распространяясь навстречу друг другу, нередко перекрываются и формируют в целом аномально обогащенный скандием пласт. В отдельных случаях содержание скандия в золе угля таких пластов может достигать 0,1...0,2 %. Следовательно, при прочих равных условиях, чем меньше мощность угольного пласта, тем выше в нем среднее содержание скандия. Подтверждением этому является установленная значимая отрицательная корреляционная связь между мощностью угольного пласта и средним содержанием скандия в угле и золе угля. В частности, для аномально скандиеносных углей Западно-Сибирского бассейна коэффициент корреляции между содержанием скандия и мощностью пласта для 49 пласто-пересечений составляет $-0,31$.

Факторы, контролирующие накопление скандия в углях

Среди множества факторов, определяющих уровни накопления и закономерности распределения скандия в угольных пластах, ведущее значение имеет состав области питания бассейна угленакопления (фактор петрофонда по Я.Э. Юдовичу [12]), фациальный фактор, гидрогеохимический фактор и фактор угольного метаморфизма.

Фактор петрофонда

Анализ геологического положения скандиеносных углей указывает на их связь с районами, содержащими обогащенные Sc породы (геохимически специализированные комплексы), главным образом базитового ряда. Это, в первую очередь, Западно-Сибирский бассейн, особенно его зауральская часть со средним содержанием Sc 16 г/т в угле и 150 г/т в золе. К таким бассейнам относятся Сахалинский, Минусинский и Иркутский бассейны и ряд месторождений Монголии (Баянтег, Шарынгол и Чандган Тал). Для всех этих месторождений характерно наличие в области питания бассейна угленакопления геохимически специализированных комплексов базитового ряда. Для аномально обогащенных скандием углей Шаимского района Западно-Сибирского бассейна такой областью сноса является Урал. Исследованиями ряда специалистов [13, 14] показано, что в формировании терригенных отложений угленосной тюменской свиты Шаимского района ведущую роль играли породы основного состава. Для Иркутского бассейна такой областью сноса являются скандиеносные траппы Сибирской платформы. Высокие содержания скандия в углях Азейского месторождения пространственно тяготеют к северному обрамлению бассейна, сложенному терригенно-карбонатными отложениями ордовикского возраста с мощными покровами и силлами траппов триасового возраста с развитыми по ним корам выветривания [15]. Скандиеносные угли Минусинского бассейна также отчетливо приурочены к блокам структур обрамления с широким развитием в них фемических структурно-формационных комплексов [1].

Таким образом, во всех случаях аномального или просто повышенного содержания скандия в углях и золах углей прослеживается их связь со специализированными комплексами в обрамлении угольных месторождений и бассейнов. Следовательно, петрофонд области питания бассейна угленакопления является ведущим фактором, определяющим уровни накопления скандия в угольных месторождениях.

Фациальный фактор

Фациальный фактор также играет важную роль в формировании геохимического фона угольных пластов. Более высокие исходные содержания скандия, так же, как и повышенная зольность, характерны для углей, сформировавшихся из низинных торфяников. Низинный торф обогащен скандием по сравнению с верховым [16]. При этом золы верхового торфа обогащены скандием относительно низинного торфа, так же, как и золы малозольных углей по отношению к углям с повышенной зольностью. Это позволяет утверждать, что значительная часть скандия накапливается в углях еще на торфяной стадии. Кроме того, установлено, что при близкой зольности торфа содержания скандия в залежи могут различаться весьма существенно,

что указывает на важную роль фактора петрофонда и, возможно, гидрогеохимического фактора в накоплении металла в торфе, а следовательно, и в образованном из него угле.

Гидрогеохимический фактор

Гидрогеохимический фактор является определяющим для накопления скандия в углях наравне с фактором петрофонда. Скандий плохо растворяется в условиях зоны гипергенеза и слабо переносится в поверхностных водах. Среднее содержание Sc в поверхностных пресных водах составляет лишь 0,004 мкг/л [17]. При этом в разных условиях и районах его концентрации могут значительно варьировать. По тем же данным, в поверхностных водах Швеции его содержание достигает 0,045 мкг/л. В болотных водах содержание Sc часто значительно выше. Так, воды из канала осушительной системы Васюганского болота в Западной Сибири содержат 0,18 мкг/л Sc [18]. В подземных и грунтовых водах содержание скандия выше, чем в поверхностных. Концентрация скандия в подземных и грунтовых водах зоны гипергенеза зависит от климатических особенностей. Наиболее высока она в водах горно-таежных областей и составляет в среднем 0,08 мкг/л [17]. В современных кислых шахтных водах Кизеловского бассейна (рН = 2–4) его концентрация достигает 45 мкг/л [19], почти в 10000 раз превышая его содержание в поверхностных пресных водах. Высокие концентрации скандия в подземных водах зоны гипергенеза по сравнению с поверхностными объясняются наличием в их составе восстановителей и органического вещества [17]. Это согласуется с данными о высоком содержании скандия в болотных водах. Предполагается, что скандий мигрирует в этих условиях в форме растворимых органических комплексов.

Характер распределения скандия в угольном пласте указывает на накопление его из водных растворов на границе угольного пласта (торфяной залежи). Низкая миграционная способность скандия в водах зоны гипергенеза позволяет отказаться от модели дальнего переноса его из коры выветривания в растворенном виде и предположить вынос и перераспределение его непосредственно в пределах угленосной толщи. Содержание скандия в углевмещающих толщах и особенности гидрогеохимии бассейна определяют возможность надфоновое его накопления в углях. Аномальные по содержанию скандия угольные месторождения и бассейны отличаются повышенными в 1,5–3 раза по сравнению с кларком содержаниями скандия в углевмещающих породах.

Фактор метаморфизма

Роль этого фактора заключается в том, что в процессе угольного метаморфизма изменяется содержание скандия в углях в результате его перераспределения и выноса. На вынос скандия при метаморфизме указывают результаты сопоставления его содержания в углях разных марок. Факт выноса

не всегда однозначен, так как содержание металла в углях зависит от многих факторов. Показательно сопоставление углей разной степени углефикации (угли разных марок) в пределах одного месторождения или бассейна с единой областью питания бассейна торфо (угле) накопления. Примером могут служить угли Кузбасса [20]. Здесь отчетливо видно уменьшение содержания скандия от углей марки Д к антрацитам. Эти данные хорошо коррелируют с данными изучения угленосного разреза г. Алан (Альберта, Канада) [21] и с данными по Табасскому бассейну (центральный Иран). Таким образом, региональный метаморфизм углей приводит к потере скандия.

Еще более контрастен вынос скандия при контактовом метаморфизме. Однако в отличие от регионального метаморфизма, обуславливающего массовый вынос металла, здесь установлены сравнительно маломощные зоны его выноса и переотложения непосредственно у контакта с интрузией. На небольшом удалении имеет место обогащение угля скандием одновременно с ростом зольности [15].

Природа аномальных содержаний скандия в углях

Происхождение аномальных содержаний скандия в углях не обсуждалось так активно, как природа германиеносных углей, но лишь потому, что этот металл не привлекал к себе столь пристального внимания, а потому не изучался так же детально, как Ge. Для понимания природы формирования скандиеносных углей необходимо решение все тех же вопросов обоснования источников металла, способов его переноса и механизмов концентрирования, которые решались при изучении природы германиеносных углей, но в еще более сложном варианте, так как миграционная способность скандия в условиях зоны гипергенеза ниже, чем у германия. В связи с этим классическая модель, применяемая для германия в углях и предусматривающая выщелачивание металла из пород обрамления бассейна угленакопления в процессе формирования коры выветривания, его перенос в растворенной форме или во взвешенном состоянии и отложение в условиях торфяных болот может быть принята для скандия с большим числом оговорок. *Во-первых*, скандий, в силу особенностей химических свойств, как и алюминий, обладает слабой подвижностью в коре выветривания [22]. *Во-вторых*, эти же свойства обуславливают низкие содержания Sc в поверхностных и грунтовых водах, в связи с чем накопление его из таких вод в результате сорбции в торфе или угле в аномальных концентрациях представляется маловероятным. Особенно это актуально для маломощных пластов малозольных углей, сформировавшихся из верховых торфяников. Известно, что наиболее высокие содержания скандия, достигающие 0,1...0,2 %, в золе установлены в маломощных пластах угля с низкой зольностью [7, 15, 23, 24], обычно не превышающей 5 %, а часто составляющей 1...3 %. При этом аномальны не только золы углей, но и сами угли, содержащие до

50...80 г/т Sc. Учитывая механизм питания верховых торфяников, из которых по устоявшимся представлениям формировались маломощные пласты малозольных углей, такое аномальное обогащение Sc невозможно объяснить накоплением его на стадии торфонакопления из пылеаэрозолей или ультрапресных атмосферных осадков.

В связи с этим более правдоподобной представляется модель накопления скандия в углях, исключая ведущее значение его переноса из коры выветривания в угольный пласт в растворенном состоянии либо накопление в углях в виде тонкой взвеси. Водный перенос предполагает поиск механизмов его транспортировки, а поступление в угольный пласт в виде взвеси предполагает высокую зольность аномально скандиеносных углей. В то же время известны высокие содержания скандия в болотных водах [18]. Особенность болотных вод – значительное количество органического вещества, в том числе гуминовых и фульвокислот. Так, современные болотные воды Западно-Сибирской плиты содержат 25...165 мг/л органических кислот [25]. Основная их доля приходится на фульвокислоты и гуминовые кислоты. Например, в водах Тимирязевского болота на юге Западно-Сибирской плиты содержится 154 мг/л фульвокислот и 34 мг/л гуминовых кислот [26]. Вероятно, именно с наличием органических кислот связана миграция Sc в водах областей торфо (угле) накопления и его поступление в угольный пласт. При наличии в области угленакопления таких вод нет необходимости обосновывать дальний транспорт Sc от области сноса до угольного пласта в водных растворах. Более вероятен перенос и отложение обогащенных Sc минералов в кластогенной форме в углемечающих толщах, а затем переход в раствор в форме гуматов или фульватов и переотложение в угольном пласте. Отчасти это происходит на стадии торфообразования, на что указывает наличие контрастных зон обогащения в приподошвенной части и слабоконтрастных – в верхней части торфяных массивов [15]. Содержание Sc в приподошвенной зоне современных торфяников Западной Сибири достигает 100 г/т. Эти данные согласуются с выводами Я.Э. Юдовича [27] о преимущественном накоплении скандия на стадии торфонакопления.

Формирование зон обогащения, по-видимому, продолжается и на стадии диагенеза. Верхняя зона обогащения в значительной мере может формироваться во время погребения торфяника под терригенными отложениями и позднее при диагенезе, а также в процессе углефикации за счет перераспределения Sc при повышенных температурах (100...200 °С) по механизму, рассмотренному в работе [28]. Подтверждением этой модели формирования скандиеносных углей служат следующие установленные закономерности:

- 1) Отрицательная корреляция содержания скандия в золе угля с зольностью и незначимая связь между содержанием Sc в угле и зольностью. Это указывает на отсутствие зависимости между на-

коплением в угле терригенной золы и содержанием скандия. Следовательно, терригенный материал, поступающий в торфяную залежь, не является главным фактором накопления аномально высоких содержаний Sc в угольных пластах.

- 2) Угли с аномальными и повышенными содержаниями скандия установлены лишь в бассейнах и месторождениях, где область питания бассейна угленакопления богата скандиеносными породами (преимущественно породы габбро-базальтового ряда). Характерными примерами являются угольные месторождения западной части Западно-Сибирского бассейна, расположенные вблизи Урала, Минусинского и Иркутского бассейнов, о. Сахалин, отдельные месторождения Монголии и Казахстана. Это указывает на важную роль общей геохимической специализации на Sc районов распространения скандиеносных углей.
- 3) В угольном пласте распределение скандия типично для углефильных элементов, а именно, Sc обогащены приконтактовые участки пласта (прикровельная и приподошвенная). Это указывает на преимущественно водородный механизм накопления Sc в угольном пласте. При этом прикровельная зона угольных пластов чаще более обогащена скандием, чем приподошвенная, тогда как в торфяных залежах наблюдается обратная картина. Это указывает на возможное перераспределение Sc в процессе углефикации в диагенезе и катагенезе уже после формирования торфяной залежи.
- 4) Установлена отрицательная корреляция содержания Sc в золе угля с мощностью угольного пласта. Для 49 пластопересечений Западно-Сибирского бассейна коэффициент корреляции составляет $-0,31$. Наряду с данными об обогащении скандием приконтактовых участков пласта, этот факт указывает на водородный механизм его концентрирования.
- 5) В торфе и в буром угле скандий концентрируется в органическом веществе в основном в форме гуматов или фульватов [1]. Такие формы нахождения образуются при участии водных растворов по обменному механизму.
- 6) Обогащенные скандием угольные пласты в бассейнах угленакопления обычно соседствуют с углеувещающими породами, характеризующи-

мися повышенным фоном скандия [1, 24, 29], в среднем в 1,5–2,5 раза превышающим его кларк для земной коры. Вероятно, эти породы и являются источником Sc для формирования его аномалий в углях. Для выщелачивания скандия из таких пород, его транспортировки и концентрирования в угольных пластах необходима благоприятная гидрогеологическая обстановка и гидрогеохимические условия. Такие условия характерны для современных болотных систем и могли быть реализованы в древних бассейнах торфо (угле) накопления.

Заключение

В различных районах азиатской части России, Монголии, Казахстана и Ирана выявлен ряд угольных месторождений, аномально обогащенных скандием вплоть до промышленно значимых концентраций. Особенности распределения Sc в месторождениях и угольных пластах и формы его нахождения указывают на преимущественно водородный механизм накопления аномальных его концентраций в углях и торфах. Состав пород обрамления и гидрогеохимические условия бассейнов и месторождений определяют уровни накопления Sc в углях. Все обогащенные им угольные месторождения приурочены к геохимически специализированным блокам горных пород, насыщенным базитовыми комплексами с повышенным содержанием Sc. Предполагается, что накопление скандия в углях и торфах обусловлено его выщелачиванием из углеувещающих пород и переотложением в угольный (торфяной) пласт с участием грунтовых и подземных вод, обогащенных органическими кислотами. Для накопления в углях высоких концентраций Sc необходимы условия для формирования углеувещающих пород, обогащенных скандием, и условия для его выщелачивания и транспортировки в угольный пласт. Такие условия существуют в современных болотных системах Западной Сибири и могли реализоваться в древних бассейнах торфо (угле) накопления.

Возможность реализации такой модели формирования аномально скандиеносных углей подтверждается характером распределения Sc в угольном пласте, установленными фактами высокого его содержания в торфяных и кислых подземных водах, а также его способностью создавать устойчивые комплексы с гуминовыми и фульвокислотами [30].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Изд. дом «Д-Принт», 2007. – 468 с.
2. Ren D., Zhao F., Wang Y., Yang S. Distribution of minor and trace elements in Chinese coals // *Int. J. Coal.Geol.* – 1999. – V. 40. – № 2–3. – P. 135–148.
3. Finkelman R.B. Trace and minor elements in coal // *Organic Geochemistry* / ed. by M.N. Engel, S.A. Macko. – NY: Plenum Press, 1993. – P. 593–607.
4. Ketrís M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // *Int. J. Coal.Geol.* – 2009. – V. 78. – № 2. – P. 135–148.
5. Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Миронов В.С., Машенькин В.С. Геохимия и металлоносность углей Красноярского края. – Томск: STT, 2008. – 300 с.
6. Крюкова В.Н., Вязова Н.Г., Латышев В.П. Распределение скандия в веществе углей Восточной Сибири // *Химия твердого топлива.* – 2001. – № 3. – С. 73–76.
7. Каширцев В.А., Зуева И.Н., Сукнев В.С., Митронов Д.В., Сюндюков Ш.А., Андреева Г.В., Капышева Г.И., Лившиц С.Х., Попов В.И. Парагенетические ассоциации редкоземельных

- элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна // Отечественная геология. – 1999. – № 4. – С. 65–68.
8. Yazdi M., Esmailinia S.A. Geochemical properties of coals in the Lushan coal field of Iran // Int. J. Coal Geol. – 2004. – V. 60. – P. 73–79.
 9. Goodarzi F., Sanei H., Stasiuk L.D., Bagheri-Sadeghi H., Reyes J. A preliminary study of mineralogy and geochemistry of four coal samples from northern Iran // Int. J. Coal Geol. – 2006. – V. 65. – P. 35–50.
 10. Ломашев И.П., Лосев Б.И. Германий в ископаемых углях. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 258 с.
 11. Yudovich Ya.E. Notes on the marginal enrichment of germanium in coal beds // Int. J. Coal. Geol. – 2003. – V. 56. – № 3–4. – P. 223–232.
 12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 422 с.
 13. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Систематика редкоземельных элементов в юрских песчаниках Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Литология и геология горючих ископаемых: Межвузовский научн. темат. сб. – Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2009. – Вып. III (19). – С. 45–56.
 14. Фролова Е.В., Хасанова К.А., Алексеев В.П. Верификация палеогеографических реконструкций посредством анализа геохимических данных отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района Ямбургского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и геология горючих ископаемых: Межвузовский научн. темат. сб. – Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2011. – Вып. V (21). – С. 84–89.
 15. Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ильенок С.С., Рыбалко В.И. Природа тонштейнов Азейского месторождений Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 89–97.
 16. Арбузов С.И., Архипов В.С., Бернатонис В.К., Бобров В.А., Маслов С.Г., Межибор А.М., Прейс Ю.И., Рихванов Л.П., Судыко А.Ф., Сысо А.И. Среднее содержание некоторых элементов-примесей в торфах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 315. – № 1. – С. 44–48.
 17. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998. – 366 с.
 18. Савичев О.Г. Реки Томской области: состояние, использование и охрана. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – 202 с.
 19. Торикова М.В., Кудинов Ю.А., Тимофеев П.В. Редкие металлы в нефтях, ископаемых углях, продуктах их переработки и минерализованных водах // Разведка и охрана недр. – 1966. – № 8. – С. 21–23.
 20. Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. – Кемерово: Изд-во КПК, 2000. – 246 с.
 21. Goodarzi F., Cameron A.R. Distribution of major, minor and trace elements in coals of the Kootenay Group, Mount Allan, Alberta // Can. Miner. – 1987. – V. 25. – P. 555–565.
 22. Стряпков А.В. Сорбция скандия и РЗЭ как причина их накопления в корках выветривания // Геохимия. – 1997. – № 9. – С. 930–936.
 23. Середин В.В., Арбузов С.И., Алексеев В.П. Скандиеносные угли Яхлинского месторождения, Западная Сибирь // Доклады РАН. – 2006. – Т. 409. – № 5. – С. 677–682.
 24. Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Усова Т.Ю., Кяргин В.В., Булатов А.А., Дубовик Н.Е. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 347 с.
 25. Shvartsev S.L., Serebrennikova O.V., Zdvizhkov M.A., Savichev O.G., Naimushina O.S. Geochemistry of Wetland Waters from the Lower Tom Basin, Southern Tomsk Oblast // Geochemistry International. – 2012. – V. 50. – № 4. – P. 367–380.
 26. Савичев О.Г., Шмаков А.В. Вертикальная зональность и внутригодовые изменения химического состава вод Тимирязевского болота (Томск, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 156–161.
 27. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. – Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 538 с.
 28. Иванкин П.Ф., Труфанов В.Н. Об углеводородной флюидизации ископаемых углей // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 292. – № 5. – С. 1214–1216.
 29. Ескенази Г. Скандий в болгарских углях // Годишник Софийского ун-та. Геол.-геогр. факультет. Кн. 1. Геология. – 1996. – Т. 89. – С. 205–217.
 30. Комиссарова Л.Н. Неорганическая и аналитическая химия скандия. – М.: Эдиториал УРСС, 2006. – 512 с.

Поступила 01.04.2013 г.

УДК 552.57, 552.52, 549.2

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УГЛЯХ И ЗОЛАХ УГЛЕЙ АЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

С.С. Ильенок

Томский политехнический университет

E-mail: ilenokss@rambler.ru

Впервые дана оценка самородных форм нахождения элементов в углях и золе углей Азейского месторождения при помощи сканирующего электронного микроскопа с энерго-дисперсионным рентгеновским спектрометром. Обнаружено свыше 17 разновидностей самородных элементов, а также интерметаллических соединений. Рассмотрено соотношение элементов в углях и золе угля. Обсуждены условия образования самородных форм элементов.

Ключевые слова:

Уголь, зола угля, самородные элементы, интерметаллиды, сканирующая электронная микроскопия.

Key words:

Coal, coal ash, native elements, intermetallics, scanning electron microscopy.

Введение

С ростом потребления металлов для нужд современной промышленности угольные месторождения все чаще рассматриваются не только в качестве источника энергетического сырья, но и как источник ценных попутных элементов.

В ряде случаев установлено, что отходы утилизации углей содержат высокие, иногда промышленно значимые концентрации ценных элементов [1–3 и др.].

Делаются успешные попытки извлекать из углей определенные химические элементы. Однако их невысокая эффективность объясняется не только технологическими сложностями извлечения, но и недостаточной информацией о формах нахождения этих элементов в углях и отходах их сжигания. Поскольку формы нахождения являются определяющим фактором при выборе технологии получения редких, редкоземельных и радиоактивных металлов из углей и углеотходов, их исследование имеет большое практическое значение.

Основным методом изучения форм нахождения элементов в нашей работе является электронная микроскопия. Главным преимуществом этого метода – высокая разрешающая способность, за счёт которой можно увидеть минеральные частицы размером до десятков нанометров и провести количественный рентгено-спектральный анализ с помощью энергодисперсионного спектрометра (ЭДС).

Характеристика объекта исследований

Объектом исследований является Азейское месторождение Иркутского угольного бассейна (рис. 1). Месторождение приурочено к эрозионно-тектонической депрессии в палеозойских отложениях. По степени метаморфизма угли зрелые бурые марки ЗБ. На 2002 г. запасы месторождения по категориям А+В+С₁ составляли 362,6 млн т [4]. Угли месторождения характеризуются повышенными содержаниями катион- и анион-формирующих элементов с постоянной валентностью (Lu, Yb, Sm, Eu, La, Ce, Nd, Th, Hf, Sc, Ta), а также Cr, Zn и Co

относительно среднего содержания в бурых углях мира по Юдовичу [5].



Рис. 1. Обзорная карта расположения Азейского месторождения: 1 – границы субъектов федерации; 2 – контуры угольных бассейнов; 3 – угольные бассейны и угленосные площади; 4 – основные угольные месторождения и районы

Методика исследований

Опробование углей Азейского месторождения проводилось бороздовым методом, вкрест простирания угольных пластов по направлению от кровли к почве. Интервал опробования изменялся от 0,5 до 2 м. При детальном изучении изменчивости распределения элементов, особенно в контактовых

Таблица 1. Содержание элементов-примесей в углях и золе углей Азейского месторождения, г/т

Наименование пробы	Уголь					Глина	Зола угля		
	Аз-26-09	Аз-27-09	Аз-29-09	Аз-31-09	Аз-41-09		Аз-30-09	Аз-29-09	Аз-31-09
Na*	0,009	0,012	<0,009	0,005	<0,009	0,004	<0,009	0,19	<0,009
Ca*	1	0,4	0,5	0,4	0,6	0,5	5,4	7,6	5,7
Sc	42,3	19,6	13,3	14,3	41,5	10,1	185,1	297,7	388,0
Cr	63,3	17,8	21,9	21,4	147,9	6,8	321,1	404,4	1405,5
Fe*	1,1	0,48	0,50	0,52	0,76	1,5	6,8	10,7	6,6
Co	8,4	16,4	10,6	11,1	17,3	2,3	148,1	234,6	148,2
Zn	21,0	6,1	13,4	8,4	19,8	122,1	178,4	<10	200,1
As	5,4	<0,3	2,4	<0,3	17,1	1,6	<1	9,1	147,0
Br	4,0	2,3	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<1	<1	<1
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	8,8	9,6	48,1	<10
Sr	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<40	<40	<40
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1	<1	<1
Sb	0,3	0,44	0,21	0,3	0,5	0,2	3,7	5,9	4,8
Cs	1,2	0,1	0,2	<0,5	<0,5	0,7	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	<15	<15	<15	92,9	61,6	57,1	1384	660	698
La	47,4	8,5	34,5	13,9	81,9	73,4	520,9	327,7	751,7
Ce	72,6	16,4	60,0	25,9	136,5	128,1	672,8	461,5	1162,1
Nd	82,7	2,1	27,7	10,1	69,4	47,7	345,3	218,4	516,2
Sm	7,8	2,8	5,5	3	12,4	11,5	72,9	59,8	98,0
Eu	2,3	0,8	1,3	0,8	3,1	2,1	20,2	19,8	32,3
Tb	1,6	0,7	0,9	0,7	2,1	1,4	15,5	19,9	22,9
Yb	3,6	2,5	2,4	2,4	5,2	1,8	35,5	55,6	50,2
Lu	0,5	0,4	0,3	0,3	0,7	0,2	4,1	6,4	6,7
Hf	1,6	1,9	7,6	6,6	3,4	5,0	103,2	136,6	27,5
Ta	0,2	<0,05	1,21	1,01	0,8	1,6	17,4	27,9	7,1
Au	0,010	0,006	0,003	0,002	0,006	0,004	0,086	0,120	0,152
Th	5,9	3,9	16,0	12,7	15,7	11,1	228,1	340,1	156,2
U	1,5	1,4	3,4	3,8	2,6	3,2	54,5	81,9	23,1
Ad*	30,1	8,3	9,9	6,6	14,3	н/д	100	100	100

* – зольность, %.

зонах, размер секции уменьшался вплоть до 2 см (рис. 2). Вес исходной геохимической пробы составлял 0,5...1,5 кг. Из каждой пробы был отобран угольный образец для последующего исследования форм нахождения элементов-примесей.

Озоление проб при 850 °С с определением зольности проводилось в соответствии с ГОСТ 11022-95 в научно-исследовательской лаборатории по комплексному использованию горючих ископаемых Томского политехнического университета (ТПУ) (исполнитель Маслов С.Г.).

Изучение минеральных форм элементов в углях и золах углей проводилось в МИНОЦ «Урановая геология» при кафедре геоэкологии и геохимии ТПУ на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker XFlash 4010 для проведения рентгеноспектрального анализа. Пробы исследовались при низком вакууме в режиме обратно-рассеянных электронов, с определением состава отдельных минералов ЭДС.

Отбор образцов для изготовления препаратов и последующего электронно-микроскопического исследования проводился на основании результатов нейтронно-активационного анализа. Подготавливались следующие разновидности препаратов:

- угольный образец, залитый эпоксидной смолой (шашка), отполированный с применением алмазных паст (до 0,01 мм) и напылённый углеро-

дом для предотвращения накопления заряда на поверхности образца;

- зола, цементированная эпоксидной смолой, отполированная с применением алмазных паст (до 0,01 мм), напылённая углеродом;
- угольная пыль (уголь, истёртый до 200 меш), нанесённая на углеродный скотч и обработанная сжатым газом для предотвращения загрязнения колонны микроскопа, напылённая углеродом;
- зола угля, нанесённая на углеродный скотч, обработанная сжатым газом, напылённая углеродом.

Формы нахождения металлов в углях и золе углей

По результатам электронно-микроскопических исследований была построена таблица встречаемости (табл. 2). Оценивать соотношение форм нахождения самородных элементов и интерметаллидов на основании электронной микроскопии некорректно, однако из таблицы видно, что во всех угольных образцах, включая тонштейны и зола угля, преобладает медно-цинковое интерметаллическое соединение переменного состава.

Благородные металлы (Au и Ag).

Содержание Au в углях Азейского месторождения варьирует от <0,001 до 0,013 г/т, среднее содержание по изученным пробам – 0,005 г/т.

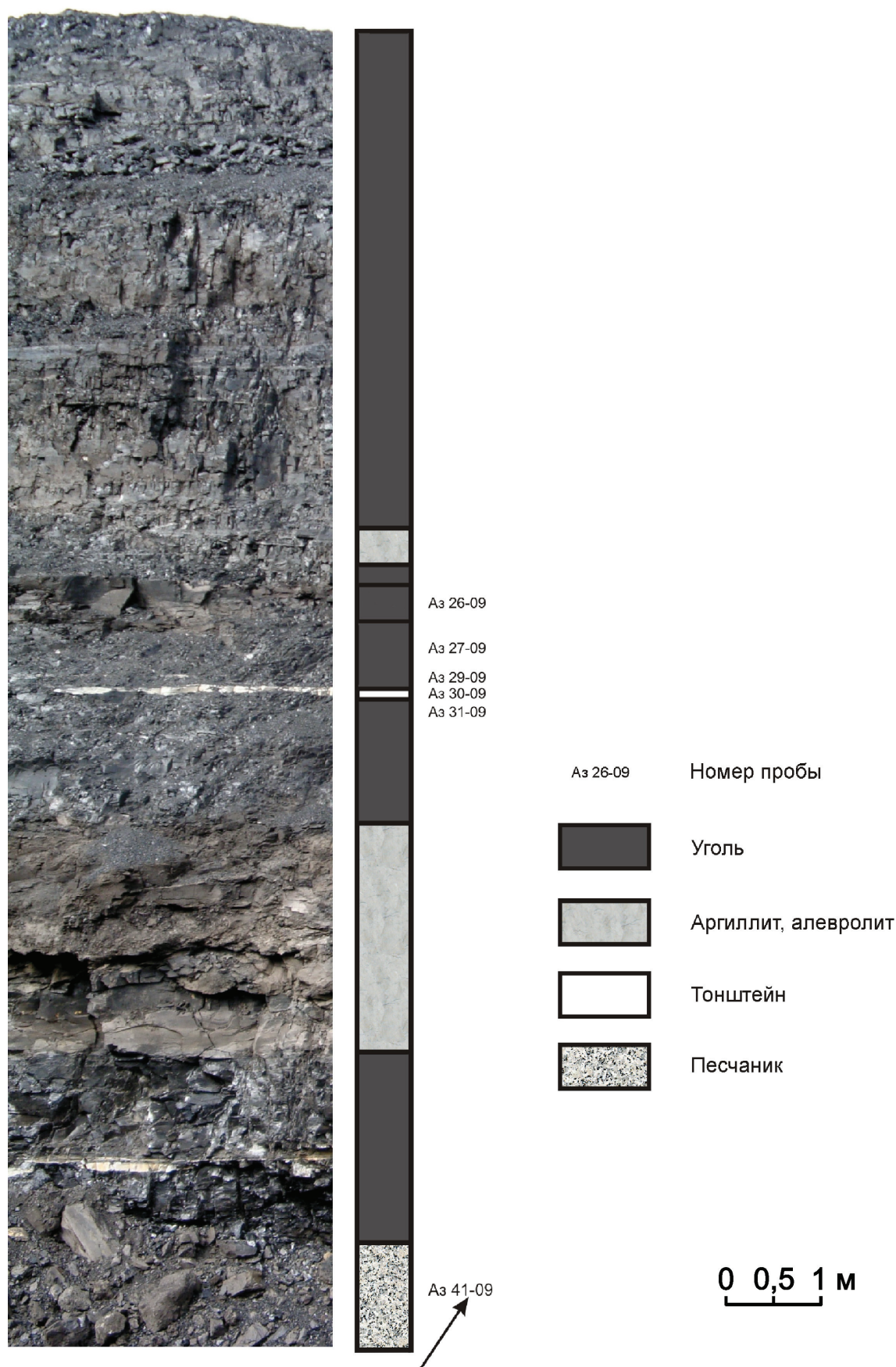


Рис. 2. Схема опробования пласта 2 (Азейское месторождение)

Таблица 2. Встречаемость самородных элементов

Наименование пробы	Уголь			Тонштейн	Зола угля		
	Аз 26-09	Аз 27-09	Аз 29-09		Аз 29-09	Аз 31-09	Аз 41-09
№ пробы							
Au	1	–	–	–	–	2	1 Au (Ni)
Au-Cu-Ag	5	–	–	1	–	2	1
Ag	–	–	–	–	–	1	1
Cu-Sn	–	–	–	–	–	5	–
Cu-Sn-Co	–	–	–	1+1 Cu-Sn (Co)	–	1 Cu-Sn (Co)	–
Fe-Cu-Sn (Zn)	–	–	–	1	–	–	–
Sn-Ni-Cu (Zn)	–	–	–	–	–	1	–
Sn-Ni-Zn	–	–	–	–	–	1	–
Cu	–	–	–	–	–	4	–
Cu-Zn	15	5	5	5	–	19	7
Cu-Ni-Zn	1	–	–	1	–	4	–
Cu-Ni	1	–	–	–	–	–	1
Ni	–	–	–	–	–	6	2
Zn	–	–	–	2	1	5	–
W	–	–	–	–	–	–	2
W-Co	–	–	–	–	–	–	2 +1W (Co)

При изучении углей и зол углей Иркутского бассейна на СЭМ, Au и Ag обнаружены в самородной форме (Au), Au (Cu), Au (Ni), Au-Cu-Ag, Ag (рис. 3). Максимальные размеры частиц достигают 7...8 мкм в длину, 5 мкм в ширину.

В угле и золе угля основной формой нахождения золота является Au-Cu-Ag соединение. Проба золота выдержана (Au 59,9...61,9 %), но содержания меди и серебра варьируют в широких пределах (Cu 25,15...33,15 %, Ag 4,94...13,19 %). Важной особенностью является тот факт, что в угле почти все включения золота были найдены в органическом веществе. Лишь одно зерно обнаружено в каолините.

В золе угля, отобранного непосредственно под тонштейном, выявлено несколько частиц самородного золота (Au), Au-Cu-Ag и Ag нанометровых размеров (табл. 2).

Единственная частица Au, содержащая примесь Ni (Au – 96,26 %) размером ~500 нм в длину найдена в глинистом веществе угля.

Помимо самородных форм в угле и золах углей установлены сульфиды Ag (аргентит, Ag₂S), а также не диагностированный минерал Ag₇CuS₅.

Элементы халькофилы (Sn, Cu, Ni, Zn)

Олово. Сплавами Sn оказались обогащены тонштейн и уголь на контакте с тонштейном. Основной формой нахождения Sn в образцах тонштейна и прилегающего к нему угля является интерметаллические соединения Cu-Sn-Co в различных пропорциях.

В тонштейне выявлены зерна Cu₁₁Sn(Co), Cu₁₂SnCo₂ и (Cu,Sn,Zn)₃Fe₇. Размеры минеральных выделений не превышают 3 мкм. Форма зёрен неправильная.

В золе притонштейнового угля (под тонштейном) выявлены интерметаллические соединения переменного состава: Cu₂₄Sn, (Ni,Cu)₃Sn₄(Zn), (Ni,Zn)₃Sn₄. Самородное олово образует гладкие, ксеноморфные выделения размером до 4 мкм, а

зёрна сложного состава имеют чешуйчатую и губчатую формы.

Кроме того, в этих же образцах обнаружены касситерит (SnO₂) и ромарчит (SnO).

Медь. Наиболее часто в углях месторождения Cu встречалась в виде Cu-Zn соединений с различным соотношением металлов (в основном Cu₃Zn₃). Размеры их в угле варьируют от сотен нм до первых десятков мкм. В золе найдены частицы до 25 мкм в длину. В золе угля, подстилающего тонштейн, на частице сажи обнаружены несколько почковидных образований Cu-Zn состава со значительно различающимися содержаниями Cu – от 7,7 до 81,8 %.

Часто встречаются сплавы Cu-Ni-Zn. Содержание Cu в них колеблется в широких пределах (14...57 %). Форма их выделений разнообразна. Зёрна с высоким содержанием Cu имеют более неровную, пористую поверхность. Размеры зёрен варьируют от сотен нм до 8 мкм.

В органическом веществе угля найдено несколько зёрен Cu₄Ni. Размеры зёрен от 5 до 8 мкм в длину.

Пористые частицы самородной меди (Cu) выявлены в золе угля. Размеры частиц от 0,5 до нескольких мкм.

Помимо сплавов в угле встречаются следующие минералы, содержащие медь: (Cu,Ni)FeS, Cu₄S₃, CuFeS₂, PbS(Cu).

Никель. В основном никель был найден в золе подстилающего тонштейн угля. Зёрна в длину достигают 1,5...2 мкм, однако была найдена частица размером 7 мкм (рис. 3). В золе угля выявлен агрегат самородного Ni и Cu₃Zn₂.

Помимо сплавов в угле были обнаружены: Ni(OH)₂ и соединение Ni-Fe-Co-S.

Цинк. В основном самородная форма элемента обнаружена в золе угля притонштейновой зоны (под тонштейном). Два включения были найдены в пробе тонштейна, одно включение находилось в органическом веществе, другое – в алюмосиликатной массе. Фибриллярное зерно Zn ~6,5 мкм в дли-

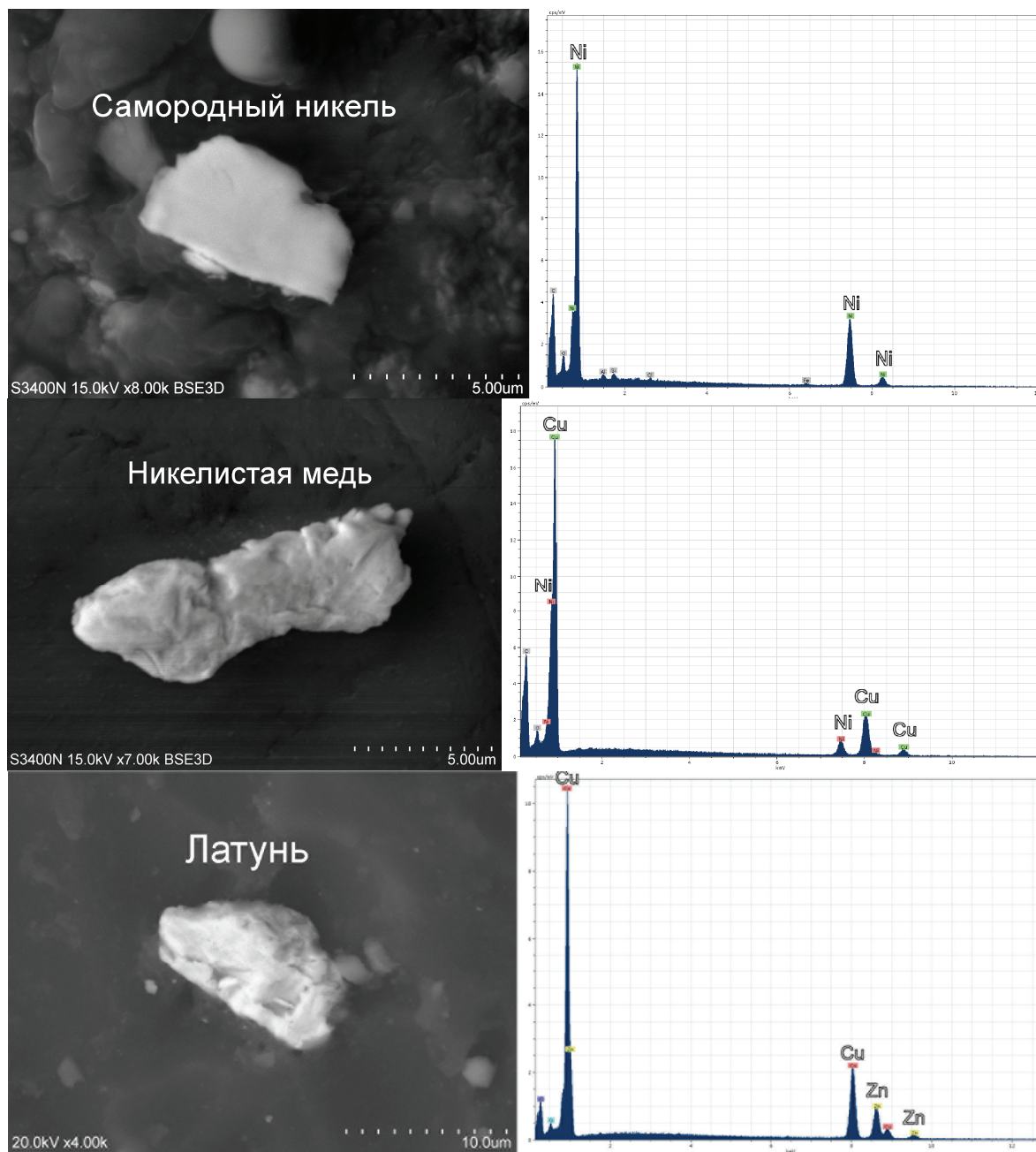


Рис. 3. Минералы, найденные в угле и золе угля Азейского месторождения

ну нашлось в золе угля, отобранного над тонштейном. Нередко встречается ZnS.

Вольфрам. Самородная форма W и W_4Co выявлены только в золе угля (рис. 3). Размеры зёрен не превышают 1...1,5 мкм. В одной из частиц W была определена 0,9 % примесь Co. В основном все частицы имеют неправильную форму, одна из них – сферической формы.

Остальные минералы W в углях месторождения представлены шеелитом ($CaWO_4$), гюбнеритом ($MnWO_4$) и вольфрамитом ($(Fe, Mn)WO_4$). Также в золе было обнаружено соединение $(W, Co)_2O_9$.

На спектрах самородных металлов часто видны пики C, O, Al, Si и прочих породообразующих эле-

ментов. В одних случаях это фоновые пики элементов матрицы, в которой находится включение. В других на поверхности зёрен могут образовываться плёнки оксидов, карбонатов и галогенидов [6]. По мнению А.П. Сорокина [7] это связано «с тонкой структурной организацией минералов».

Обсуждение результатов

В настоящее время имеется ограниченное число публикаций, в которых упоминается наличие самородных форм элементов либо природных сплавов в угле. В основном эти публикации посвящены формам нахождения золота. Вопрос самородных форм нахождения элементов в целом наиболее раскрыт в

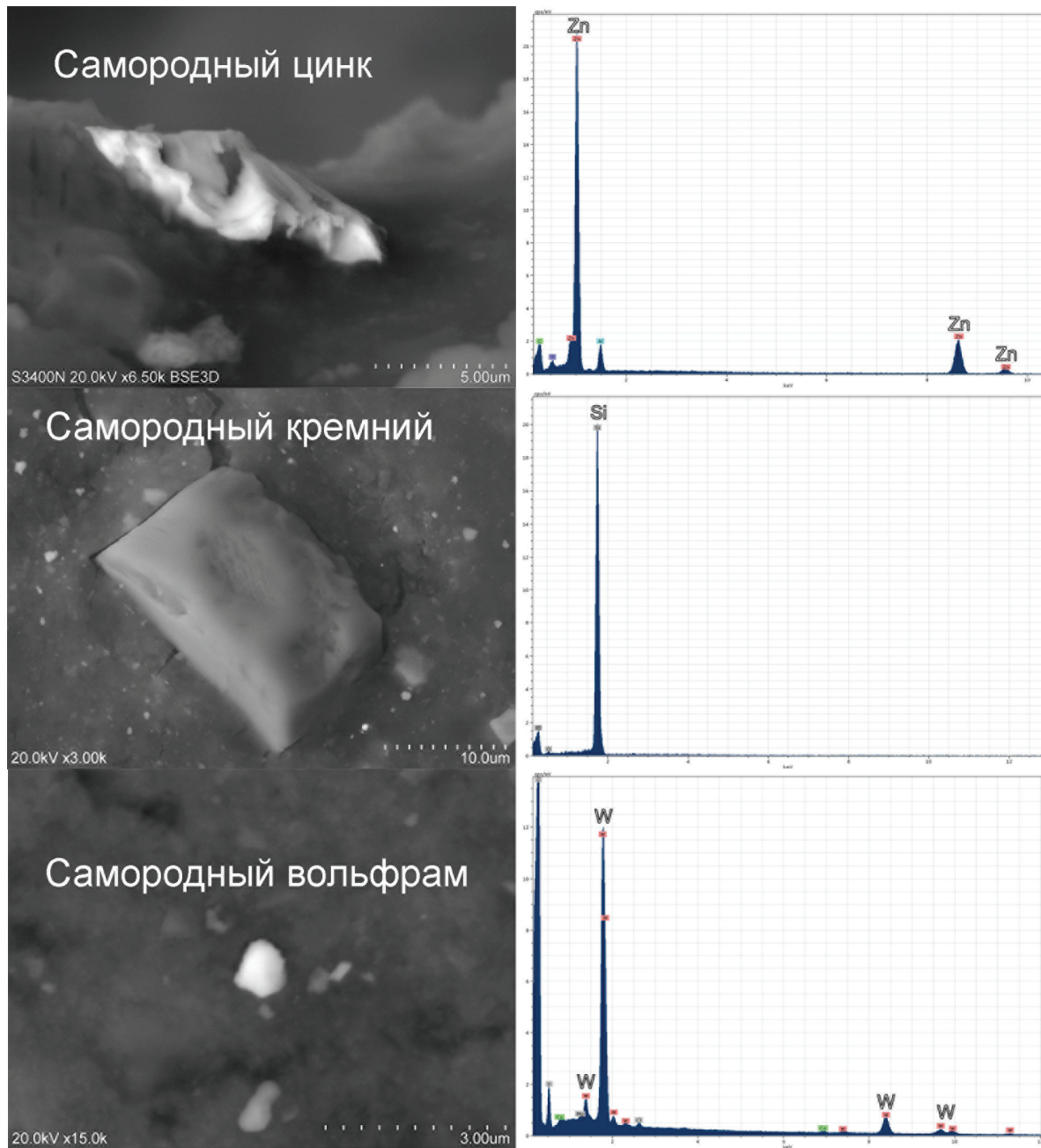


Рис. 3. Минералы, найденные в угле и золе угля Азейского месторождения (Продолжение)

публикациях В.В. Середина [6, 8]. Наличие самородных элементов в угле упоминается R.V. Finkalman [9, 10], С.И. Арбузовым и др. [11, 12].

В.В. Серединым [6, 13] при изучении кайнозойских угленосных депрессий восточной части России на СЭМ были найдены самородные металлы (Al, Si, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Nb, Pd, Ag, Cd, Sn, Ta, W, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi) и неметаллы (S, As, Se, Sb), и природные сплавы металлов (Fe-Cr-Ni, Ni-Cu, Ni-Sn, Zn-Cu, Sn-Cu, Sn-Pb, Sn-Pb-Bi, Au-Ag, Ag-Hg, Au-Hg, Au-Cu, Pt-Fe, Pt-Pd) и металлов с неметаллами (Pb-Se, Pb-Sb). Размеры включений достигали нескольких миллиметров. Такие же самородные элементы обнаружены

А.П. Сорокиным и В.И. Рождествой [7], изучавшими бурые угли Ерковецкого месторождения.

Поскольку практически все минералы и элементы, найденные в угле, находились в органическом веществе, можно сделать вывод, что это аутигенные образования.

Для образования самородных форм элементов необходимы сильные восстановительные условия. Такие условия минерализации могут быть следствием: активности гидротермальных систем, обогащённых H и CH₄; образования C-H газов из органического вещества в стадию углефикации, само органическое вещество (в угле и ископаемой древесине) [8].

По Азейскому месторождению нет никаких литературных данных о гидротермальной активности. В изученных пробах отсутствуют минеральные прожилки и следы преобразования первичного вещества, которые можно интерпретировать как гидротермально-метасоматические изменения. Всё это говорит в пользу того, что формирование самородной минерализации происходило *in situ* в процессе торфонакопления или последующей углефикации. Эпигенетическое накопление самородных металлов или интерметаллических соединений из подземных вод могло иметь место только в прикровельной и припочвенной частях пласта.

Из табл. 2 видно, что обогащение притонштейновой зоны угольного пласта было незначительным либо не имело места. Пробы характеризуются зольностью ниже средней по углям месторождения (A^d – 9,9 и 6,6 % для угля надтонштейновой и подтонштейновой зоны соответственно). На фоне высоких концентраций множества элементов в тонштейне угли на контакте характеризуются сравнительно скромными значениями, не превышающими средние содержания этих элементов в углях месторождения в целом. Исходя из низкой зольности и низкого содержания элементов примесей, можно предположить, что формирование тонштейна происходило в условиях верхового торфяника. Самородные элементы были обнаружены только в золе угля подтонштейновой зоны (табл. 2). Вероятно,

наличие тонштейнов (породных прослоев) в угле способствует образованию самородной минерализации, несмотря на то, что приконтактный уголь не обогащается этими элементами от тонштейна.

В восстановительной среде торфяника, как правило, происходит образование сульфидов [14]. Угли Азейского месторождения характеризуются низкими содержаниями серы, что подтверждается редкими находками сульфидов, представленных хорошо огранёнными кристаллами пирита и единичными зёрнами киновари. В то же время в пробах углей и золы угля обнаружено множество самородных элементов-халькофилов и их интерметаллических соединений. Эти находки позволяют предположить, что в условиях восстановительной среды при малой сернистости происходит образование самородных металлов и их интерметаллидов.

Заключение

В угле и золе угля Азейского месторождения найдено свыше 17 разновидностей самородных элементов и интерметаллических соединений. Все включения располагаются в органическом веществе угля, за редкими исключениями. Средний размер частиц составляет 1,5...2 мкм. Исключением являются соединения Си, достигающие десятков микрон в длину. Самородные элементы и интерметаллические соединения образованы в сильных восстановительных условиях при малой сернистости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юровский А.З. Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. – М.: Недра, 1968. – 214 с.
2. Леонов С.Б., Федотов К.В., Сенченко А.Е. Промышленная добыча золота из золошлаковых отвалов тепловых электростанций // Горный журнал. – 1998. – № 5. – С. 67–68.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. – Екатеринбург: УрОРАН, 2006. – 538 с.
4. Угольная база России. Т. III. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. – М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. – 488 с.
5. Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. – 2009. – V. 78. – P. 135–148.
6. Seredin V.V. Elemental metals in metalliferous coal-bearing strata // Proceed. ICCS'97. – Essen: DGMK, 1997. – V. 1. – P. 405–408.
7. Сорокин А.П., Рождествина В.И. Благородные металлы в бурых углях // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Всеросс. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – Т. I. – С. 223–226.
8. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI (Сводный, заключительный). Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. – М.: ООО «Геоинформ-марк», 2004. – 779 с.
9. Finkelman R.B. Modes of occurrence of trace elements in coal // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. – 1981. – № 81–99. – P. 322.
10. Finkelman R.B. Modes of occurrence of environmentally-sensitive trace elements in coal // Environmental aspects of trace elements in coal. – New York: Springer-Verlag, 1995. – P. 24–44.
11. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Изд. дом «Д-Принт», 2007. – 468 с.
12. Арбузов С.И., Ильенок С.С. Благородные металлы в бурых углях // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Всеросс. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – Т. I. – С. 44–46.
13. Seredin V.V. The Au–PGE Mineralization at the Pavlovsk Brown Coal Deposit, Primorye // Geology of Ore Deposits. – 2004. – V. 46. – № 1. – P. 36–63.
14. Кизильштейн Л.Я. Роль состава органического вещества в процессах аутигенного минералообразования // Геохимия современных и ископаемых осадков. – М.: Наука, 1982. – С. 174–178.

Поступила 31.05.2013 г.

УДК 553.94:550.4(55)

УГОЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ (НА ПРИМЕРЕ УГЛЕЙ ИРАНА)

В.И. Рыбалко

Томский политехнический университет

E-mail: rybalko14@yandex.ru

Рассмотрено влияние регионального и контактового метаморфизма углей на геохимический спектр угольных месторождений Ирана. Установлено, что процессы регионального метаморфизма, рассмотренные на примере среднеюрских угольных месторождений Табасского бассейна, приводят к увеличению содержания большинства элементов-примесей в углях. При исследовании контактового воздействия магматических тел на уголь, на примере месторождения Сангеруд в Эльбурсском угольном бассейне, выявлена зона обеднения углей элементами-примесями, измеряемая первыми сантиметрами. Показано, что процессы метаморфизма не являются ведущим фактором, определяющим уровни накопления редких элементов в углях.

Ключевые слова:

Уголь, Иран, метаморфизм углей, элементы-примеси.

Key words:

Coal, Iran, metamorphism of coal, trace elements.

В настоящее время под метаморфизмом углей понимается комплекс постдиагенетических преобразований угольного вещества в термобарических (и геохимических) условиях зон ката- и метагенеза [1]. За исключением преобразований угля на контакте с интрузивными телами понятие «метаморфизм углей» не совпадает с термином «метаморфизм горных пород». Угольному метаморфизму в петрологии соответствует дометаморфические превращения горных пород – катагенез. Вопрос о поведении элементов-примесей в процессе угольного метаморфизма изучен достаточно слабо.

Цель настоящих исследований – рассмотреть влияние угольного регионального и контактового метаморфизма на геохимический спектр угольных месторождений Ирана. Наиболее достоверную информацию о влиянии регионального метаморфизма на распределение элементов-примесей в углях можно получить, сопоставив средние содержания этих элементов в углях разной степени углефикации в Табасском угольном бассейне. Влияние контактового метаморфизма рассмотрено на примере угольных месторождений Сангеруд Эльбурсского бассейна.

Характеристика объектов исследования

В настоящей работе рассматриваются каменные угли двух угольных бассейнов Ирана: Эльбурсского и Табасского. Общие ресурсы угля в этих бассейнах превышают 36 млрд т. Угли имеют триас-юрский возраст, угольные пласты маломощные: средняя мощность рабочих пластов составляет 1...2 м [2]. Для получения наиболее объективной оценки влияния регионального метаморфизма на распределение элементов-примесей были выбраны угольные месторождения одновозрастных среднеюрских углей Табасского бассейна [2] (рис. 1, табл. 1). Среди изученных марок газовые жирные (ГЖ), коксовые жирные (КЖ) и антрациты (А).

На территории Ирана контактивно-метаморфические процессы, связанные с внедрением интрузивных тел, отмечаются на месторождении Сангеруд Эльбурсского бассейна. Интрузия представлена дайкой андезибазальтового состава, прорывающей угольный пласт мощностью 0,5...1 м.

живных тел, отмечаются на месторождении Сангеруд Эльбурсского бассейна. Интрузия представлена дайкой андезибазальтового состава, прорывающей угольный пласт мощностью 0,5...1 м.

Таблица 1. Распределение угольных месторождений Табасского бассейна по марочному составу

Марка углей	ГЖ	КЖ	А
Угольные месторождения	Хамкар Хашуни Пабдана	Ходжедж	Джафаран Мазино Бадаму



Рис. 1. Схема расположения исследуемых месторождений угля в Табасском бассейне

Методика исследований

Для оценки воздействия угольного метаморфизма на угли было выполнено геохимическое опробование угольных месторождений. Отбор проб производился бороздовым способом вкрест простиранья угольного пласта. На месторождении Сангеруд, в зоне воздействия интрузии на уголь-

ный пласт, были отобраны пробы из тела дайки, из непосредственного контакта угля с дайкой, на расстоянии 5, 10, 80 см и 5 м от контакта (рис. 2).

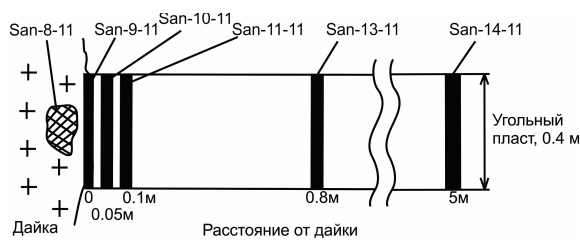


Рис. 2. Схема опробования месторождения Сангеруд на контакте с дайкой

Затем пробы высушивались в естественных условиях, дробились и истирались до пудры (0,074 мм).

Во всех углях и углистых породах определена зольность. Зольность и влажность определялась в Проблемной научно-исследовательской лаборатории по комплексному использованию горючих полезных ископаемых Западной Сибири кафедры химической технологии топлива и химической кибернетики Института природных ресурсов Томского политехнического университета (ТПУ) по ГОСТ 11022-95 (аналитики С.Г. Маслов, В.С. Архипов). Для количественного определения элементов-примесей использовались современные аналитические методы. Основным методом является многоэлементный инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА), выполненный в ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ (аналитик А.Ф. Судыко). Широкий спектр элементов определялся масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Анализ выполнялся в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского Государственного университета (аналитик Ю.В. Аношкина). Для оценки содержания в золах углей основных золообразующих элементов и отдельных микроэлементов в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа института Геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) выполнен рентгено-флуоресцентный анализ (аналитик Н.Г. Карманова).

Региональный метаморфизм

При погружении угленосных толщ вследствие повышения температуры и давления в недрах развиваются процессы метаморфизма угольного органического вещества, сопровождаемые глубокими изменениями неорганического вещества. Работ, посвященных вопросу поведения малых элементов в процессе угольного метаморфизма, мало. Влияние регионального метаморфизма на распределение малых элементов охарактеризовано в работах [3, 4]. Полученные выводы о влиянии регионального метаморфизма на угли основаны на сравнении содержаний элементов в углях разной степени метаморфизма. В большинстве случаев отмечается

тенденция снижения содержаний элементов-примесей в ряду бурые угли–антрациты. Однако при погружении угленосных толщ может иметь место и эпигенетическая минерализация, связанная с гидротермальными процессами [5].

Важной особенностью развития территории Ирана со времени угленакопления и по настоящее время является периодически проявляющаяся тектоническая активность, сказавшаяся на мощности угленосных отложений и степени регионального метаморфизма углей. В связи с этим в Иране наиболее часто встречаются угли марок ГЖ, КЖ, К, Т, А, а угли марок Д и Г имеют весьма ограниченное распространение.

Поскольку на территории Табасского угольного бассейна Ирана одновозрастные угли представлены марками ГЖ, КЖ и А, а угли марки КЖ отмечены только в одном месторождении Ходжедж, было принято решение объединить угли марок ГЖ и КЖ в одну группу и сравнивать с углями марки А.

Органическое вещество углей за весь период его геохимической истории и преобразования от торфов до графитов претерпевает непрерывную убыль массы, сопровождающуюся выделением летучих продуктов. По данным [6], потери от первоначального количества захороненного органического вещества в углях марок (КЖ+ГЖ) составляют около 49 %, а в углях марки А – 54 %. При этом общая органическая масса углей в процессе преобразования от марок (КЖ+ГЖ) к антрацитам характеризуется ростом содержаний углерода и снижением содержаний Н, N, S, O. Снижение концентраций Н, N, S, O связано с выделением летучих продуктов в форме CO₂, H₂O, CH₄, NH₃, H₂O. В то же время потеря органического вещества, характеризующаяся возрастанием средней зольности от 18,8 % углей марок (КЖ+ГЖ) до 24,3 % углей марки А, сопровождается и потерей минерального вещества. Это можно проследить на примере ряда золообразующих и малых элементов. Содержание Са в углях в ряду (КЖ+ГЖ)–А уменьшается от 0,66 до 0,45 %. Среди малых элементов по мере увеличения степени углефикации выносятся такие элементы как Sc, Zn, U, Sb (табл. 2). Эти данные согласуются с данными [3] о снижении уровней накопления углефильных элементов в углях Кузбасса от углей марки Д до антрацитов. В исследуемых углях Табасского бассейна Ирана отмечено возрастание содержаний в угле Cr, Co, Rb, Cs, La, Ce, Yb, Au, Th. При этом концентрации таких элементов-гидролизатов, как Nd, Sm, Tb, Lu, Hf, Ta, изменяются незначительно. В общем случае при отсутствии привноса элементов в угольный пласт факт возрастания их содержания может объясняться двумя причинами: потерей органической массы при углефикации и относительным увеличением их концентрации за счет частичного выноса основных золообразующих элементов.

В золе углей с увеличением степени углефикации снижается содержание практически всех элементов-примесей за исключением Cr, Tb, Ta и Co.

Таблица 2. Содержание отдельных элементов-примесей в углях и золах углей различного марочного состава, г/т

	Марка угля	A ^d , %*	Sc	Cr	Co	Zn	Rb	Sb	Cs	La	Ce	Nd
Уголь	КЖ+ГЖ	18,8	8,1	29,2	5,9	49,6	42,7	0,9	4,6	10,6	22,0	9,3
	А	24,3	7,8	38,8	8,8	49,1	49,6	0,7	5,7	11,2	22,4	9,3
Зола	КЖ+ГЖ		39,7	149,6	34,1	247,0	224,6	5,2	26,0	56,8	101,4	44,5
	А		38,1	170,5	40,3	209,8	217,9	3,8	21,9	51,9	97,9	38,1
	Марка угля	A ^d , %*	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Au**	U	Th
Уголь	КЖ+ГЖ	18,8	2,4	0,6	0,4	1,1	0,2	1,3	0,2	2,2	1,8	4,9
	А	24,3	2,2	0,5	0,4	1,4	0,2	1,4	0,2	6,8	1,3	5,5
Зола	КЖ+ГЖ		11,6	3,4	2,0	5,4	0,8	7,2	1,3	15,7	9,1	25,8
	А		10,0	2,8	2,0	5,0	0,7	6,4	1,5	7,0	5,7	23,7

Примечание: * – зольность угля; ** – в мг/т.

Для таких породообразующих окислов, как CaO, P₂O₅, BaO, MgO, MnO, SO₃, характерно отчетливое снижение концентрации в золе углей с увеличением степени метаморфизма. Для SiO₂, K₂O и TiO₂ характерно незначительное уменьшение, а для Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O – рост содержаний (рис. 3).

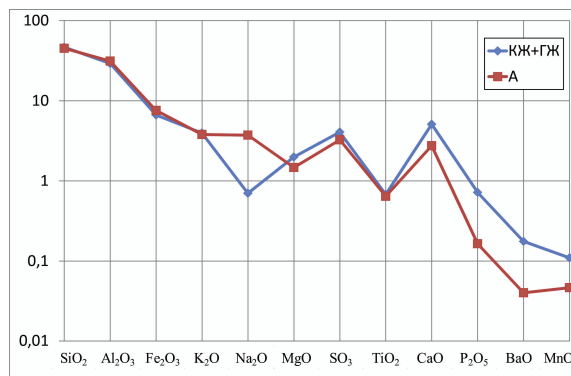


Рис. 3. Содержание основных породообразующих окислов в золе углей, вес. %. КЖ+ГЖ – среднее для месторождений угля марок КЖ и ГЖ; А – среднее для антрацитов

Влияние процессов углефикации на химические элементы различной углефильности можно проследить на примере U и Th (рис. 4). Поведение этих элементов в углях Ирана хорошо соотносится

с их общей геохимией. Уран – высокоподвижный элемент в различных процессах и условиях, торий – элемент-гидролизат, характеризующийся слабой подвижностью в низкотемпературных условиях в кислой и нейтральной среде [3]. По характеру наклона линий тренда (рис. 4) можно судить о более высоком торий-урановом отношении в углях марки А по сравнению с углями марок КЖ и ГЖ.

Изменение показателя лантан-иттербиевого отношения в ряду (КЖ+ГЖ)–А позволяет оценить миграционную способность отдельных групп редкоземельных элементов (РЗЭ).

В общем случае редкоземельным элементам свойственно возрастание миграционной способности в углекислых водах с увеличением атомной массы [7, 8]. Согласно оценкам М.П. Кетрис и Я.Э. Юдовича [9], La/Yb в бурых углях составляет в среднем 10, в каменных – 11. Эти данные согласуются с результатами, полученными нами для каменных углей и антрацитов Табасского бассейна Ирана, и позволяют сделать вывод, что миграционно-способные тяжелые РЗЭ были вынесены из углей на стадиях угольного метаморфизма, предшествующих формированию углей изученных марок. По мере возрастания степени углефикации лантан-иттербиевое отношение практически не меняется как в углях, так и в золе углей Ирана (табл. 3).

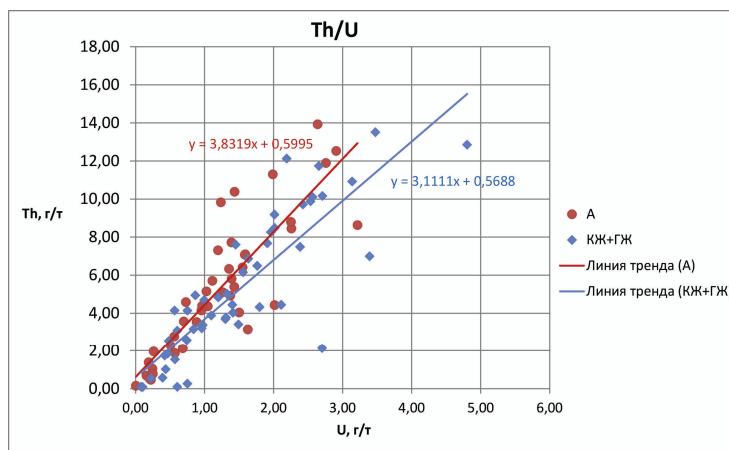


Рис. 4. Торий-урановое отношение в углях. А – пробы из месторождений антрацитов; КЖ+ГЖ – пробы угля из месторождений марок КЖ, ГЖ

Таблица 3. Содержание U, Th, La, Yb (г/т), торий-урановое, лантан-иттербиевое отношение в золах углей месторождений Ирана

Месторождение	U	Th	Th/U	La	Yb	La/Yb
Угли марок КЖ+ГЖ						
Хамкар	7,1	27,0	3,8	66,2	6,1	10,8
Хашуни	7,2	31,8	4,4	60,0	5,8	10,4
Пабдана	12,6	27,0	2,1	54,5	5,5	9,9
Ходжедк	9,6	17,4	1,8	46,6	4,0	11,5
Среднее	9,2	25,8	2,8	56,8	5,4	10,5
Угли марок А						
Джафаран	6,6	26,7	4,1	55,7	5,0	11,2
Мазино	4,9	24,7	5,1	54,8	5,8	10,1
Бадаму	5,6	19,8	3,5	45,5	5,5	10,1
Среднее	5,7	23,7	4,2	51,9	5,0	10,4

Таким образом, проведенные исследования показали, что процессы регионального метаморфизма в углях Ирана приводят к увеличению содержания большинства элементов-примесей в углях, что, вероятно, связано с потерей органической массы и возрастанием зольности. При сравнении содержаний элементов-примесей в золе угля для многих из них наблюдается снижение концентраций при увеличении степени углефикации. Отмечено относительное увеличение доли некоторых элементов-гидролизатов в угле, обусловленное более интенсивным выносом из угля при метаморфизме такого золообразующего элемента, как Са, и его спутников Ва и Sr, а также ряда микроэлементов (Sc, U, Zn, Sb). Полученные выводы о влиянии регионального метаморфизма на геохимический спектр углей основаны на сравнении углей разного марочного состава и не учитывают других факторов, таких как состав области питания угленосных отложений и фациальные условия накопления углей. Более отчетливую картину поведения элементов-примесей при метаморфизме можно наблюдать при исследовании контактового воздействия интрузивных тел на угольный пласт.

Контактовый метаморфизм

По вопросам, посвященным воздействию изверженных пород на неорганическое вещество углей и на поведение элементов-примесей в зонах контакта, имеется незначительное количество работ [3, 10–13]. Приводимые в этих работах данные весьма неоднозначны. Отмечен вынос [10], накопление [11, 13] и перераспределение [3] элементов-примесей в углях при метаморфизме.

Влияние дайки андезибазальтового состава на распределение некоторых элементов-примесей в углях месторождения Сангеруд было рассмотрено в предшествующей работе автора [14].

Характерная особенность углей из зоны контактового метаморфизма – повышенная минерализация на контакте углей с интрузивным телом и её постепенное снижение по мере удаления от контакта (рис. 5). Причиной этого является новообразование минералов в результате взаимодействия гидротермальных растворов и продуктов разложения органического вещества.

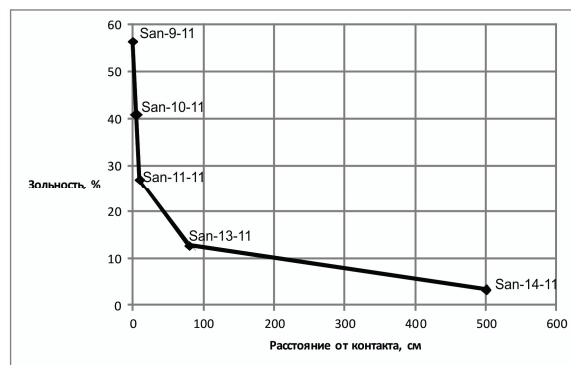


Рис. 5. График изменения зольности в зоне контакта дайки и углей

В целом распределение большинства элементов-примесей в зоне контакта интрузии и углей достаточно однообразное. Приконтактная область (5...10 см от контакта) обеднена элементами-примесями в разной степени. Содержание Se, Hf, Ва, Nd, Rb, Zn, Та в угле здесь ниже предела обнаружения анализа. Обеднение приконтактной области характерно для Li, В, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, In, Sn, Cs, Ва, РЗЭ, Hf, Та, W, U, Th (рис. 6, а). Золообразующие элементы (Fe, Са), напротив, концентрируются в приконтактной зоне (рис. 6, в). Некоторое обогащение приконтактной области также характерно для Sb, As, Mn (рис. 6, б). Повышенное содержание Mn в приконтактной области ранее отмечалось другими авторами [10]. Это может быть связано с осаждением Mn^{2+} на геохимическом карбонатном барьере и образованием малорастворимого карбоната либо изоморфной примеси в карбонатах Са, Mg и Fe [15]. Своеобразно поведение Вг, который практически полностью вынесен из зоны контакта, причем как из интрузии, так и из углей (рис. 6, з).

Распределения элементов-примесей в зоне контактового влияния дайки в золе подобно распределению в угле. Только в данном случае для проб, удаленных от контакта на 80 см и 5 м, отмечаются более высокие концентрации практически всех химических элементов по сравнению с их содержанием в интрузивном теле (рис. 7).

Для макрокомпонентного состава зола угля характерно обеднение приконтактной зоны SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , ВаО (рис. 8, а) и обогащение Fe_2O_3 , MgO, СаО, MnO (рис. 8, б). Обогащение зола угля приконтактной зоны отдельными окислами связано с новообразованием карбонатных минералов в результате взаимодействия гидротермальных растворов и органического вещества.

Сопоставляя данные по содержанию элементов-примесей в исследуемой дайке андезибазальтов со средними концентрациями элементов-примесей для пород подобного состава верхней части континентальной земной коры [16], можно отметить обогащение дайки всеми элементами-примесями за исключением Mn (табл. 4).

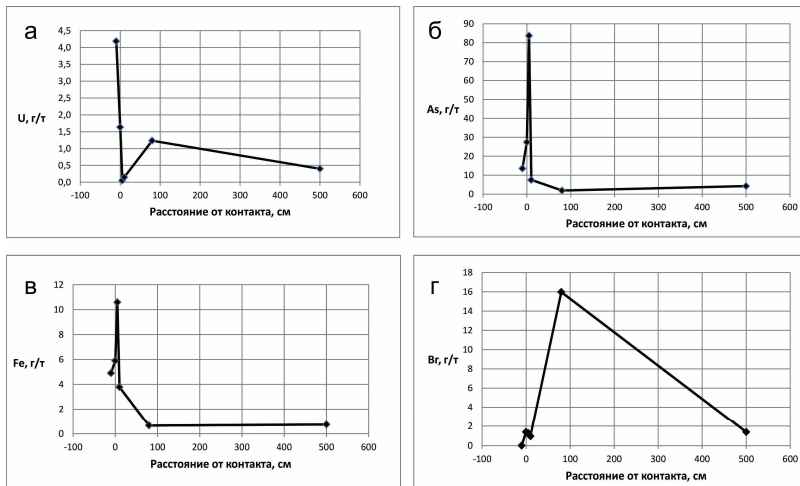


Рис. 6. Распределение: а) U; б) As; в) Fe; г) V в угле вблизи контакта угольного пласта и дайки

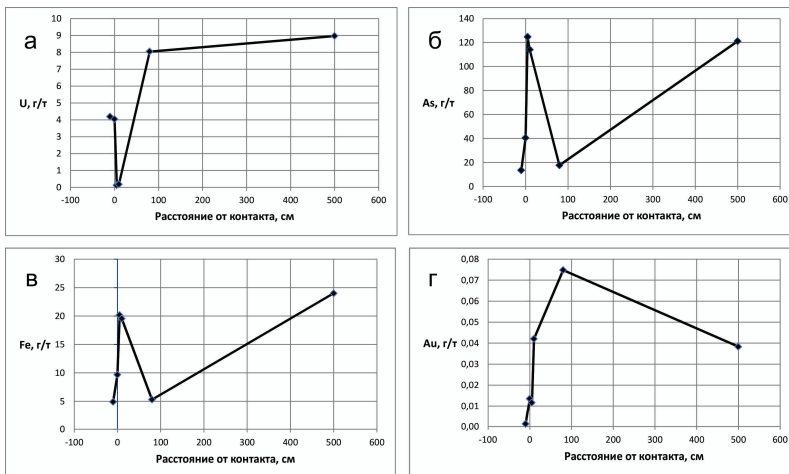


Рис. 7. Распределение: а) U; б) As; в) Fe; г) Au в золе угля вблизи контакта угольного пласта и дайки

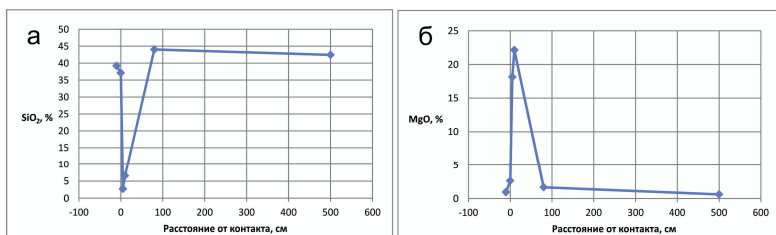


Рис. 8. Распределение золообразующих окислов (а – SiO₂; б – MgO) в золе угля вблизи контакта угольного пласта и дайки

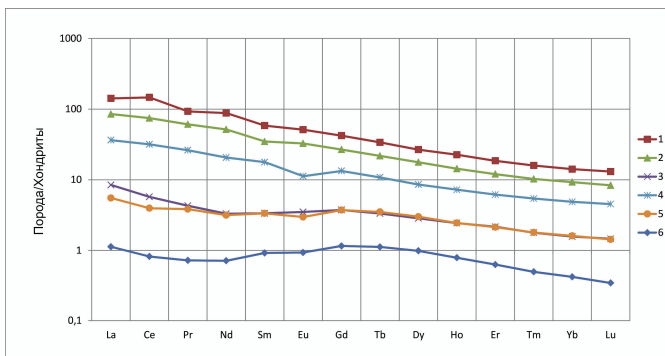


Рис. 9. Спектр распределения РЗЭ в зоне контакта углей и дайки. 1 – проба из интрузивного тела; 2 – зола углей из непосредственного контакта интрузии и угля; 3 – зола угля в 5 см от контакта; 4 – зола угля в 80 см от контакта; 5 – зола угля в 5 м от контакта; 6 – зола неизмененного угля в 80 м от контакта

Таблица 4. Сопоставление данных по содержанию элементов-примесей (г/т) в дайке андезибазальтов (1) и средних данных для вулканитов среднего (2) и основного (3) состава верхней части континентальной земной коры [16]

	Sc	Mn	Co	Cr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
1	39	472	124	481	57	113	56	6,2	4,9	2,6	3,4	0,46	9,8	6,7	8,3	4,2
2	15	1080	19	30	28	50	20	4,3	1,2	0,7	2,0	0,32	3,6	1,0	4,1	1,1
3	31	1400	30	130	19	43	21	5,1	1,6	1,0	2,3	0,46	3,7	0,8	2,7	0,9

Рассматривая профили распределения редкоземельных элементов на контакте угля и дайки, нормированные по отношению к углистым хондритам [17], можно выделить следующие закономерности (рис. 9):

- в зоне контакта исчезает типичное для углей месторождения обогащение РЗЭ средней группы (кривая 6 по сравнению с кривой 2).
- лантан-иттербиевое отношение уменьшается по мере удаления от контакта, что согласуется с геохимией РЗЭ в углекислых водах.
- отсутствие на графиках отрицательной Се-аномалии указывает на бескислородный режим миграции РЗЭ, так как в окислительных условиях происходит окисление церия до Se^{4+} и выпадение его из раствора и, как следствие, появление отрицательной аномалии в водах и преобразованных ими породах.

Таким образом, при контактовом метаморфизме углей происходит перераспределение элементов за счет встречных флюидопотоков от интрузивных тел и углей и вмещающих пород. При этом угли обогащаются типичными для интрузии элементами, а интрузивное тело обогащается элементами-примесями, характерными для углей. При внедрении в угольный пласт интрузивного тела на непосредственном контакте отмечается зона выноса, которая обеднена большинством элементов-примесей за ис-

ключением некоторых золообразующих элементов (Ca, Fe) и отдельных малых элементов (As, Sb, Mn).

Выводы

1. Процессы регионального метаморфизма приводят к увеличению концентраций большинства элементов-примесей в углях, что связано с потерями органической массы при углефикации и возрастании общей зольности. При этом содержание Ca, U, Sb, Zn, Sc в углях в процессе угольного метаморфизма отчетливо снижается. В золах углей при метаморфизме отмечено фракционирование элементов-примесей, обусловленное их разной подвижностью в углекислых растворах и приводящее к относительному накоплению элементов-гидролизатов.
2. При контактовом воздействии интрузивных тел на угли ведущее значение приобретают контактово-метасоматические процессы, в результате которых интрузивное тело обогащается элементами-примесями, типичными для углей (Sc, Co, U, Th, РЗЭ и др.), а угли обогащаются элементами-примесями, характерными для интрузивных тел (Mn). Зона ближайшего контакта в угольном пласте обеднена большинством элементов-примесей, за исключением некоторых золообразующих элементов (Ca, Fe) и отдельных малых элементов (As, Sb, Mn).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – 779 с.
2. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 1. Минерально-сырьевая база Ирана (твердые полезные ископаемые) / под ред. В.П. Орлова. – М.; СПб.: ВНИИЗарубежгеологии, 1993. – 300 с.
3. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Изд. дом «Д-Принт», 2007. – 468 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. – Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 538 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическая геохимия угля: аспекты теории. – Сыктывкар: Геопринт, 2003. – 56 с.
6. Радченко О.А., Рогозина Е.А. О соотношениях в изменении функциональных групп и летучих продуктов углефикации гумусовых углей // Химия твердого топлива. – 1975. – № 3. – С. 3–14.
7. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
8. Вах Е.А., Харитоновна Н.А., Вах А.А. Редкоземельные элементы в углекислых минеральных водах приморья // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Матер. Всеросс. конф. с участием иностранных ученых. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. – С. 307–310.
9. Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal Geol. – 2009. – V. 78. – P. 135–148.
10. Querol X., Alastuey A., Lopez-Soler A., Plana F. et al. Geological controls on the mineral matter and trace elements of coals from the Fuxin basin, Liaoning Province, northeast China // Int. J. Coal Geology. – 1997. – V. 34. – № 1–2. – P. 89–109.
11. Finkelman R.B., Bostick N.H., Dulong F.T., Senftle F.E., Thorpe A.N. Influence of an igneous intrusion on the inorganic geochemistry of a bituminous coal from Pitkin County, Colorado // Int. J. Coal Geology. – 1998. – V. 36. – № 3–4. – P. 223–241.
12. Goodarzi F., Cameron A.R. Organic petrology and elemental distribution in thermally altered coals from Telkwa, British Columbia // Energy Sources. – 1990. – V. 12. – P. 315–343.
13. Гуревич А.Б., Гаврилова О.И. Об эманационном воздействии интрузивных траппов на ископаемые угли // Литология и полезные ископаемые. – 1990. – № 4. – С. 125–128.
14. Рыбалко В.И. Распределение U, Th и REE в зоне влияния дайки андезибазальтового состава в углях месторождения Сангеруд // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Матер. Всеросс. конф. с участием иностранных ученых. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. – С. 271–274.
15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. – 656 с.
16. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 785–792.
17. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

Поступила 28.11.2012 г.

УДК 552.5

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРФЕНОВСКОГО И БОТУОБИНСКОГО ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДА АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ И НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

М.М. Пушкарева, Е.М. Хабаров, И.В. Варакина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
E-mail: pushkarevamm@gmail.com; khabarovem@ipgg.sbras.ru; varaksinaiv@ipgg.sbras.ru

В результате проведенных исследований выяснены особенности состава, строения и обстановок формирования ботубинского и парфеновского горизонтов верхнего венда юга Сибирской платформы. Выполнен их сравнительный анализ и оценено влияние седиментационных и постседиментационных факторов на формирование фильтрационно-емкостных свойств. Показано, что породы рассматриваемых продуктивных пластов существенно различаются по составу обломочного материала и обстановкам седиментации. Наиболее разнообразны по типам пород аллювиальные и прибрежно-морские комплексы парфеновского горизонта. Продуктивные песчаники ботубинского горизонта более однородны по составу и накапливались в обстановках крупной баровой системы. Формирование коллекторов было обусловлено в первую очередь составом пород и типом цемента и, в меньшей степени, размерностью зерен и их сортировкой.

Ключевые слова:

Сибирская платформа, парфеновский горизонт, ботубинский горизонт, литология, коллекторские свойства.

Key words:

Siberian Platform, parfenovskiy horizon, botuobinskiy horizon, lithology, reservoir properties.

Введение

Восточная Сибирь признана на сегодняшний день одним из наиболее перспективных регионов для развития нефтедобычи в России. Особый интерес представляет юг Сибирской платформы, где в пределах Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) и Ангаро-Ленской ступени (АЛС) открыто значительное количество крупных месторождений нефти и газа. Результаты поисково-разведочных работ свидетельствуют о том, что основная часть углеводородов приурочена к вендскому терригенному нефтегазоносному комплексу.

На территории АЛС на протяжении многих лет нефтегазопроисследовательские работы проводились в основном в северо-западных и северо-восточных частях, и был сделан вывод о приуроченности большей части ресурсов углеводородов к парфеновскому горизонту венда [1–3]. Новые данные, полученные в результате глубокого бурения, подтвердили его перспективность и в центральных районах. Основным объектом нефтегазодобычи на территории НБА является ботубинский продуктивный горизонт, который, по мнению многих исследователей, счита-

ется возрастным аналогом парфеновского [4, 5]. Сравнительный анализ новейших данных по литологии рассматриваемых продуктивных пластов центральной части АЛС и северо-востока НБА позволяет расширить представления о составе и строении коллекторов.

Стратиграфическая позиция

Стратиграфическая позиция этих продуктивных горизонтов близкая, поскольку они приурочены к верхней части терригенного комплекса нижнего венда. Вместе с тем в деталях корреляция их далеко неоднозначна. Некоторые исследователи считают ботубинский горизонт возрастным аналогом парфеновского, другие полагают, что горизонты занимают различные стратиграфические позиции.

Например, Л.Ф. Тыщенко считает, что парфеновский горизонт песчаников тирской свиты на юго-востоке территории НБА (это песчаники, аналогичные ботубинским на северо-востоке НБА) является аналогом боханского продуктивного горизонта на АЛС [6]. Таким образом, парфеновский

горизонт АЛС залегает значительно выше, чем ботубинский НБА.

Н.В. Мельников рассматривает их в качестве возрастных аналогов в соответствии с решениями IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания [4, 5]. На сегодняшний день с этим вариантом соглашается большинство исследователей.

Литология

Рассмотрим более детально состав ботубинского и парфеновского горизонтов.

Ботубинский горизонт залегает в основании нижней подсвиты бюкской свиты, подстилается аргиллитами и алевролитами курсовской свиты, переход от которой охарактеризован переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников с постепенным возрастанием роли последних вверх по разрезу (рис. 1). Отложения ботубинского горизонта перекрываются доломитами и ангидритами верхней подсвиты бюкской свиты, причем переход также постепенный и выражен в увеличении содержания карбонатно-сульфатного цемента в песчаниках прикровельной части. Общая мощность составляет до 30 м. Горизонт сложен главным образом песчаниками, однако в некоторых разрезах в основании отмечается пачка, представленная переслаиванием аргиллитов и алевролитов. Песчаники

мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда гравелитистые, преимущественно кварцевые (содержание полевых шпатов от 0 до 15 %), литокласты отсутствуют. В породах наблюдается микро- и тонкая слоистость, связанная с чередованием слоев с разной размерностью зерен. По данным гранулометрии в ботубинском горизонте фиксируется общий тренд на укрупнение зернистости вверх по разрезу, осложненный отдельными последовательностями более мелкого масштаба. Этот факт наряду с другими текстурными особенностями позволяет сделать вывод о баровом генезисе пород. Цвет песчаников варьирует в зависимости от степени нефтенасыщенности от светло-серого до темного. Содержание цементов невелико и колеблется в пределах от первых процентов до 10...15 %. Цемент порово-пленочный глинистый и слюдисто-железистый фиксируется в нижней части горизонта (до 5 %). Выше по разрезу возрастает роль пойкилитового доломит-ангидритового (до 5 %) и кварцевого регенерационного (до 10...15 %) цемента, при снижении содержания полевых шпатов.

Парфеновский горизонт верхней подсвиты чорской свиты представлен неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 2). Породы залегают на аргиллитах и алевролитах нижней подсвиты чорской свиты и перекрываются карбонатно-сульфатными отложениями катангской

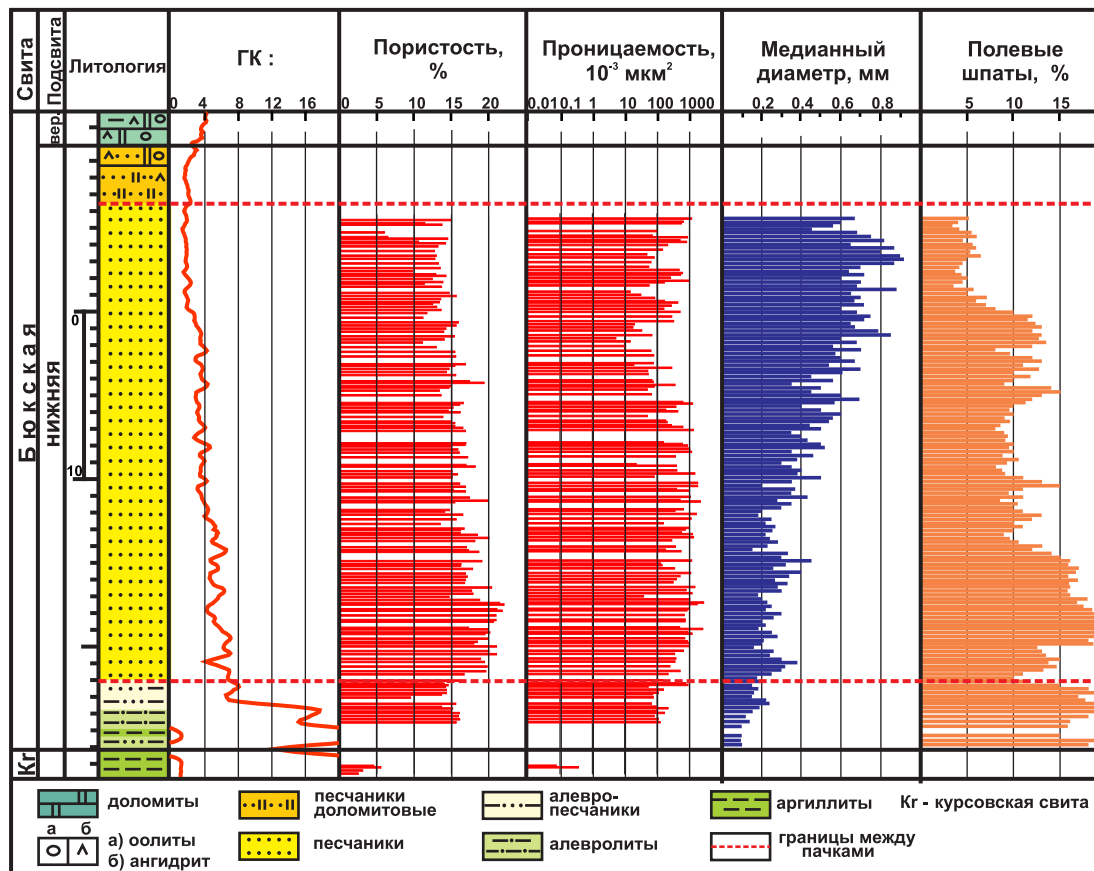


Рис. 1. Распределение пористости, проницаемости, гранулометрического состава и полевых шпатов в ботубинском горизонте на примере одной из скважин северо-востока Непско-Ботубинской антеклизы

свиты. Мощность горизонта варьирует от 30 до 60 м. В целом можно выделить две части: нижнюю преимущественно алеврито-глинистую и верхнюю с преобладанием песчаного материала. В отличие от ботубинского пласта, разрезы центральной части АЛС существенно отличаются друг от друга и двучленное деление призвано в первую очередь отразить общее изменение условий осадконакопления.

В нижней части состав глинистого материала преимущественно хлорит-гидрослюдистый. Алевритовая примесь состоит в основном из кварца, в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты и слюды (мусковит, биотит). Алевриты характеризуются слюдисто-полевошпат-литито-кварцевым составом. Особенностью алевро-песчаных пород рассматриваемой пачки является широкое развитие (от 10 до 30 %) хлорит-гидрослюдистого порово-пленочного цемента, содержание которого в более тонкозернистых разновидностях возрастает. Крайне редко в порах отмечаются выделения доломита, крупные кристаллы которого, разрастаясь, включают близлежащие обломки пород и полевых шпатов.

Верхняя часть разреза сложена главным образом песчаниками серыми с буроватым оттенком, в основном мелко-средне-крупнозернистыми, плохо сортированными, прослоями гравелитистыми, полевошпат-литито-кварцевыми, реже слюдисто-полевошпат-литито-кварцевыми, от массивных до полого-косо-слоистых. Литокласты представлены в широком спектре – от кварцитов до фрагментов синседиментационных глинистых пород. Послед-

ние образовались во многих случаях при врезании русла в пойменные отложения. Отмечается общий тренд уменьшения зернистости вверх по разрезу.

Состав цементирующего материала в парфеновских песчаниках сложный и изменчивый. Преобладающим является пленочно-поровый хлорит-гидрослюдистый цемент (10...20 %), но его содержание сокращается до 1...5 % в прикровельной части. Подчиненное значение имеет кварцевый регенерационный цемент (1...5 %), количество которого возрастает вверх по разрезу, достигая в более мелкозернистых разновидностях 10 %. Крайне редко встречается пойкилитовый доломитовый цемент, причем во всех разрезах его содержание несколько увеличивается в основании горизонта (до 10...15 %).

Таким образом, оба горизонта представлены обломочными породами, однако состав их различен. Распределение полевых шпатов и литокластов в парфеновском горизонте закономерно. В песчаниках ботубинского горизонта фиксируется четкий тренд на уменьшение содержания полевых шпатов вверх по разрезу. На основе полученных данных можно сделать вывод, что источником сноса при формировании отложений парфеновского горизонта являлись породы орогенных поднятий Присяня и Прибайкалья. Обломочный материал пород ботубинского горизонта, вероятнее всего, был привнесен из Прибайкальской области и/или с локальных поднятий, которые находились на территории современной Непско-Ботубинской анте-

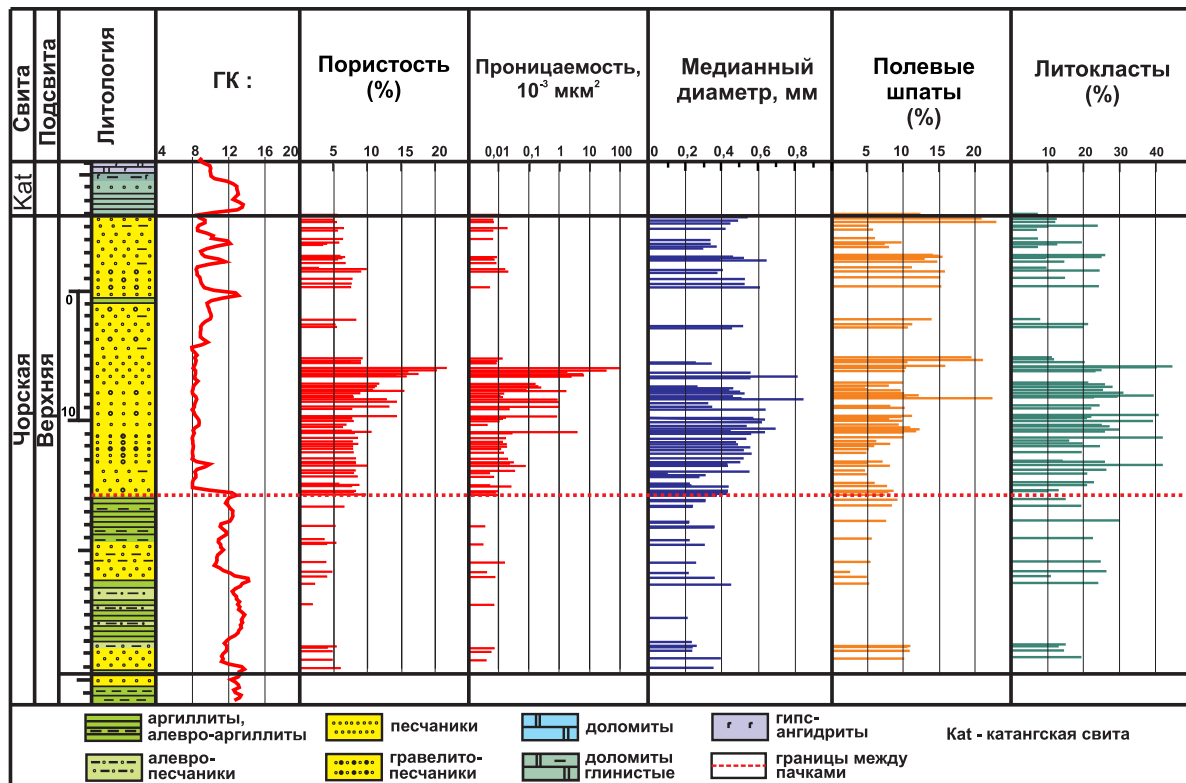


Рис. 2. Распределение пористости, проницаемости, гранулометрического состава, полевых шпатов и литокластов в парфеновском горизонте на примере одной из скважин центральной части Ангаро-Ленской ступени

клизы [7]. Важно отметить, что в пределах Среднеботуобинского месторождения ботуобинский горизонт представлен зрелым песчаным материалом, неоднократно переработанным в условиях существовавшей крупной баровой системы.

Гранулометрический состав пород также различен. Продолжительная переработка существенно кварцевого материала в условиях крупного проградирующего бара получила отражение в четко прослеживаемом тренде на укрупнение зернистости вверх по разрезу ботуобинского горизонта. Аллювиальные и прибрежные обстановки накопления осадков парфеновского горизонта привели к формированию разнонаправленных последовательностей метрового масштаба, соответствующих аллювиальным циклам, в том числе в пределах дельтовых равнин плоских дельт и проградации прибрежных и приустьевых баров.

Как уже отмечалось, породы горизонтов отличаются составом цементирующего материала. Повсеместно отмечаются тренды, фиксирующие изменение содержания того или иного типа цемента. Для ботуобинских песчаников характерно в целом незначительное развитие цементов в разрезе, при этом основным является регенерационный кварцевый, а в парфеновском доминирует порово-плечный глинистый.

Породы обоих горизонтов характеризуются общим трендом на возрастание роли регенерационного кварцевого цемента вверх по разрезу, который коррелирует с увеличением кварцевой компоненты в составе обломочной части.

В породах ботуобинского горизонта очень низкое содержание порово-плечного глинистого (преимущественно гидрослюдистого) цемента, и его распределение хорошо коррелирует с содержанием полевых шпатов. В отложениях парфеновского горизонта глинистый цемент развит по всему разрезу, представлен как хлоритовым, так и слюдисто-железистым материалом. В целом его количество составляет от 10 до 32 %. Также наблюдается общая корреляция между содержанием полевых шпатов и литокластов и количеством глинистого цемента.

Ангидрит-доломитовый тип цемента развит в породах обоих горизонтов весьма слабо (первые проценты). В ботуобинских песчаниках его содержание возрастает в приграничных зонах до 10...15 %. В разрезах парфеновского горизонта количество ангидрит-доломитового цемента достигает 10...15 % лишь в основании. Такое распределение можно объяснить различием путей миграции карбонатно-сульфатных пластовых вод.

Структура порового пространства

Структура порового пространства пород продуктивных горизонтов неоднородна. Во всех песчаниках ботуобинского горизонта отмечаются открытые поры, размер которых варьирует от сотых долей до 0,35 мм, редко до 0,55 мм. По данным микроскопического исследования окрашенных шли-

фов и образцов в сканирующем электронном микроскопе рассматриваемые породы характеризуются относительно простым строением порового пространства. Пory преимущественно межзерновые и имеют трех-четырёхугольную, трапецевидную или удлинённо-продолговатую форму сечений, соединены каналами, ширина которых варьирует от 0,1 мм до 5 мкм и меньше. Пory и каналы в основном унаследованы от седиментогенных межзерновых пустот, которые в результате постседиментационных процессов претерпели существенные изменения. В ходе катагенеза в породах широко проявились процессы стилолитизации, регенерации, развития конформных и инкорпорационных межзерновых контактов, что в целом привело к неоднородному распределению пор. Наблюдаются участки с достаточно плотной упаковкой зерен. Образование граней роста регенерационного кварца и появление других типов цемента сократило объём и усложнило геометрию пор. При этом процессы пелитизации и выщелачивания полевых шпатов благоприятствовали образованию дополнительных пор.

Пустотное пространство пород парфеновского горизонта сложнее. В интервалах с преобладанием алевролитов и аргиллитов коллекторские свойства крайне низкие. В песчаных и алевропесчаных породах значения пористости варьируют в пределах от 5 до 20 % (в среднем около 14...16 %). Наблюдается сильная изменчивость размеров пор от тысячных долей до 0,3 мм. Дополнительная пористость в породах возникает благодаря хлоритовому цементу, точнее его слоистой структуре. Осадки подверглись воздействию процессов уплотнения, деформации обломков, регенерации, аутигенного минералообразования, которые значительно сузили поры и ухудшили их сообщаемость.

Коллекторские свойства

Распределение фильтрационно-емкостных свойств пород ботуобинского горизонта более равномерно по сравнению с породами парфеновского, и в целом показатели пористости и проницаемости этих песчаников гораздо выше. Если для пород парфеновского горизонта отмечается лишь один резко выраженный максимальный пик, то для пород ботуобинского – это незначительные вариации значений на фоне в целом высоких. Отмеченный пик максимальных значений пористости и проницаемости в породах парфеновского горизонта приходится на интервал, сложенный полевошпат-литито-кварцевыми песчаниками со значительным количеством хлорит-гидрослюдистого (при резком возрастании хлорита) цемента. Известно, что литологические параметры пород влияют на коллекторские свойства. Анализ зависимостей литологических характеристик и ФЕС показал, что исходный состав породы и тип цемента контролировали структуру пустотного пространства. Ухудшение ФЕС связано с развитием кварцевого регенерационного и, частично, карбонатного пойкилитового

цементов, развитие которых во многом зависит от содержания полевого шпата и обломков пород. Максимальные значения пористости и проницаемости ботубобинских отложений соответствуют интервалу хорошо сортированных мелко-среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников с минимальным развитием кварцевого регенерационного и ангидрит-доломитового пойкилитового цемента (рис. 1). Наибольшими значениями пористости и проницаемости в разрезе парфеновского горизонта обладают полевошпат-литито-кварцевые русловые песчаники с преимущественно хлоритовым цементом (рис. 2). Следовательно, на формирование коллекторских свойств нижневендских продуктивных пластов существенное влияние оказывали не только седиментационные, но и постседиментационные факторы. Последние, в некоторых случаях, могли полностью изменить синседиментационную структуру порового пространства.

Обстановки седиментации

Реконструкция обстановок седиментации базировалась на анализе типов отложений со своими специфическими структурно-текстурно-морфологическими характеристиками, определяющими параметры и механизм седиментации, и их разноранговых последовательностей. Детальное седиментологическое изучение керн сопровождалось анализом данных геофизических исследований скважин, в первую очередь кривых гамма-каротажа. В песчаниках ботубобинского горизонта наиболее развиты субгоризонтальная и полого-наклонная слоистости, хотя в нижней части разреза отмечаются косая (иногда разнонаправленная) и волнистая. Часто в песчаниках отмечались «двойные» слойки аргиллитов, которые свидетельствуют, наряду с шевронной слоистостью, о влиянии на седиментацию приливно-отливных течений. Формирование песчаников ботубобинского горизонта происходило в условиях крупной баровой системы, с ее периодическим выдвиганием и отступанием, о чем свидетельствуют (на фоне общего тренда на возрастание зернистости вверх по разрезу) последовательности метрового масштаба с возрастанием зернистости вверх по разрезу, включая крупнозернистые отложения гребня бара. Кроме того, наблюдаются нечеткие мелкомасштабные последовательности с уменьшением зернистости вверх, которые представляют собой образования приливно-отливных каналов, секущих баровую систему. Эти выводы не противоречат имеющимся представлениям о генезисе песчаников ботубобинского горизонта [8–10].

В отложениях парфеновского горизонта преобладает пологая косая слоистость, реже встречается субгоризонтальная. В нижней части горизонта отмечались троговая и мелкая планарная косая слоистость и знаки ряби волнения. Парфеновский горизонт охарактеризован разнонаправленными последовательностями метрового масштаба, отражающими разнообразие обстановок седиментации отложений, которые довольно резко сменяются по латерали

и в разрезе. Во время формирования нижней части горизонта доминировали обстановки мелкого и среднего шельфа (крупного залива) с накоплением алевритисто-глинистого материала и периодическим продвижением мелких баров и/или их «язычков». В западном направлении возрастала роль отложений, которые накапливались в пределах плоских дельт и аллювиальных равнин. Отложения верхней части горизонта сформировались в пределах прибрежной аллювиальной равнины. Они характеризуются более разнообразным составом, где существенную роль играет лититовая компонента. Хорошо выделяются аллювиальные циклы с песчаниками с крупной наклонной слоистостью мигрирующих русловых дун. Здесь также фиксируются интервалы, сформировавшиеся в распределительных руслах плоских дельт при активном влиянии приливно-отливных течений, и маломощные приустьевые бары. В самом конце парфеновского времени постепенно возрастала роль прибрежных морских обстановок.

Важная роль образований прибрежных и аллювиальных равнин в составе парфеновского горизонта отмечалась и другими исследователями [11].

Таким образом, в обоих случаях приливно-отливные течения оказывали значительное влияние на формирование отложений. Это нашло отражение в образовании приливно-отливных каналов в ботубобинской баровой системе, и в приливно-отливных и распределительных руслах в пределах парфеновской аллювиально-дельтовой системы.

Выводы

Анализ литолого-петрофизических характеристик парфеновского горизонта АЛС и ботубобинского горизонта северо-востока НБА, которые имеют близкую стратиграфическую позицию, показал, что на формирование этих коллекторов наряду с седиментационными факторами существенное влияние оказали постседиментационные процессы. Установлено, что массовое развитие кварцевого регенерационного и пойкилитового доломитового цемента привело к существенному снижению пористости и проницаемости пород. Однако интенсивность развития этих типов цемента зависела от состава обломочной части пород.

Сравнительный анализ показал, что породы парфеновского и ботубобинского горизонтов существенно различаются по составу обломочного материала и обстановкам седиментации. Наиболее разнообразны по типам пород аллювиальные и прибрежно-морские комплексы парфеновского горизонта, в которых наилучшими коллекторскими свойствами обладают полевошпат-литито-кварцевые русловые песчаники с преимущественно хлоритовым цементом. В морских баровых песчаниках ботубобинского горизонта хорошие фильтрационно-емкостные характеристики фиксируются в полевошпат-кварцевых песчаниках его средней части с минимальным развитием пойкилитового доломитового и кварцевого регенерационного типов цемента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботубинская антеклизы – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. – Новосибирск: Наука, 1986. – 239 с.
2. Дробот Д.И., Городничев В.И. Эпигенез нафтидов в рифей-вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 63–73.
3. Кондрина К.С. Литология пород-коллекторов парфеновского горизонта братского газоносного района // Коллекторы нефти и газа в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы: сборник научных трудов СНИИГГиМС. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. – С. 39–45.
4. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – 64 с.
5. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. – 428 с.
6. Тыщенко Л.Ф. Региональные корреляции отложений мотской свиты в иркутском амфитеатре // Проблемные вопросы литостратиграфии: сборник научных трудов. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 149–158.
7. Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 228 с.
8. Кондрина К.С., Чернова Л.С., Дергачева Т.Н. Особенности строения и коллекторские свойства вендского резервуара нефти и газа южной части Сибирской платформы // Литология резервуаров нефти и газа в мезозойских и палеозойских отложениях Сибири: сборник научных трудов СНИИГГиМС. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 15–27.
9. Лебедев М.В., Чернова Л.С. Фашиальные модели терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботубинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – С. 51–64.
10. Фомин А.М., Данькина Т.А. Распределение пород-коллекторов в нефтегазоносных горизонтах северо-восточной части Непско-Ботубинской антеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 57–61.
11. Карношина Е.Е., Коробова Н.И., Фролов С.В., Ахманов Г.Г., Фадеева Н.П., Марданова С.Р., Лукина Э.Р. Обстановки седиментации венд-нижекембрийского комплекса Восточной Сибири // Тюмень-2007: Матер. Междунар. геофизической конф. – Тюмень, 2007. – CD-ROM.

Поступила 28.12.2012 г.

УДК 552.112:550.842 (571.1)

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЦЕССОВ ФЛЮИДОМИГРАЦИИ НА ВАНКОРСКОЙ ПЛОЩАДИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРИКЛАДНЫХ ЯДЕРНЫХ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Ю.М. Столбов, Н.Ф. Столбова

Томский политехнический университет

E-mail: StolbovaNF@ignd.tpu.ru

Дана оценка интенсивности процессов флюидомиграции на Ванкорской площади по результатам прикладных ядерных литогеохимических исследований разрезов глубоких скважин, пробуренных в северо-восточной части Западной Сибири. Изучение геохимического равновесия между ураном и глиноземом в образцах керна позволило дать оценку интенсивности реакций наложенного эпигенеза в отложениях отдельных свит.

Ключевые слова:

Флюиды, углеводороды, реакции, эпигенез, миграция, тектоника.

Key words:

Fluids, hydrocarbons, reactions, epigenesis, migration, tectonics.

Продуктами окисления углеводородов являются углекислый газ и вода, поэтому процессы миграции углеводородных флюидов всегда сопровождаются реакциями наложенного эпигенеза, протекающими в системе вода–порода, т. е. процессами углекислотного метасоматоза [1].

Основное внимание при поисках залежей УВ в настоящее время уделяется выявлению эффектов, обусловленных присутствием в породах углеводородных флюидов. Исследованию процессов флюидомиграции углекислотных растворов уделяется мало внимания. Между тем именно они оказывают существенное влияние на формирование зон аккумуляции углеводородов [2].

Известно, что присутствие CO_2 нарушает геохимическое равновесие между породой и водой. Первичные алюмосиликаты в кислой среде превращаются в глинистые минералы. При этом многие элементы переходят в растворенное состояние. К числу таких элементов относится уран [3].

Интенсивность реакций наложенного эпигенеза, протекающих в системе вода–порода, зависит от открытости системы. Поэтому в песчаных породах (при прочих равных условиях) постседиментационные изменения всегда больше, чем в глинистых. Это обстоятельство дает возможность использовать наклон зависимости величины отноше-

ния U/Al_2O_3 от содержаний Al_2O_3 для оценки интенсивности реакций наложенного эпигенеза в отложениях отдельных свит при литогеохимических исследованиях разрезов глубоких скважин.

Для иллюстрации этого процесса на рис. 1 показана зависимость величины отношения U/Al_2O_3 от содержаний глинозема для яковлевской свиты Туколандо-Вадинской скв. 320. Коэффициент K , равный 0,0046, характеризует угол наклона тренда и может быть использован при оценке интенсивности реакций наложенного эпигенеза, протекавших в отложениях свиты.

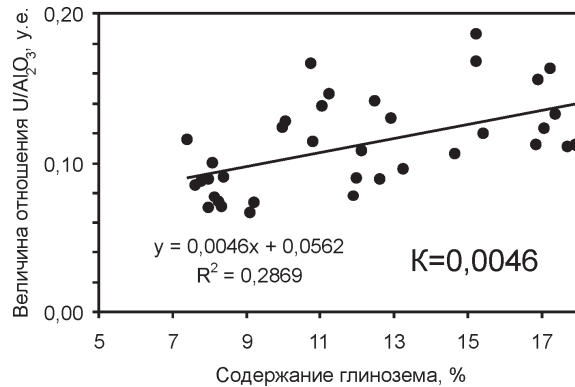


Рис. 1. Зависимость величины отношения U/Al_2O_3 от содержаний глинозема для отложений яковлевской свиты Туколандо-Вадинской скв. 320

Предложенный методический приём был использован для исследования характера процессов наложенного эпигенеза, закономерно развивающихся в нефтегазоносных отложениях северо-востока Западной Сибири. Литогеохимические исследования были выполнены по образцам керна, отобраным в разрезах Туколандо-Вадинской скв-320 (ТВ-320), Хикиглинской скв-1 (Хкг-1), Северо-Ванкорской скв-1 (СВан-1), Ванкорской скв. 11 (Ван-11), Восточно-Лодочной скв.1 (ВЛ-1) и Западно-Лодочной скв-1 (ЗЛ-1). Определения содержаний урана и глинозема были выполнены методом запаздывающих нейтронов на Томском исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т [4].

В таблице приведены результаты расчёта коэффициентов, характеризующих зависимость величины отношения U/Al_2O_3 от содержаний Al_2O_3 для различных свит.

В выборки были включены результаты литогеохимических исследований образцов пород, для которых величина отношения U/Al_2O_3 была меньше $0,2 \cdot 10^{-4}$. Это обусловлено тем, что увеличение значения отношения часто бывает связано с присутствием в породах ураноносных битумов или керогена типа-II. На выборку содержаний глинозема также накладывались ограничения: они должны лежать в диапазоне от 5 до 18 %. Это сделано для того, чтобы процессы вторичной карбонатизации на рассматриваемую зависимость оказывали по возможности минимальное влияние.

Точность расчёта угла наклона тренда зависит от полноты литологического спектра осадочных пород,

которые характеризуют отложения исследуемых свит, поэтому в таблице приведены только наиболее достоверные расчётные значения величины K .

Таблица. Значения величин K для отложений отдельных свит, вскрытых глубокими скважинами

Скважина \ Свита	ТВ-320	Хкг-1	Сев-Ванк-1	Ванк-11	В-Лодоч-1	З-Лодоч-1
Долганская		0,0042	0,0018		0,0035	
Яковлевская	0,0046	0,0085	0,0063	0,0055	0,0091	0,0122
Малохетская	0,0149	-0,0039				
Суходудинская	0,0130	0,0050	0,0124			0,0076
Нижнехетская	0,0049	0,0085	0,0077	0,0030	0,0072	0,0161
Яновстанская	0,0003	0,0034				0,0090
Сиговская	0,0106	0,0086		0,0025		0,0140
Точинская						0,0217
Мальшевская	0,0114	0,0080		0,0108		0,0140
Леонтьевская				0,0078		

В графической форме результаты литогеохимических исследований приведены на рис. 2. Диаметр кружка, расположенного рядом с изученной скважиной, пропорционален величине коэффициента K .

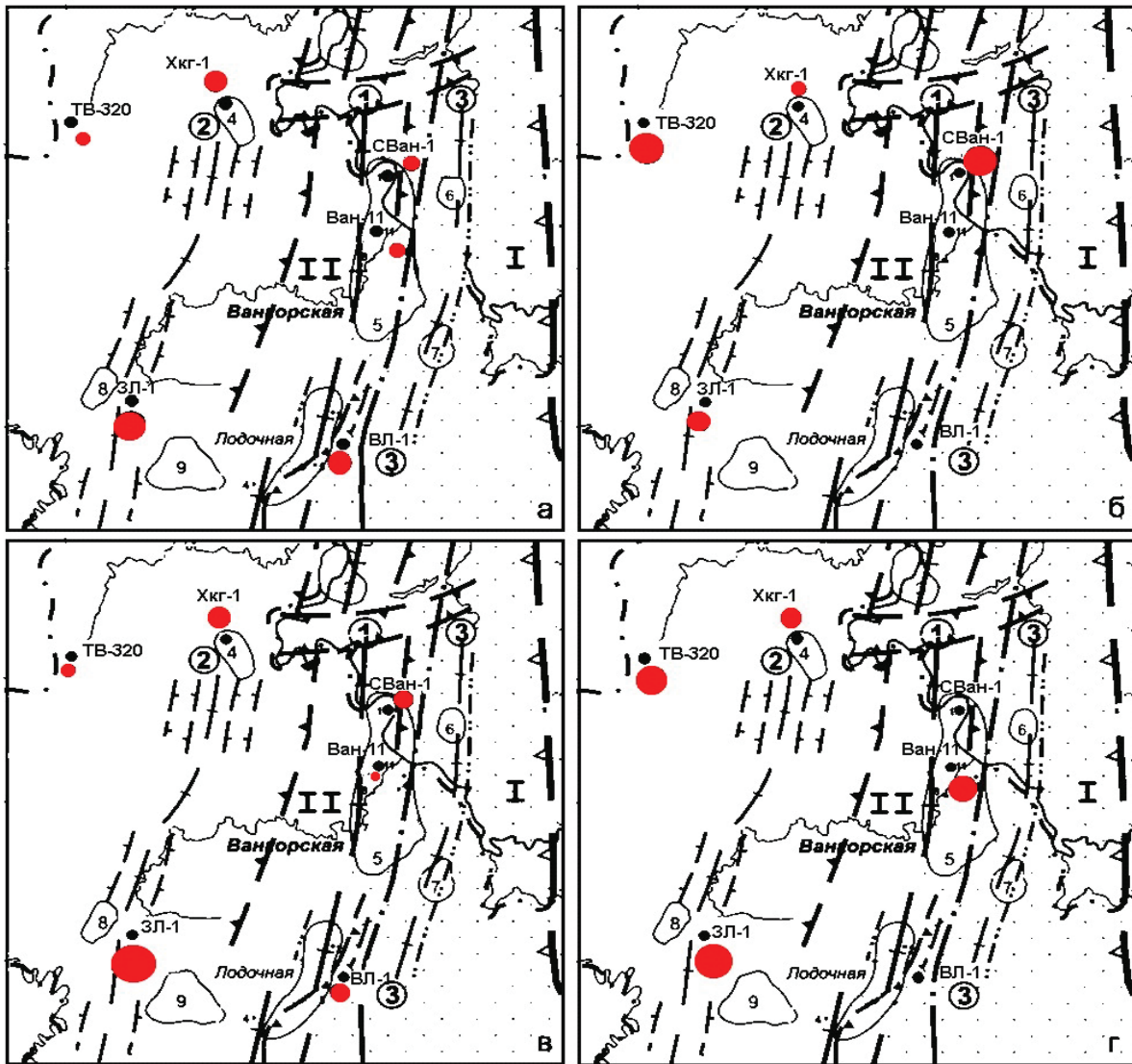
Изучение характера интенсивности развития процессов флюидомиграции на исследуемой площади целесообразно проводить с учетом истории тектонического развития территории, поэтому на рис. 2 кроме результатов литогеохимических исследований были вынесены элементы тектоники [5].

В связи с тем, что не все разрезы свит были охарактеризованы достаточным количеством кернового материала, для рассмотрения площадных зависимостей были выбраны отложения яковлевской, суходудинской, нижнехетской и мальшевской свит.

При рассмотрении результатов литогеохимических исследований отложений яковлевской свиты, представленных на рис. 2, а, видно, что процессы наложенного эпигенеза в большей степени затронули отложения разрезов Хикиглинской, Западно-Лодочной и Восточно-Лодочной скважин. Несколько меньшая интенсивность процессов флюидомиграции наблюдается в отложениях яковлевской свиты, вскрытых скважинами Северо-Ванкорская 1 и Ванкорская 11. Минимальная интенсивность процессов наложенного эпигенеза отмечена в отложениях яковлевской свиты, вскрытых Туколандо-Вадинской скв-320.

При рассмотрении результатов литогеохимических исследований отложений суходудинской свиты, представленных на рис. 2, б, видно, что максимальная интенсивность процессов наложенного эпигенеза наблюдается в разрезах Северо-Ванкорской скв-1 и Туколандо-Вадинской скв-320. Отложения суходудинской свиты, вскрытые Хикиглинской скв-1, в меньшей степени затронуты процессами флюидомиграции.

Результаты литогеохимических исследований отложений нижнехетской свиты представлены на



Условные обозначения:

	площади и скважины глубокого бурения	I - Приенсейский грабен
	участок приподнятого положения докембрийского складчатого фундамента (граница Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты);	II - Большехетско-Тагульский горст
	оси синклиналиев: а - первого порядка (грабены), б - второго порядка (синклиналиевые зоны);	Осевые части структур:
	границы антиклинариев: а - первого порядка (горсты), б - второго порядка (горстоподобные блоки);	① - Большехетско-Тагульского горст;
	оси антиклинариев: а - первого порядка, б - второго порядка;	② - Хикигли-Верхнеподочного горстоподобного блока
	Приенсейского грабена	③ - Осетровая антиклинальная зона
	Большехетско-Тагульского горста	Локальные положительные структуры:
		3 - Ячиндинская
		4 - Хикиглинская
		5 - Ванкорская
		6 - Ниричарская
		7 - Талая
		8 - Западно-Лодочная
		9 - Ичемминская
		10 - Лодочная

Рис. 2. Схематические карты, характеризующие интенсивность проявлений реакций наложенного эпигенеза в разрезах отдельных свит, вскрытых глубокими скважинами на Ванкорской площади: а) яковлевской; б) суходудинской; в) нижнехетской; г) мальшевской

рис. 2, в. При рассмотрении результатов видно, что наибольшее развитие процессы наложенного эпигенеза получили в отложениях Западно-Лодочной скв. 1. Несколько слабее интенсивность реакций наложенного эпигенеза наблюдается в разрезах скв. Восточно-Лодочной скв-1, Хикиглинской скв-1 и Ванкорской скв-11. Минимальные постседиментационные преобразования пород отмечаются в разрезе Туколандо-Вадинской скв.-320.

Результаты литогеохимических исследований малышевской свиты представлены на рис. 2, г. При рассмотрении закономерностей пространственного распределения литогеохимических характеристик видно, что максимальная интенсивность реакций наложенного эпигенеза в отложениях малышевской свиты наблюдается в разрезах Западно-Лодочной скв-1, Туколандо-Вадинской скв-320,

Ванкорской скв-11. Несколько меньшая интенсивность процессов флюидомиграции наблюдается в разрезах Хикиглинской скв-1.

Таким образом, результаты проведенных литогеохимических исследований разрезов глубоких скважин свидетельствуют о том, что меловые отложения, вскрытые Туколандо-Вадинской скв-320, были в меньшей степени затронуты процессами флюидомиграции по сравнению с другими скважинами, пробуренными в тектонически более активных районах. При исследовании отложений сухудинской и малышевской свит различие менее существенно. Это может быть обусловлено изменением характера и интенсивности процессов флюидомиграции в районе Туколандо-Вадинской скв-320, лежащей в стороне от зоны тектонической активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. — Л.: Недра, 1992. — 239 с.
2. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек Д.К. Метасоматиты в мезозойских нефтеносных отложениях Западно-Сибирского бассейна // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. VI Всеросс. совещания. — Казань: Казанский университет, 2011. — Т. 1. — С. 376–379.
3. Основные черты геохимии урана / под ред. А.П. Виноградова. — М.: Изд-во. АН СССР, 1963. — 300 с.
4. Определение урана методом запаздывающих нейтронов / Инструкция НСАМ. — М.: Мингео СССР, 1982. — 16 с.
5. Кринин В.А. Прогноз нефтегазоносности структур Ванкорской лицензионной площади. — Красноярск.: КрасГеоНАЦ, 2000. — 87 с.

Поступила 25.04.2013 г.

УДК 552.545 + (571.513)

НОВЫЕ НАХОДКИ ПАЛЕОТРАВЕРТИНОВ В ЧЕБАКОВО-БАЛАХТИНСКОЙ ВПАДИНЕ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Г.С. Федосеев, В.В. Благовидов*, А.А. Воронцов**, И.А. Вишневская

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

*Новосибирский государственный университет

**Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

E-mail: fedoseev@igm.nsc.ru

Дана геолого-петрографическая характеристика палеотравертинов, обнаруженных на Родниковом и Сисимском участках в Чебаково-Балахтинской впадине Минусинского прогиба. Показано различное стратиграфическое их положение в вулканогенном основании быскарской серии (D₁), и отмечены некоторые литогеохимические особенности. Установлено двухстадийное формирование травертинов с участием растительного детрита в качестве одного из компонентов пород второй фазы. Сделан вывод о приуроченности травертинов к скрытому стратиграфическому перерыву в Сисимском разрезе.

Ключевые слова:

Травертины, литогеохимия известняков, Минусинский прогиб.

Key words:

Travertines, limestone lithochemistry, Minusa Basin.

Травертины — один из видов карбонатных натечных образований, широко распространенных среди отложений разного возраста. Их образование связано с действием минерализованных источников, температура растворов в которых колеблется в довольно широких пределах и нередко свидетельствует об угасающей гидротермальной активности

вулканических областей. Погребенные травертины (палеотравертины) обладают тонкослоистым строением и внешне похожи на строматолитовые известняки. Повышенный интерес к палеотравертинам диктуется и тем, что они являются надежным признаком существования устойчивых периодов субэаральных условий при формировании разно-

образных отложений в континентальных обстановках осадконакопления.

Благодаря разнообразию состава, структурно-текстурных особенностей и обстановок формирования травертины издавна привлекали внимание исследователей. Общеизвестна их научная значимость при реконструкции флюидного режима, динамики солевого состава растворов и геохимической подвижности элементов в системе вода–порода, а также роль в качестве специфических «прокси-серверов» палеоклиматических обстановок [1–6]. К этому следует добавить и практическое их использование как строительного и декоративного материала [7, 8]. Классические травертины (*lapis tiburtinus*) издавна называются известковыми туфами, т. к. обладают пористой, нередко ноздреватой текстурой. Их геохимические особенности зависят в основном от состава пород, в которых происходила циркуляция гидротермальных растворов. Поэтому в качестве классификационного признака современных травертинов обычно принимается минеральный состав подстилающих пород: карбонатный, карбонатно-терригенный, глинисто-терригенный, алюмо-силикатный и т. п. Установление такой зависимости для палеотравертинов является проблематичным, поскольку отсутствует прямая информация о составе минералообразующих флюидов, а многие детали их строения затушеваны вторичными процессами.

В Минусинском прогибе палеотравертины впервые были описаны в Чебаково-Балахтинской впадине (Копьевский участок, рис. 1) в 1961 г. Н.А. Охупкиным [1] и до настоящего времени считались здесь единственной находкой среди ранне-

девонских образований быскарской серии. Темно-коричневые палеотравертины на этом участке слагают несколько линз, которые приурочены к единому горизонту в верхней части копьевской толщи, состоящей из серии маломощных (5–8 м) андезитово-базальтовых пластовых тел. Протяженность линз, подстилающихся иногда алевролитами, достигает 1,5 км, а мощность – до 70–80 м.

Как показали наши исследования, среди быскарских отложений палеотравертины встречаются и в других местах Чебаково-Балахтинской впадины (рис. 1).

В частности они располагаются в базальной части и кровле матаракской свиты на Родниковом участке и приурочены к границе имирской и шунетской свит – на Сисимском (рис. 2).

На Родниковом участке, находящемся в 1,5 км к юго-западу от оз. Иткуль, тонкослоистые корковые образования обволакивают отдельные глыбы и обломки крупнопорфировых долеритов (лабрадорных порфиритов) размером от 40 до 10 см, рассеянных в русле небольшого ручья, в непосредственной близости от коренного обнажения порфиритов. Детальным картированием установлено, что порфириты входят в состав нижней подсвиты матаракской свиты, которая сопоставляется нами с имирской свитой, развитой на Сисимском участке. Подстилаются порфириты валунными конгломератами и в верхней части склона перекрыты толщей литокластических туфов с туфобрекчиями в основании, а ниже по склону, в районе родника, на них залегают глинисто-карбонатные отложения с маломощным горизонтом серых известняков, содержащих остатки псилофитовой флоры (рис. 2).

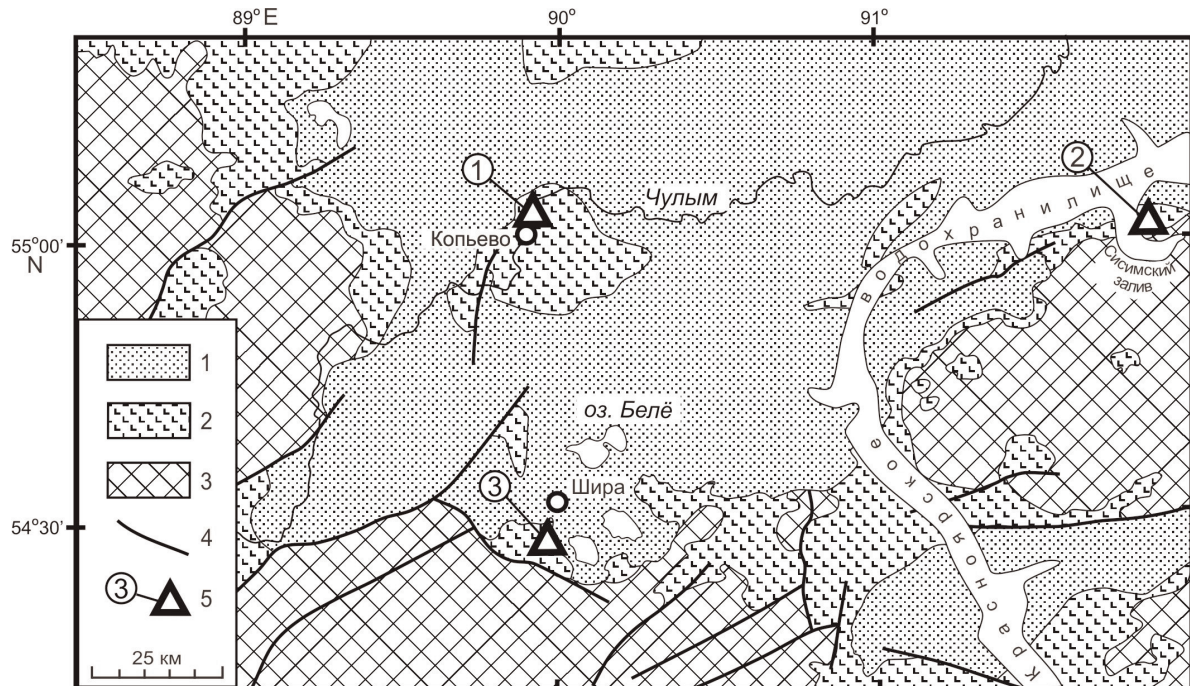


Рис. 1. Схема местонахождений травертинов в Чебаково-Балахтинской впадине: 1 – терригенно-осадочная серия ($D_{2gr}-D_{3tm}$), 2 – осадочно-вулканогенная (быскарская) серия (D_1-D_{2et}), 3 – метаморфогенная серия (фундамент, E_{-2}), 4 – тектонические нарушения, 5 – участки с травертинами: 1 – Копьевский, 2 – Сисимский, 3 – Родниковый

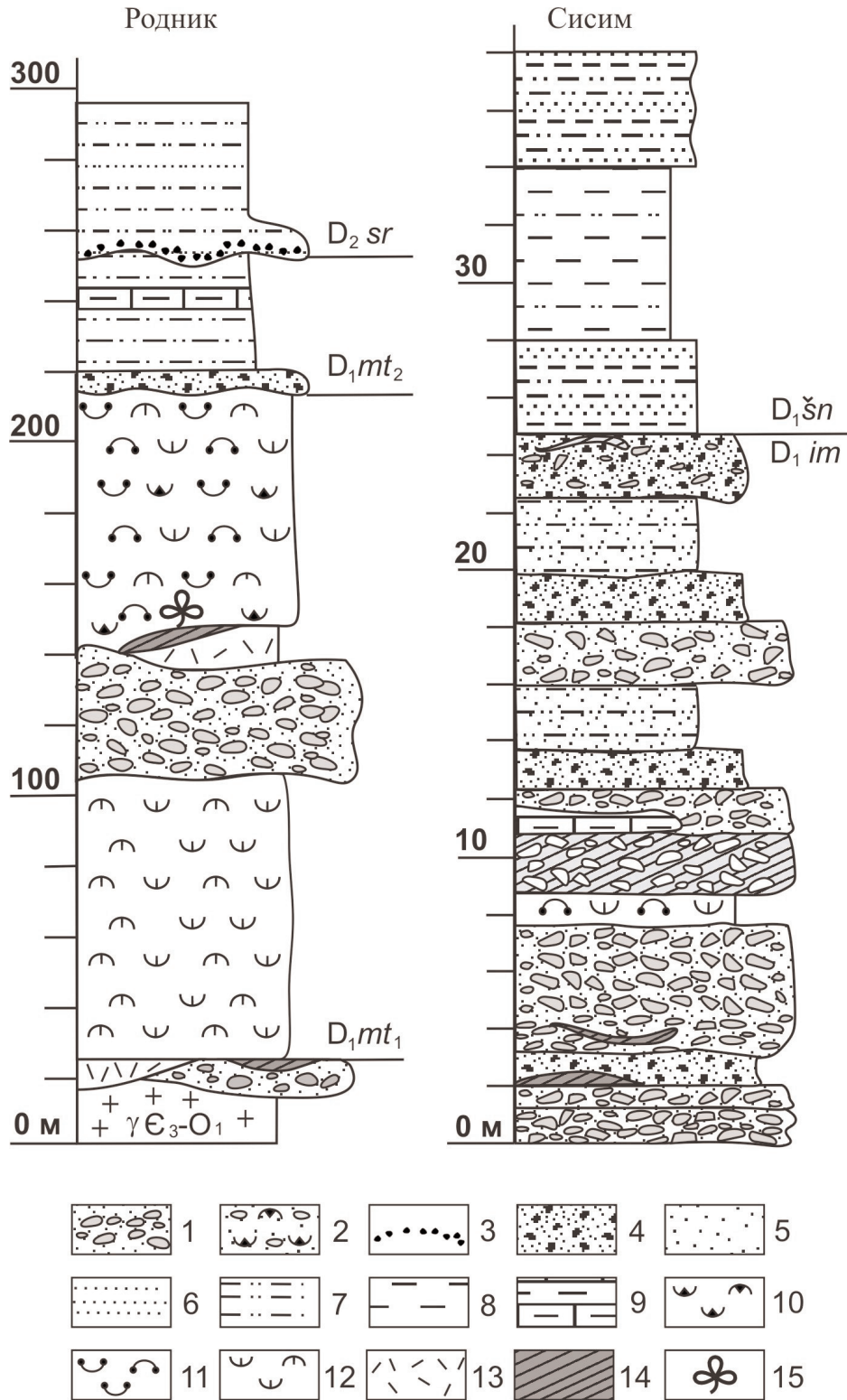


Рис. 2. Стратиграфическая приуроченность палеотравертинов на Родниковом и Сисимском участках: 1 – конгломераты и конгломерато-брекчии с глинисто-песчано-гравийным цементом, 2 – вулканомиктовые туфобрекчии, 3 – полимиктовые базальные гравелиты, 4 – вулканомиктовые гравелиты, 5 – разнозернистые песчаники, 6 – параллельно- и волнисто-слоистые мелкозернистые песчаники, 7 – тонкослоистые алевролиты, 8 – тонкослоистые и массивные аргиллиты, 9 – тонкозернистые глинистые известняки и мергели, 10 – туфобрекчии, 11 – литокластические и кристаллолитокластические туфы, 12 – кристаллокластические туфы, 13 – крупнопорфировые долериты, 14 – палеотравертины, 15 – местонахождение флоры

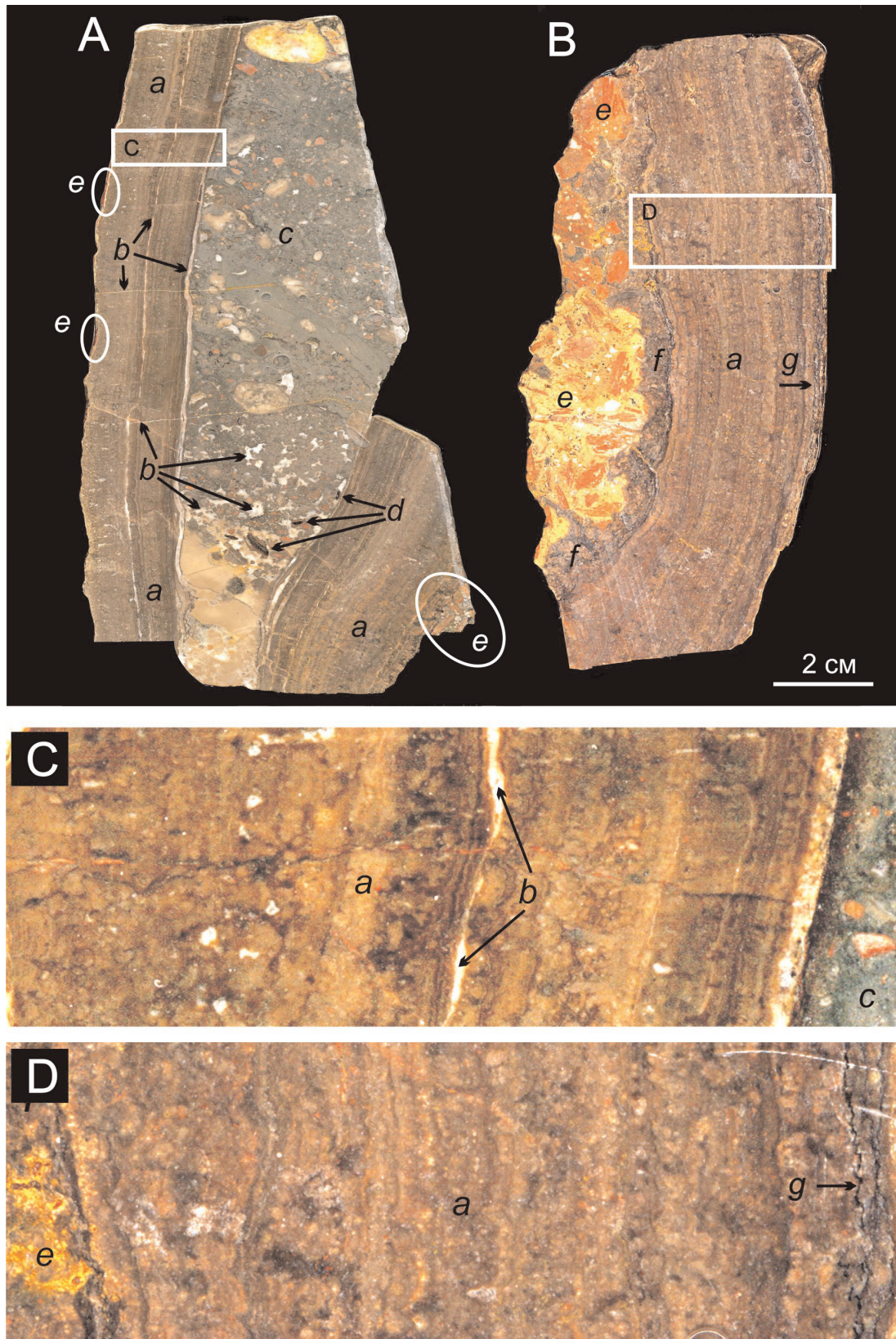


Рис. 3. Палеотравертины Родникового участка: А) карбонатные корки, покрывающие долеритовые обломки и глыбы, от которых сохранились только небольшие фрагменты (показаны в овалах); В) карбонатная корка, облегающая сцементированные обломки долерита; С, D) увеличенные фрагменты корок А и В (длина 2 и 4 см соответственно). а – микрослоистый палеотравертин, b – кальцитовые прожилки, линзы и цемент в песчанике, с – гравелистый известковый песчаник с раннедевонской флорой, d – растительный детрит, e – фрагменты долеритовых обломков и глыб, f – промежуточный слой, g – пленки тонкодисперсного непрозрачного материала. Красными стрелками показан растительный детрит

Остаточные полости между корками заполнены гидротермально проработанным обломочно-карбонатным материалом, имеющим грубослоистое строение (рис. 3, А, В). В нижней части одной из таких полостей располагается небольшой слой розовых скрытокристаллических известняков с локально развитой брекчиевидной текстурой. В качестве цемента в брекчиях выступает прозрачный прожилковый кальцит. Слой известняка сменяется гравелистыми известковыми песчаниками с прослоями зеленовато-серого микритового известняка. В составе обломков, размер которых достигает 1–1,5 см, устанавливаются алевролиты и гелеподобные розовато-серые карбонатные сгустки изометрической формы, а также красновато-коричневый алевролит, содержащий флористический детрит. Среди растительных остатков обнаружен фрагмент, внешне напоминающий стробил *Jeniseiphyton*, описанный А.Р. Ананьевым [9]. К межзерновым участкам приурочена тонкая вкрапленность пирита. Кальцит в виде редких послойных и поперечных прожилков пронизывает натечные корки, а местами образует цемент выполнения в песчанике.

На свежих сколах травертины имеют серую окраску с темно-коричневым оттенком, однако при сканировании приполюсовок на изображениях появляются красноватые оттенки разной интенсивности. Насчитывается до двадцати и более слоев толщиной 1–2 мм с расплывчатыми границами, каждая из которых имеет комковато-пятнистое строение, подчеркнутое тонкой вкрапленностью светло-серых карбонатных микрозерен, тяготеющих к верхним поверхностям отдельных слоев. В слоях повсеместно отмечается алевропелитовый материал, а также черные тонкодисперсные пленки углистого состава (рис. 3, С, D).

Сисимский участок находится в средней части правого берега одноименного залива. Травертины связаны с кисло-средним вулканизмом быскарской серии. Они представляют собой цементирующую массу и угловатые фрагменты обломков тонкослоистых корок в валунных вулканомиктовых конгломератах, верхней части имирской свиты (рис. 2). В целом имирская свита сложена пирокластическими образованиями и разнообразными, главным образом грубообломочными, породами аллювиальных конусов выноса, а шунетская – мелководно-морскими сероцветными алевролитами, песчаниками и конгломератами с участием мергелистых известняков [10]. Следует заметить, что палеотравертиновый горизонт располагается у самого уреза воды и доступен для изучения только в малую воду (рис. 4, А).

Внешне конгломерато-брекчии напоминают скопления строматолитовых «ячеек», в ядерных частях которых находятся обломки эффузивных пород (рис. 4, В, С). Обломки составляют не менее 50 % и имеют однородный состав – андезибазальты и андезиты с пузыристой текстурой. Количество плагиоклазовых фенокристаллов в них меняется от

20–30 % до полного исчезновения, структура основной массы гиалиновая. В строении цемента участвуют два известковых компонента – тонкослоистые натечные корки (I стадия) и доломито-известняковый материал, загрязненный туфогенной алевропесчаной примесью (II стадия). Обычными являются колломорфные текстуры, аналогичные родниковым (рис. 4, D). Отличие состоит только в отсутствии растительного детрита. Структурными аналогами сисимских палеотравертинов можно считать линзы и пласты брекчий и конгломератов, сцементированные натечными известняками в Горном Алтае [11].

Образованные на первой стадии карбонатные корки имеют тонкослоистое строение и практически лишены механической примеси. Обычно они развиты по всему периметру обломков, их толщина колеблется от нескольких миллиметров до 7–10 см, при этом увеличение толщины происходит только с одной стороны обломков. На второй стадии оставшееся пространство заполняется разнообломочной вулканической крошкой, погруженной в карбонатный цемент с грубослоистой текстурой базального типа. В обломках есть фрагменты, образованные в первую стадию, что свидетельствует о подвижках во время формирования палеотравертинов. Наряду с параллельно- и волнисто-слоистой текстурой в некоторых местах развита кокардовая текстура, обусловленная почти идеальными полусферами.

Таблица. Результаты химического анализа и растворения палеотравертинов

Компоненты	М-3	Рд-2	F-247	F-248	Ох-1	Ох-2	Ох-3	Ох-4
SiO ₂	21,32	18,94	9,35	7,68	6,98	8,05	8,02	22,56
TiO ₂	0,04	0,03	0,04	0,02	0,07	0,08	0,08	0,10
Al ₂ O ₃	0,82	1,09	1,25	0,58	1,89	2,22	1,96	4,01
Fe ₂ O ₃	0,7	0,64	0,29	0,22	0,37	0,61	0,68	0,74
FeO	0,8	0,66	Н.опр.	Н.опр.	0,57	0,80	0,38	1,32
MnO	0,36	0,59	0,06	0,08	0,57	0,46	0,28	0,21
MgO	1,58	1,45	0,49	0,40	8,66	6,94	5,58	4,51
CaO	40,96	41,69	49,97	51,52	40,83	41,56	42,96	34,43
Na ₂ O	0,47	0,35	0,4	0,45	0,16	0,13	0,23	0,13
K ₂ O	0,08	0,2	0,23	0,10	0,04	0,05	Н.обн.	0,09
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,03	0,02	0,05	0,07	0,04	0,07
S _{общ.}	0,22	0,08	0,02	0,02	Н.обн.	0,03	0,01	0,01
П.п.п.	32,99	34,36	37,68	38,73	40,27	39,12	39,19	31,39
Сумма	100,41	100,15	99,81	99,82	100,3	100,12	99,41	99,57
Н.О.	25,1	21,8	17,7	8,9	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.

Примечание: М-3, Рд-2 – темно-коричневые палеотравертины (Родник, юго-западный склон долины оз. Иткуль); F-247, F-248 – светло-серые палеотравертины – цемент тефроидных конгломерато-брекчий (правый борт Сисимского залива), анализы выполнены в ИГХ СО РАН, методом РФА. Ох-1 и Ох-2 – серо-коричневые травертины (юг Копьевского поднятия и р. Шелоболка в 3 км от устья [1]); Ох-3 и Ох-4 – коричневый и серый травертины (запад Копьевского поднятия, правобережье р. Чулым [1]). Н.О. – нерастворимый остаток (вес. %), Н.опр. – не определялось, Н.обн. – не обнаружено.

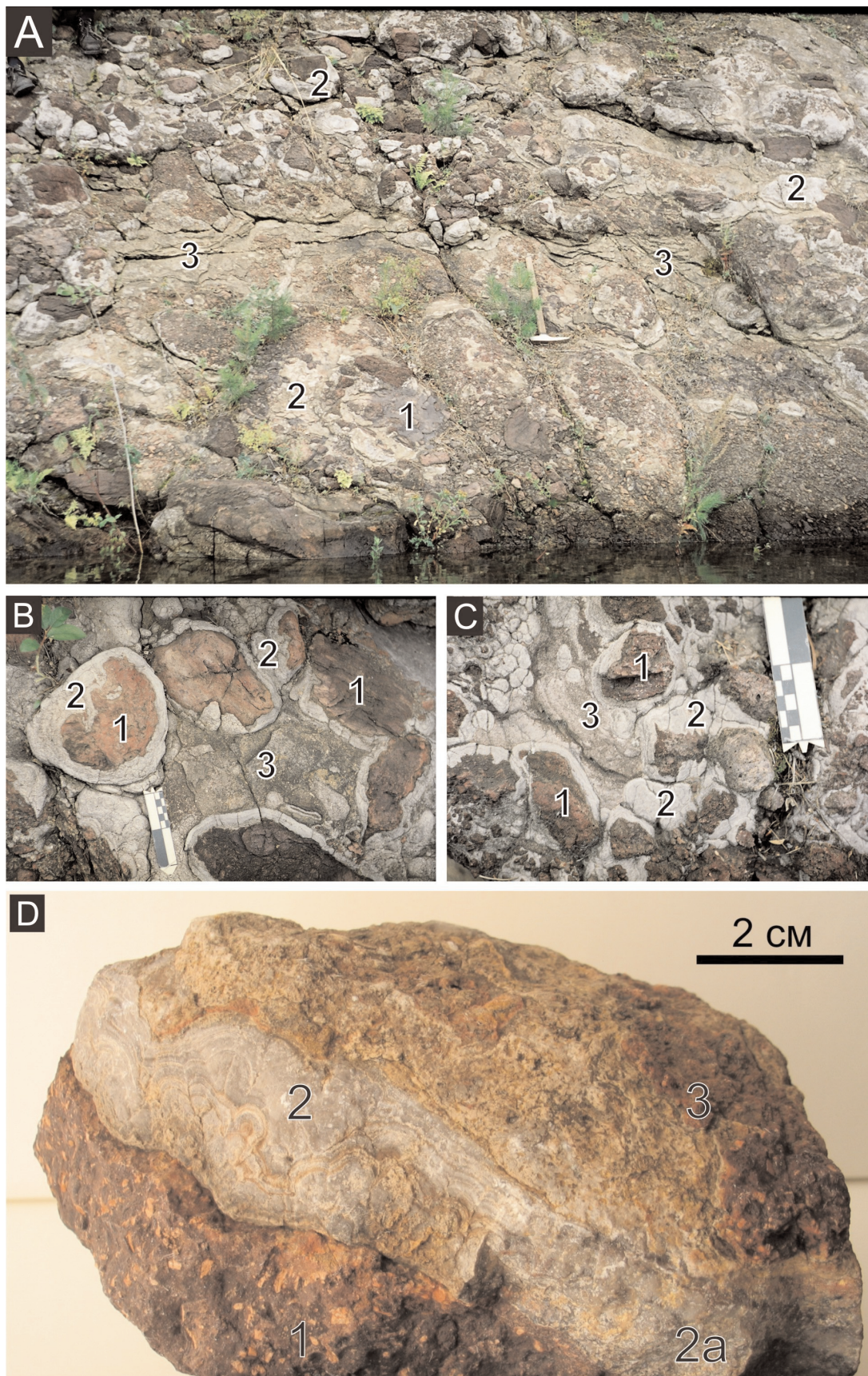


Рис. 4. Палеотравertiновый цемент в вулканических конгломерато-брекчиях на Сисимском участке: 1 – андезиты и андезибазальты, 2 – текстура карбонатной корки на выветрелой поверхности, 2а – корка в свежем сколе; 3 – терригенно-карбонатный материал

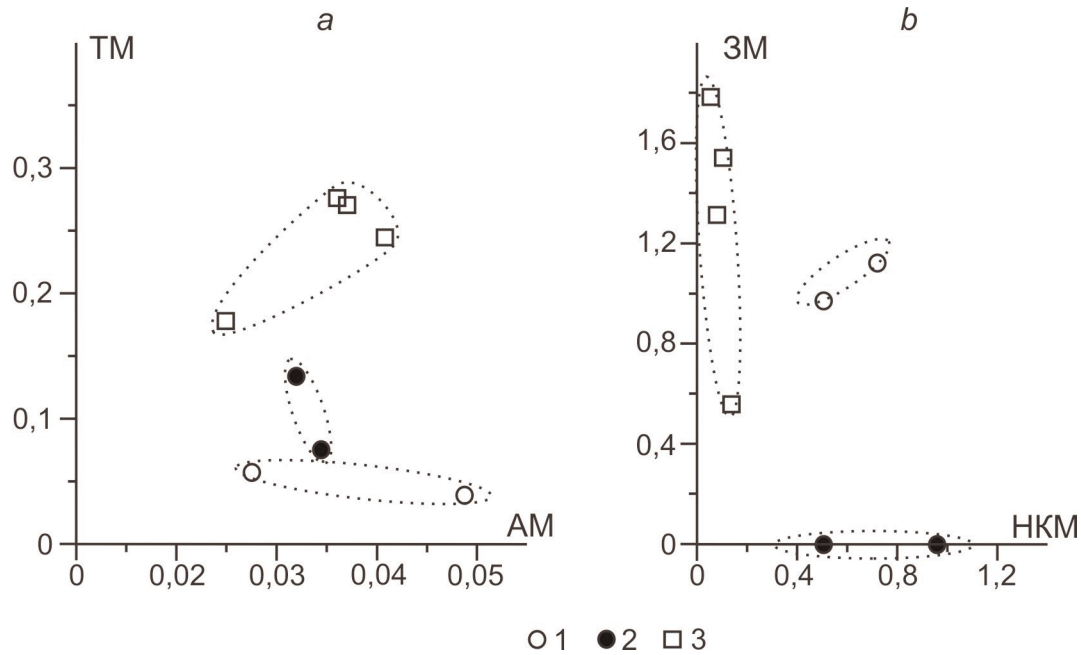


Рис. 5. Модульные диаграммы для палеотравертинов Чебаковско-Балахтинской впадины: пробы с 1) Родникового; 2) Сисимского; 3) Копьевского участков. Модули: АМ – алюмосиликатный (Al_2O_3/SiO_2), ТМ – титановый (TiO_2/Al_2O_3), НКМ – нормированной щелочности ($(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), 3М – закисный (FeO/Fe_2O_3). Пунктиром обозначены условные контуры

Химический анализ указывает на неоднородность состава палеотравертинов (таблица). Это связано с разнообразием примесного терригенного материала и разной степенью окремнения: нерастворенный остаток (алюмосиликокластика и наложенный кремнезем) составляет от 8,9 до 25,1 вес. %. В изученных палеотравертинах отмечено повышенное содержание марганца в (0,36–0,59 вес. %), что, кстати сказать, является особенностью некоторых современных травертинов [12–14].

Значения некоторых литохимических модулей, обычно применяющихся для диагностики карбонатных пород [15] и взятых по отдельности, свидетельствуют о принадлежности изученных травертинов к единой группе (таксону). Однако на некоторых модульных диаграммах достаточно четко проявлены и внутрigrупповые различия (рис. 5, а). Их рассмотрение показывает, что главным различающим модулем является титановый, 3М и НКМ имеют вспомогательное значение.

В приведенных диаграммах отсутствует коррелятивная связь модулей, поэтому кластеры располагаются в основном равномерно по всему полю диаграмм. Нулевые значения, полученные по закисному модулю, связаны с тем, что содержания

железа в сисимских травертинах настолько низкие, что в пределах точности анализа не поддаются разделению на закисное и окисное. Следует отметить также, что величина титанового модуля закономерно повышается от родниковых палеотравертинов к копьевским, для которых также характерны минимальные значения модуля нормированной щелочности (рис. 5, b).

Таким образом, найденные карбонатно-корковые образования являются фрагментами травертиновых построек, которые формировались в субэвальных условиях и приурочены к определенным уровням имирской и матаракской свит. Широкое распространение травертинов в составе изученных нижнедевонских отложений еще раз подтверждает большую роль внутриформационных перерывов и несогласий в строении осадочно-вулканогенных серий Минусинского прогиба [16].

Авторы выражают благодарность Е.В. Лазаревой и Е.Ф. Летниковой (ИГМ СО РАН) за ценные замечания к рукописи, В.И. Краснову (СНИИГГиМС) и О.А. Орловой (МГУ) за помощь в диагностике флористических фрагментов, указывающих на раннедевонский возраст нижней части быскарской серии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 10–05–00055.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Охапкин Н.А. Девонские травертины района Копьево (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика. – 1961. – № 5. – С. 80–82.
2. Chafetz Henry S., Folk Robert L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents // J. Sediment. Research. – 1984. – V. 54. – № 1. – P. 289–316.
3. Calcareous Algae and Stromatolites / ed. by R. Riding. – Berlin: Springer-Verlag, 1991. – 194 p.
4. Chafetz H.S., Utech N.M., Fitzmaurice S.P. Differences in the $\Delta^{13}O$ and $\Delta^{18}C$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites // J. Sediment. Petrol. – 1991. – V. 61. – P. 1015–1028.
5. Pentecost A. Travertine. – Berlin: Springer, 2005. – 446 p.
6. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 2. Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 389 с.

7. Guo L., Riding R. Microbial micritic carbonates in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, southern China: some similarities with Recent travertines // *Sedimentology*. – 1992. – V. 39. – № 1. – P. 37–53.
8. Freydet P., Plet A. Modern freshwater microbial carbonates: the *Phormidium* stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris Basin, France) // *Facies*. – 1996. – V. 34. – P. 219–237.
9. Ананьев А.Р. О возрасте изыкской и шунетской свит по ископаемой флоре на северном склоне Батеневского кряжа // V науч. конф. Том. гос. ун-та, посвященная 350-летию г. Томска. Секция геологическая. – Томск, 27 ноября – 4 декабря 1954. – Томск: Тр. ТГУ, 1960. – Т. 146. – С. 5–28.
10. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сеников Н.В., Гишпер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395. – № 3. – С. 367–370.
11. Бутвиловский В.В. Палеогеография позднего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 253 с.
12. Карданова О.Ф., Сергеева С.Ф., Карташова Е.В. Марганец в термальной воде источников и хемогенных осадках из неё в районе Кихпиньского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Матер. традиц. рег. науч. конф., посвященной Дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский, 30 марта – 1 апреля 2011. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС, 2011. – С. 129–133.
13. Баженов В.А., Соколова М.Ф. Бернессит в травертинах Томской области // Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Минералогия и геохимия. – Л: ЛГУ, 1988. – Вып. 7. – С. 157–163.
14. Петрова О.Е., Копылова Ю.Г., Мартынова Т.Е. Геохимические условия травертинообразования (на примере бассейна р. Тугояковка) // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – № 6. – С. 304–319.
15. Юдович Я.Э., Тетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
16. Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Матер. по геол. и полезным ископаемым Красноярского края / под ред. А.С. Аладышкина. Вып. 3. – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1962. – С. 54–61.

Поступила 28.12.2012 г.

УДК 552.543

СВЯЗЬ НЕФТЕНАСЫЩЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ПРОЦЕССАМИ ФОРМИРОВАНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА (НА ПРИМЕРЕ ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

М.Н. Лемешко, Е.А. Жуковская*, И.В. Варакина**

Томский политехнический университет

E-mail: tiger15@sibmail.com

*ООО «Газпромнефть-НТЦ», г. Санкт-Петербург

**ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск

Определены и охарактеризованы литогенетические типы венд-кембрийских отложений усть-кутского горизонта скважины В, кратко описаны условия их осадконакопления, проведена оценка нефтенасыщения пород по результатам люминесцентно-микроскопического анализа. При помощи специализированного программного обеспечения «Керн С7» по петрографическим шлифам выделено 3 интервала повышенной пористости. Рассмотрена связь нефтенасыщения с литогенетическими типами карбонатных пород, фильтрационно-емкостными свойствами и вторичными процессами преобразования отложений.

Ключевые слова:

Доломиты, породы-коллекторы, литогенетические типы, усть-кутский горизонт.

Key words:

Dolomite, reservoirs, lithogenetic types, Ust-Kut horizon.

Для прогноза распределения коллекторов в древних карбонатных отложениях Восточно-Сибирского региона необходимо всесторонне изучить все перспективные горизонты разреза. В северо-восточной части Непско-Ботубинской антеклизы находится скважина В, где одним из продуктивных горизонтов, вскрытых в интервале 1651,85–1731,01 м по стволу скважины, является усть-кутский горизонт тэтэрской свиты венд-кембрийского возраста. В целом горизонт имеет весьма неоднородное строение и неравномерное нефтенасыщение, в связи с этим была поставлена задача выделить зоны с повышенным нефтенасыщением, определить литогенетические типы пород, которые соответ-

ствуют этим участкам, оценить связь нефтенасыщения с вторичными процессами и проследить их изменчивость в разрезе. В ходе исследования были использованы материалы описания керна скважины и седиментолого-петрографического изучения пород, выполненные сотрудниками ИНГГ СО РАН Е.М. Хабаровым и И.В. Варакиной. Для оценки нефтенасыщения люминесцентно-микроскопическим анализом, сотрудниками лаборатории седиментологии ОАО «ТомскНИПИнефть» было изучено 85 пришлифовок керна.

Детальное макроописание керна позволяет проследить цикличность разреза, в нижней части каждого циклита, как правило, располагаются ма-

ломощные аргиллиты, в средней и верхней части – доломиты зернистые, реже глинистые. Породы в разной степени сульфатизированы, встречаются прослои доломит-ангидритовых пород и ангидрита. По разрезу участками отмечается окремнение и микростилолитизация.

По результатам петрографического анализа установлено, что изученные отложения представлены преимущественно карбонатными породами (доломитами), среди которых выделяются несколько литогенетических типов (по классификациям Е.М. Хабарова и Р. Данхема) [1]:

Литогенетический тип А – зернистые доломиты (грейнстоуны), подразделяются на более дробные типы в зависимости от состава и размера зерен (A_1 – пизолито-оолитовые, комковато-пизолитовые, A_2 – интракластовые, интракласто-оолито-пизолитовые) (рис. 1, а, б). В зависимости от размера зерен выделяются крупнозернистые (зерна 1...5 мм и более) и мелкозернистые (зерна <1 мм) разновидности.

Для крупнозернистых доломитов характерны массивные текстуры, в мелкозернистых встречаются параллельно-, косо- и волнистослоистые текстуры. Округлые образования – оолиты и разнообразные по форме пизолиты, состоят из более мелких зерен, окруженных единой водорослевой оболочкой, и типичны в данном типе пород. Чаще встречаются пизолиты, представляющие собой агрегаты сцементированных мелких комочков типа «виноградного камня». Ядра оолитов зачастую микритизированы и оконтурены одной, редко двумя–тремя концентрическими оболочками. Очевидно, что процесс микритизации оолитов в мелкозернистых комковато-оолитовых хорошо сортированных разновидностях широко развит.

В качестве интракластов выступают угловато-уплощенные обломки в основном микритовых или неяснокомковатых доломитов (длиной 0,2...5,0 мм), а в зернистых прослоях среди строматолитовых пород – строматолитовых ламин (строматокластами). В зернистых доломитах повсеместно наблюдается развитие раннедиагенетического тонкокристаллического крустификационного цемента. Окремнение в зернистых доломитах развито в виде пятен и линз, иногда подчеркивающих текстуру.

Породы данного литогенетического типа являются наиболее распространенным в усть-кутском горизонте, а среди них преобладают крупнозернистые доломиты (оолито-пизолитовые и интракласто-оолито-пизолитовые).

Литогенетический тип В – микритово-зернистые (пакстоуны) и микритовые (мад- или вакстоуны) доломиты характеризуются относительно типа А меньшим количеством зерен и значительным содержанием микрита (рис. 1, в). Текстуры микритово-зернистых доломитов микрослоистые. Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная. В разрезе такие отложения присутствуют в виде маломощных прослоев. Микритовые доломиты – это серые породы, массивные, реже горизонталь-

нослоистые, часто в разной степени обогащенные глинистым веществом, с примазками и прослоями аргиллитов. В случае, когда содержание глинистого материала более 5 %, это уже глинистые доломиты, при содержании более 50 % – аргиллиты доломитовые. В усть-кутском горизонте микриты встречаются в виде заполнения межстолбикового пространства в строматолитах. Микритовые разновидности в основном приурочены к глинисто-карбонатным пачкам, где находятся в тонком переслаивании с глинистыми доломитами, аргиллитами и ангидритами. В микритовых доломитах участками отмечается послойное окремнение, ограниченное трещинами усыхания.

Литогенетический тип В – доломит-ангидритовые и глинисто-доломит-ангидритовые породы с разным соотношением слагающих их минералов (рис. 1, г). Зачастую наблюдается наличие идиоморфных таблитчатых, столбчатых и игольчатых кристаллов ангидрита, неравномерно распределенных в доломитовой массе, волокнисто-спутанных агрегатов ангидрита в виде линз и прослоев, а также округлых скоплений радиально-лучистого строения, возможно развитых при замещении оолитов. Встречаются такие породы в переслаивании с доломитами тонко- и мелкозернистыми.

Литогенетический тип Г – доломиты строматолитовые (баундстоуны). Текстуры биогенно-слоистые и стилолитовые по слоистости (рис. 1, д). Отмечаются как крупностолбчатые, так и пластовые (или диаметром столбиков свыше 10 см) строматолиты. По слоистости часто развиваются фенестровые поры и каверны шелевидной формы до 5 см по удлинению, нередко заполненные ангидритом и галитом. Наблюдается неравномерная перекристаллизация. Окремнение в строматолитах наблюдается в межстолбиковом пространстве. Встречается данный тип в верхней части усть-кутского горизонта, слагая строматолитовые постройки мощностью до 5,5 м.

В качестве коллектора нефти наибольший интерес представляет литогенетический тип А, зернистые породы которого сформировались в бассейне относительно нормальной солености в пределах изолированного шельфа (индивидуальные баровые тела), о чем свидетельствует практически полное отсутствие микритового заполнителя (матрикса) и относительно хорошая сортировка. Формирование прослоев, обогащенных интракластами, происходило при активном влиянии волнений и приливно-отливных течений. Барово-отмельные системы разделяют илистые отмели (литогенетический тип В). Строматолитовые постройки, также перспективные в качестве коллекторов, формировались в пределах среднего или мелкого шельфа, в приливно-отливных и надприливных обстановках с умеренным гидродинамическим режимом [2]. Смена режима осадконакопления контролировалась, по всей видимости, колебаниями уровня моря. В периоды существенного снижения уровня моря возникали условия эвапоритового осадконакопления с

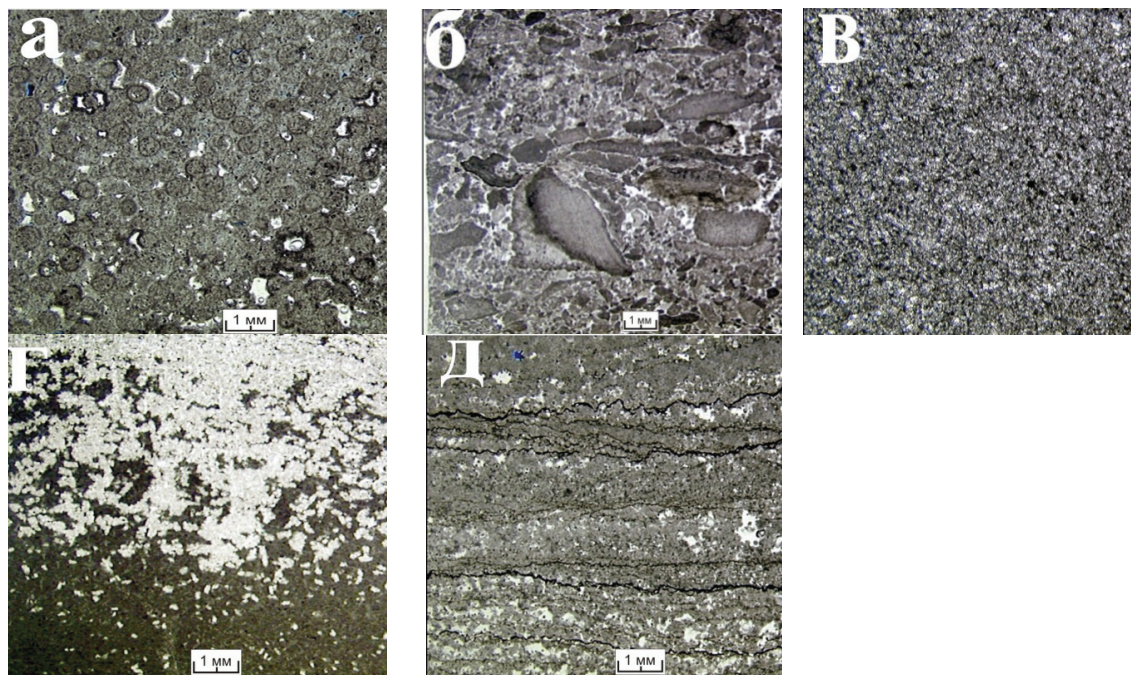


Рис. 1. Фотоснимки шлифов пород усть-кутского горизонта: а) доломит оолитовый (литогенетический тип А-1); б) доломит зернистый (А-2); в) доломит микро-тонкокристаллический (Б); г) ангидрит-доломитовая порода (В); д) доломит сильно перекристаллизованный, первично строматолитовый (Г)

активным протеканием галогенеза сульфатной стадии с накоплением сульфатно-карбонатных пород.

В результате люминесцентно-микроскопического анализа было оценено нефтенасыщение пород всех выделенных литогенетических типов усть-кутского горизонта. Изучение пришлифовок пород в ультрафиолетовом свете под люминесцентным микроскопом показало, что практически все породы *содержат битумоиды* преимущественно смешанного генетического типа. По интенсивности свечения можно выделить два интервала с повышенным и высоким содержанием битумоидов:

- 1673,21...1693,50 м – преимущественно повышенное и **очень высокое** содержание смолистых и маслянисто-смолистых битумоидов. Здесь встречаются прослойки пород, где битумоиды не обнаружены. Данный интервал сложен переслаиванием литогенетических типов А и Б. Наиболее высокие содержания отмечены в зернистых доломитах.

- 1707,6...1722,80 м – доломиты с повышенным и **очень высоким** содержанием битумоидов (особенно в верхней части интервала) преимущественно смолистого состава. Этот интервал представлен породами литогенетического типа А (доломиты зернистые и пизолито-оолитовые).

Остальные литогенетические типы пород содержат средние и низкие содержания битумоидов маслянисто-смолистого и смолистого, реже маслянистого состава.

Таким образом, состав битумоидов в пределах усть-кутского горизонта преимущественно смолистый, реже присутствуют маслянисто-смолистые (желтые), маслянистые (лимонно-желтые) и смо-

листо-асфальтеновые (темно-бурые). По всему разрезу преобладает утяжеленный состав битумоидов, которые сосредоточены в цементе, порах, реже в микростилолитовых швах.

По результатам анализа пористости карбонатных пород при помощи специализированного программного обеспечения «Керн С7» по петрографическим насыщенным синей полимерной смолой шлифам большого размера (3?5 см) в разрезе было выделено 3 интервала повышенной пористости. Два из них практически совпадают с интервалами с повышенным нефтенасыщением, а один интервал – 1652,01...1656,01 м, с низким нефтенасыщением в строматолитовом доломите (рис. 2).

Открытая пористость в зернистых породах в среднем составляет 0,41 %, редко достигая 2,2 %, в микроново-зернистом доломите пористость в среднем 0,03 %, в ангидрит-доломитовых разностях – 0,01 %. Максимальной пористостью характеризуются зернистые пизолито-оолитовые доломиты (литогенетический тип А-1).

Для карбонатных пород обычно принято выделять «первичную» пористость – пустоты, образующиеся во время седиментации, и «вторичную» пористость, возникшую в результате постседиментационных изменений. Однако интенсивное преобразование пород усть-кутского горизонта не дает возможности всегда однозначно дифференцировать пустоты на эти типы. Постседиментационные преобразования носят как унаследованный, так и наложенный характер и могут увеличивать первичное пустотное пространство за счет растворения или полностью «залечивать» седиментационные поры.

В зернистых доломитах в качестве седиментационных пустот могут рассматриваться равномерно распределенные межзерновые поры, сохранившиеся между форменными элементами (интракластами, оолитами, пизолитами и пр.). Размер седиментационных пор в мелкозернистых разновидностях не превышает 5 мм (преимущественно 1...3 мм), а в крупнозернистых преобладают каверны от 3 до 7 мм (иногда до 10 мм). Следует отметить, что последующее преобразование пород практически полностью уничтожило открытую по-

ристость. Пустоты выполнены в основном галитом, реже – ангидритом. В некоторых случаях ангидрит с галитом присутствуют совместно. В наиболее крупных пустотах (8...10 мм) галит часто инкрустирует только краевые части. В зернистых доломитах около 70 % пор имеет унаследованный характер. Хорошая проницаемость данных пород способствовала их интенсивной перекристаллизации и последующему растворению, поэтому преимущественное развитие имеют вновь образованные поры. Пористость в этом типе пород может до-

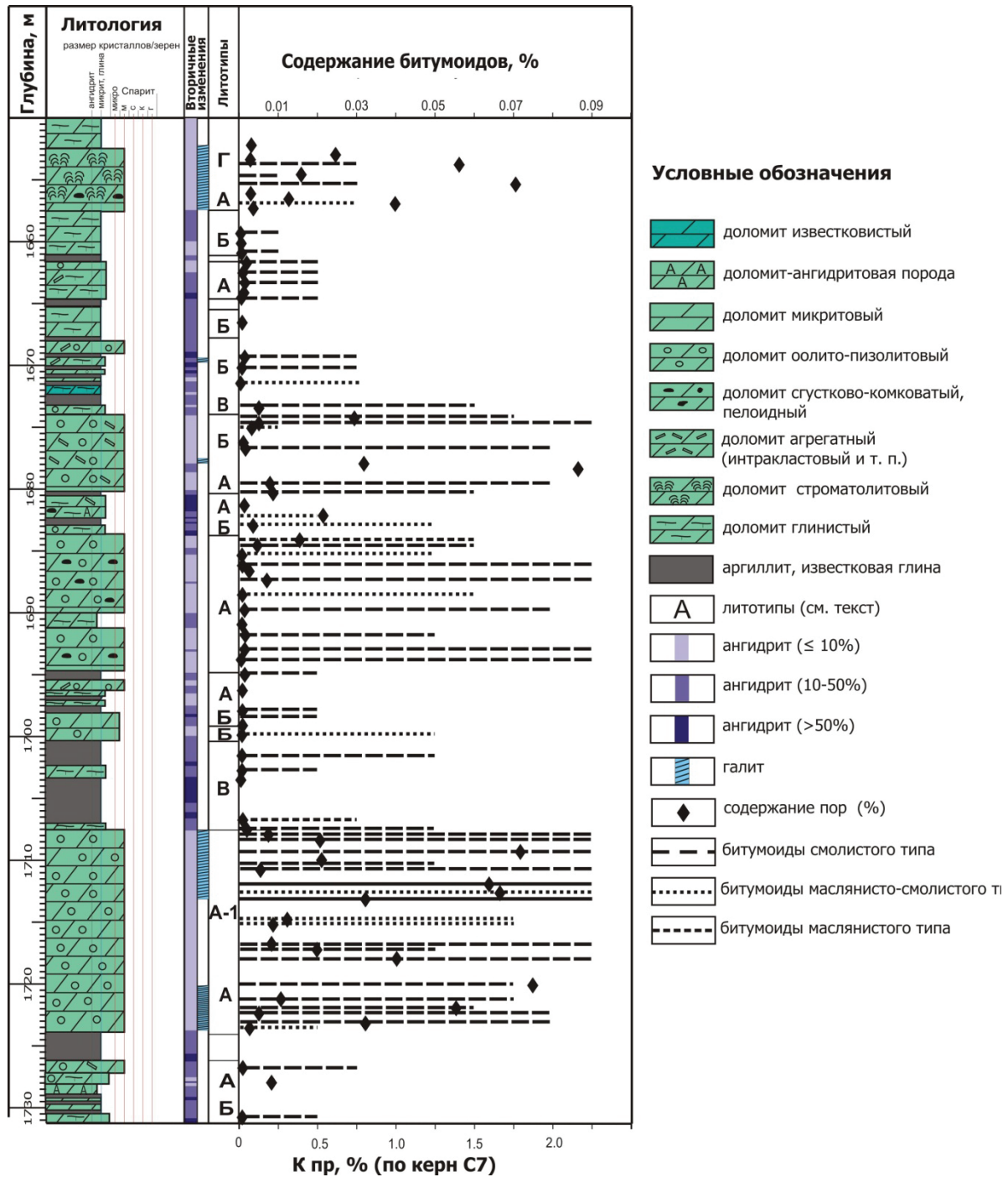


Рис. 2. Литологическая колонка усть-кутского горизонта скважины В

стигать 20...30 %, однако большая часть её утрачена из-за новообразования в поровом пространстве галита и ангидрита.

В строматолитовых доломитах также широко развиты пустоты растворения – крупные «щелевидные» (до 2...5 см по удлинению). Они ориентированы по слойкам и образовались, по-видимому, в результате растворения фенестровых полостей. Большинство таких пустот выполнено галитом, реже – ангидритом. Тем не менее, в строматолитовых доломитах открытая пористость достигает 10 %, однако в большинстве случаев не превышает 5 %.

Микритово-зернистые (сгустково-комковатые) породы обладают вторичной пористостью, связанной с процессами перекристаллизации и последующего растворения. Большую роль в них играют мелкие ($\leq 0,2$ мм) поры перекристаллизации, участками встречаются более крупные поры от 0,3 до 1...3, редко 5 мм в длину, образованные за счет растворения наиболее перекристаллизованных зон. Галит в поровом пространстве данного литогенетического типа встречается редко, что связано с преобладанием изолированных пор маленького радиуса. Содержание открытых пор в этих породах не превышает 5 %.

Микритовые, часто глинистые, доломиты характеризуются очень низкой первичной пористостью, которую в процессе катагенетических преобразований они практически утратили. Это плотные, однородные породы, в которых практически отсутствуют все виды пустот.

Детальное исследование кернового материала позволило оценить влияние литологических факторов (седиментационных и постседиментационных) на формирование пористости и показало, что каждому выделенному типу пород свойственна своя структура пустотного пространства. В ходе исследования установлено, что суммарное содержание ангидрита до 10 % включительно не оказывает однозначно отрицательного влияния на пористость (рис. 3). Однако в породах литогенетических типов А и Б фиксируется четкая обратная зависимость битуминозности от количества ангидрита в доломите (рис. 4). Галит, развиваясь в порово-пустотном пространстве в количестве не более 15 %, не оказывает отрицательного влияния как на открытую пористость, так и на содержание битумоидов в породах литогенетического типа А.

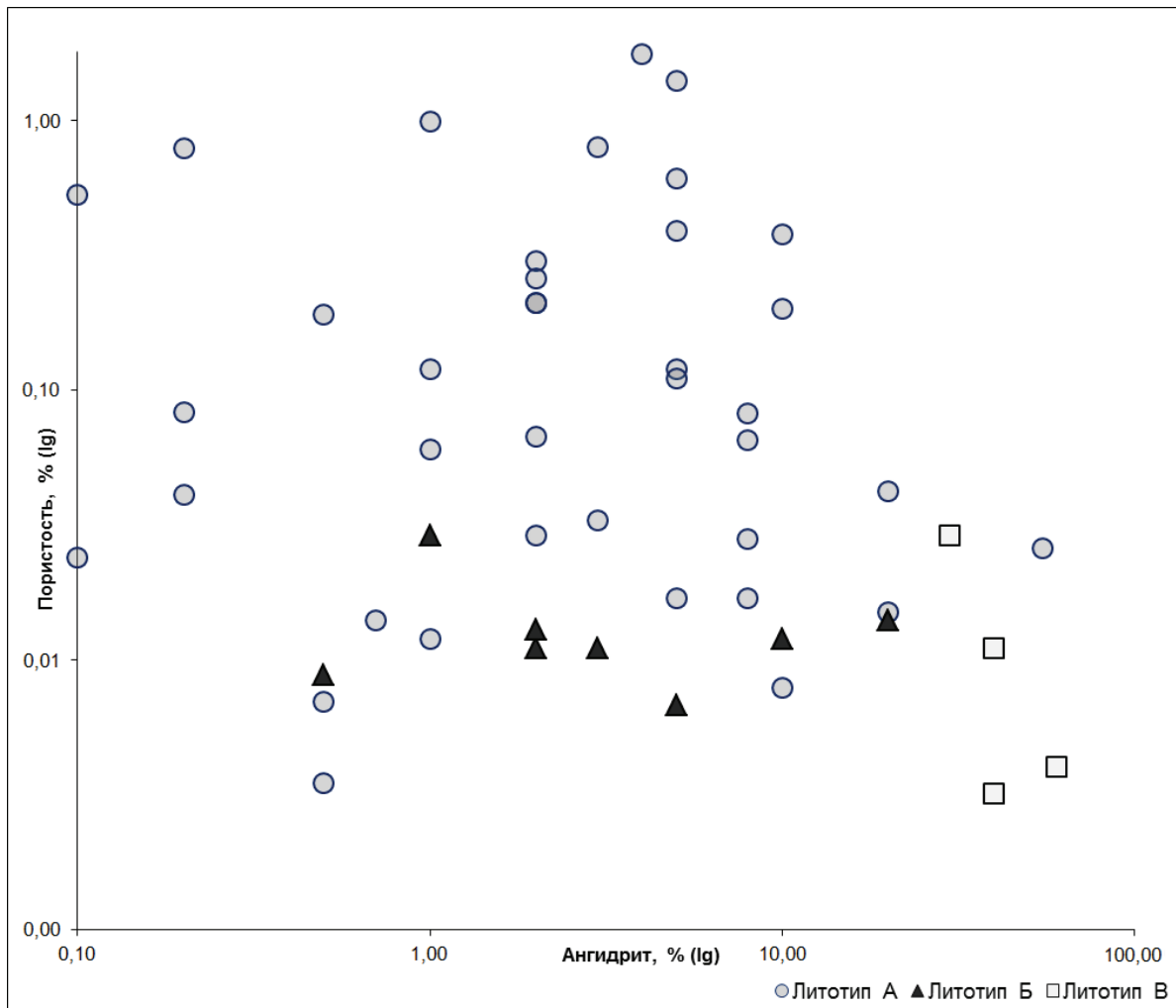


Рис. 3. Зависимость пористости от содержания ангидрита.

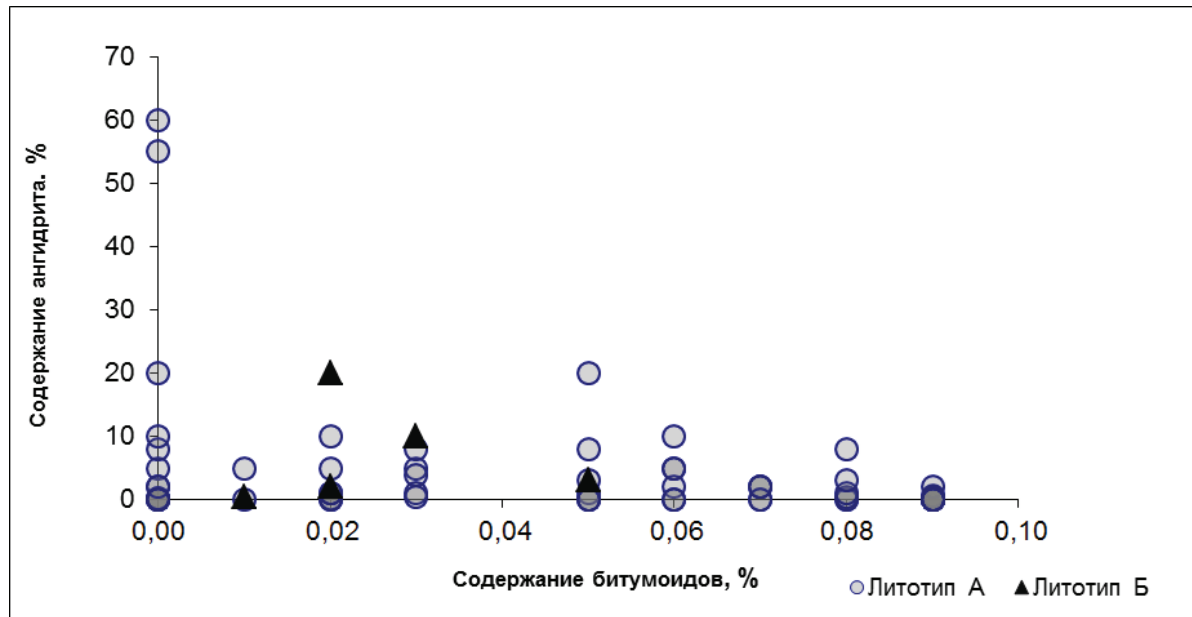


Рис. 4. Зависимость содержания битумоидов от ангидрита

Вышеперечисленные закономерности подтверждают выводы петрографического анализа в том, что пустотное пространство отложений усть-кутского горизонта отличается сложностью и неравномерностью распространения пор (остаточные седиментационные, перекристаллизации и растворения), каверн и трещин. В зернистых доломитах присутствуют все виды пустот, хотя преимущественное развитие имеют вновь образованные поры, частично или полностью залеченные галитом и ангидритом. Поскольку ангидрит можно отнести к «сквозным» минералам литогенеза, его влияние на открытую пористость имеет двойственный характер: с одной стороны в породах литогенетических типов Б и В за счет раннедиагенетического засоления он снижает пористость, в них наряду с этим отмечается незначительное содержание битумоидов, а с другой, он вместе с галитом лишь частично заполняет поры растворения, сохраняя открытое поровое пространство в породах с повышенным содержанием битумоидов.

Иной характер формирования пустотного пространства (пористости и каверн) наблюдается в строматолитовых породах. Преимущественно это вторичные пустоты, приуроченные к строматолитовой слоистости по фенестральным структурам, и частично залеченные вторичными минералами.

Таким образом, в отложениях усть-кутского горизонта наблюдается приуроченность более пористых и проницаемых интервалов к определенным литогенетическим типам пород – это зернистые, преимущественно пизолито-оолитовые, доломиты и строматолитовые доломиты. Основные предпосылки к образованию коллектора в карбонатных породах закладываются в процессе седиментации, на стадии диа- и катагенеза происходит перекристаллизация и растворение доломита с формированием вторичной пористости. В интервалах с повышенной открытой пористостью чаще всего отмечаются высокие содержания битумоидов смолистого состава. Битумоидами заполнены преимущественно мелкие ($\leq 0,5$ мм) поры, а более крупные, как правило, частично выполнены галитом или ангидритом. Это доказывает, что неоднократное нефтенасыщение пород произошло после их перекристаллизации. С увеличением засоления доломитов их нефтенасыщение сокращается.

В связи с высокими перспективами нефтегазоносности усть-кутского горизонта процессы формирования пустотного пространства требуют дальнейшего детального всестороннего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика познедокембрийских рифогенных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 125 с.
2. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1173–1198.

Поступила 25.02.2013 г.

УДК 552.54+551.71/72 (571.1)

ЛИТОЛОГИЯ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДЬЕНИСЕЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИН ВОСТОК-1,3,4)

И.В. Тумашов

Новосибирский государственный университет
E-mail: tumashoviv@gmail.com

На востоке Томской области и юго-западе Красноярского края в 2005–2008 гг. были пробурены параметрические скважины Восток-1, Восток-3 и Восток-4. Скважины впервые на территории Западной Сибири, в пределах Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции, вскрыли полный палеонтологический датированный разрез верхнего венда и нижнего кембрия. В статье представлены результаты, полученные при проведении детальных литологических исследований по выяснению состава, строения и условий осадконакопления выявленных отложений.

Ключевые слова:

Венд-кембрий, карбонатные отложения, Западная Сибирь.

Key words:

Vend-Cambrian, carbonate sediments, West Siberia.

Введение

Параметрические скважины Восток-1,3,4, пробуренные в последние годы на территории Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции, впервые для Западной Сибири вскрыли полный разрез верхнего венда и нижнего кембрия [1–3]. Полученная информация подтвердила развитие в левобережной части Енисея осадочного верхнекембрийско-палеозойского платформенного комплекса пород, с которым могут быть связаны значительные перспективы нефтегазоносности этой территории [4]. В связи с этим особый интерес представляют результаты детальных литологических исследований по выяснению состава и строения вскрытых отложений, а также обстановок их осадконакопления.

Скважины «Восток» пробурены на территории Западно-Сибирской плиты в пределах Обской региональной ступени. В тектоническом плане скважина Восток-1 размещена на восточном склоне Райгинского мегавыступа, Восток-3 – в пределах Северо-Владимировского куполовидного поднятия, Восток-4 – на территории Северо-Кетского свода. Необходимо отметить, что скважины Восток-3 и Восток-1 изначально были запроектированы так, чтобы разрез первой наращивал снизу разрез второй, и их совместная интерпретация позволила бы изучить практически весь разрез венд-кембрийских платформенных отложений, распространенных на данной территории.

На основании биостратиграфических и литологических исследований, сопоставления материалов ГИС и временных сейсмических разрезов специалистами Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, был предложен вариант стратиграфического расчленения разрезов рассматриваемых скважин [1–3]. По этим представлениям верхний венд скважины Восток-3 выделен в объеме пойгинской, котоджинской и райгинской свит. Ни-

жний кембрий в Восток-1, 3 представлен чурбинской и пайдугинской свитами. Нижнекембрийские отложения, вскрытые скважиной Восток-4, сложены породами оксымской, тыйской, аверинской и анцифировской свит.

Методика исследования и фактический материал

Литологическое описание карбонатных пород велось на основании классификации Е.М. Хабарова (1985) [5]. Для смешанных терригенно-карбонатных пород учитывалась схема И.В. Хворовой (1958) [6], для известково-доломитовых пород – схема С.Г. Вишнякова (1933) [7]. При описании песчано-алевритовых пород использовалась схема по составу обломочного материала, разработанная Ю.П. Казанским (1987) [8]. При изучении гранулометрического состава песчано-алевритовых отложений учитывалась десятичная классификация гранулометрического состава пород [9]. При описании степени окатанности обломочных компонентов применялась классификация, предложенная А.Б. Рухиным (1961) [10]. При описании морфологии различных типов цемента применялась классификация, описанная В.Н. Швановым (1987) [11]. Исследования проводились на основании kernового материала скважин (542 м) и шлифов (>700 шт.), также привлекались данные по каротажным диаграммам.

Состав, строение и условия осадконакопления выявленных отложений

В строении пойгинской свиты (5002...4582 м) участвуют строматолитовые, зернистые и микритовые доломиты. Наиболее распространены пластово-строматолитовые разновидности, характеризующиеся тонкогоризонтальнослоистым чередованием микрослоев темного и светлого карбоната (рис. 1, А). В зернистых типах доломитовых пород наблюдаются различные комбинации форменных элементов (комков, оолитов, пизолитов и интра-

кластов). Наиболее распространены оолитово-комковатые доломиты, содержащие округлые образования с микритовыми оболочками водорослевого происхождения, так называемые микрофитолиты (рис. 1, Б). Отмечаются более редкие прослои с преобладанием других типов зерен (оолитов и интракластов). Микритовые породы встречаются в виде редких маломощных прослоев.

Котоджинская свита (4582...4191 м) представлена переслаиванием зернистых, микритово-зернистых и микритовых доломитов (рис. 1, В). Зернистые доломиты сходны по составу с нижележащими породами (рис. 1, Г). Мощность чередующихся слоев, выделенных структурно-генетических типов, составляет первые метры и, вероятно, доли метров.

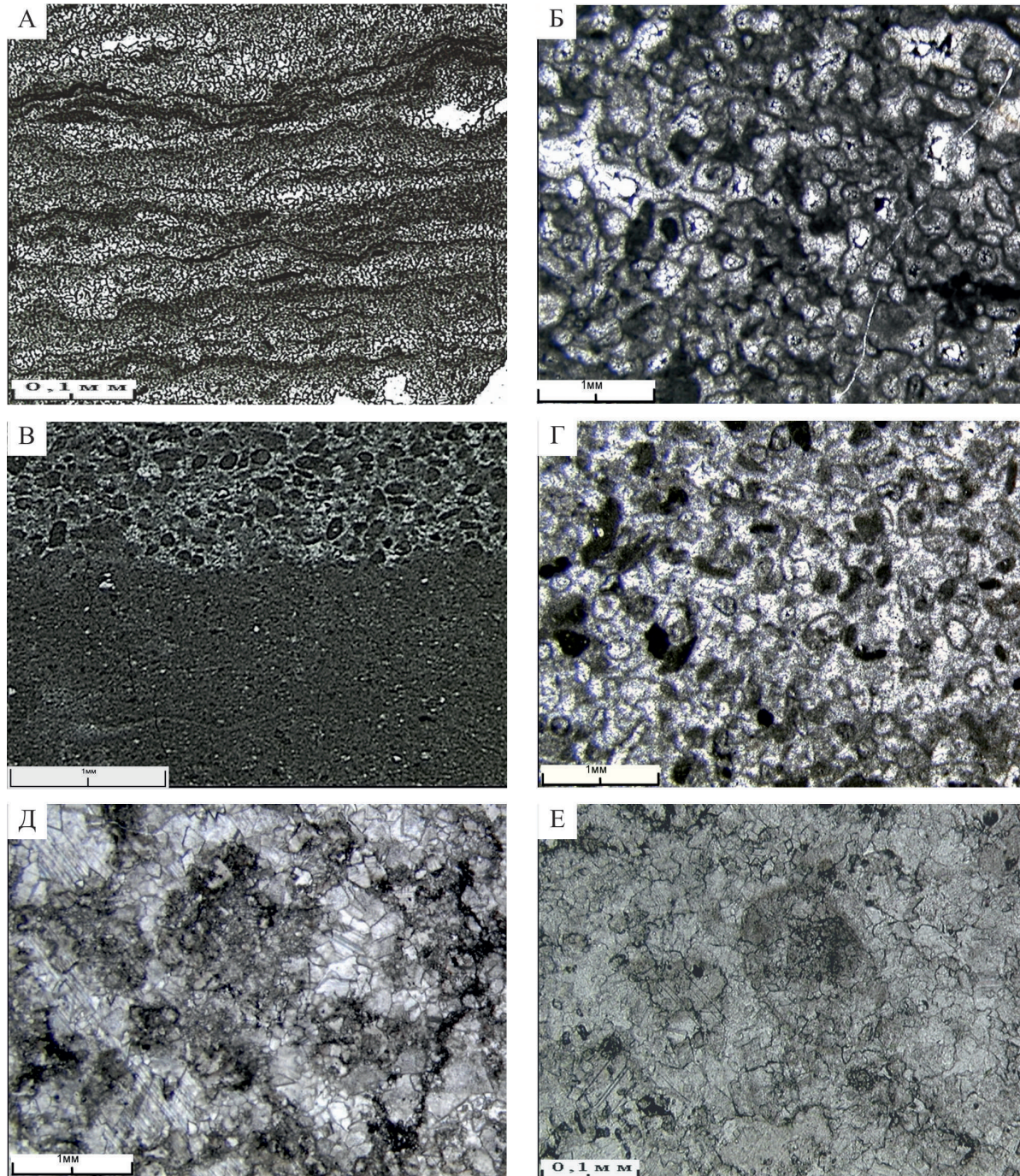


Рис. 1. Основные структурно-генетические типы карбонатных пород верхнего венда (скв. Восток-3): А) доломиты строматолитовые (пойгинская свита); Б) доломиты зернистые (оолитово-комковатые) (пойгинская свита); В) контакт микритового доломита и зернистого (котоджинская свита); Г) доломиты зернистые (комковато-оолитовые) (котоджинская свита); Д) известняки с реликтовой зернистой структурой (райгинская свита); Е) известняки первично зернистые, перекристаллизованные, с сохранившимся контуром оолита (райгинская свита)

Райгинская свита (4191...3870 м) имеет ритмичное строение и состоит из 4 крупных ритмов. Основание ритмов представлено переслаиванием известняков с примесью силикокластического материала, полевошпатово-слюдисто-кварцевых песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу каждого ритма количество терригенных прослоев постепенно уменьшается, а самые верхние части ритмов сложены уже только известняками, которые сильно перекристаллизованы и доломитизированы. Сохранность первичных структур в перекристаллизованных известняках различная, но в целом слабая. Судя по сохранившимся реликтам и редким слабо измененным прослоям, первично это были микриво-зернистые и зернистые типы пород (рис. 1, Д, Е).

Нижнечурбигинская подсвита (3870...3786 м) представлена переслаиванием микривовых и микриво-зернистых в разной степени доломитизированных известняков, пиритсодержащих глинисто-карбонатных пород с прослоями около 10 см черных пиритовых аргиллитов и линзами кремней (рис. 2, А, Б). Верхняя подсвита (3786...3660 м) сложена своеобразным чередованием микривовых известняков и карбонатно-глинистых пород, при этом «чистые» известняки характеризуются нодулярной текстурой (рис. 2, В).

Скважиной Восток-1 вскрыта верхняя часть свиты, представленная породами, аналогичными верхнечурбигинской подсвите скв. Восток-3.

Пайдугинская свита (3660...3635 м) наиболее обогащена углеродистым веществом (Сорг ~2,2 %) (рис. 2, Г) [12]. В составе свиты, преобладают углеродистые карбонатно-глинисто-кремнистые пиритовые тонкослоистые породы (рис. 2, Д). Кремнистое вещество часто преобладает над общим количеством компонентов. Отдельные прослои могут быть отнесены к углеродистым силицитам.

В составе оксымской свиты (5105...4570 м) выделяется две подсвиты. В разрезе скв. Восток-1 разновозрастные отложения представлены нижней частью чурбигинской свиты. В целом для нижнеоксымской подсвиты характерны микривовые доломиты с включениями ангидрита и гипса, а также зернистые (комковатые) перекристаллизованные доломиты, часто кавернозные и пористые (рис. 3, А). Для доломитовых пород, слагающих верхнеоксымскую подсвиту, характерно тонкослоистое строение. Фиксируются градационные ритмы, от микриво-зернистых, интракластических, к глинистым доломитам или аргиллитам. В верхней части свиты изредка отмечаются маломощные прослои водорослевых известковых доломитов (рис. 3, Б). Также встречаются строматолитовые доломиты и известняки, в которых наблюдаются реликты строматолитовых столбиков.

Тыйская свита выделена в разрезе скважины Лемок-1 в интервале 3665...3145 м (стратотип) [13]. Стратотип свиты коррелируется с интервалом 4570,0...4215,0 м разреза скважины Восток-4 [3]. В нижней части свиты наибольшее распространение получили тонкослоистые глинистые известко-

вые доломиты, ангидритовые, доломит-ангидритовые и известково-ангидритовые брекчии, обломки которых представлены микривовыми, микриво-зернистыми доломитами и известняками, а также ламинами строматолитов (рис. 3, В). В средней части свиты широко распространены градационно-слоистые микривовые доломиты. В верхней части наблюдаются тонкослоистые глинисто-доломит-ангидритовые породы и известково-доломитовые породы, представленные микривовыми, микриво-зернистыми, часто с микробальным строением и с реликтами оолитов, а также пластово-строматолитовыми и, значительно реже, бугорчато-строматолитовыми типами.

Аверинская свита выделена в разрезе скважины Лемок-1 в интервале 3145...2710 м (стратотип) [13]. Стратотип свиты коррелируется с интервалом 4215,0...3863,0 м разреза скважины Восток-4 [3]. Нижняя часть свиты сложена ангидрит-известково-доломитовыми брекчиями. Обломки имеют угловатую и полуокатанную форму и представлены кремнисто-ангидрит-доломитовыми породами, ламинами строматолитовых известняков и доломитов. Средняя часть представлена чередованием микрив-микробальных, строматолитовых (участками бугорчато-столбчатых), ангидрит-известково-доломитовых пород, переходящих вверх по разрезу в градационно-слоистые глинистые доломиты (рис. 3, Г). Верхняя часть свиты сложена пакетами переслаивания сильно ангидритизированных тонкослоистых микривовых, микриво-зернистых доломитов.

Анциферовская свита завершает нижнекембрийский разрез скважины Восток-4. Свита выделена в разрезе скважины Лемок-1 в интервале 2710...2364 м (стратотип) [13]. В разрезе Восток-4 ей соответствует интервал 3900,0...3715,0 м. Нижняя часть свиты представлена переслаиванием микривовых известняков, с тонкими прослоями глинистых и зернистых доломитовых известняков. Зерна представлены в основном микробальными желваками, стяжениями и комками. Местами наблюдаются участки строматолитовых типов пород, с послонным присутствием ангидрита. В средней части свиты отмечаются зернистые комковато-интракласто-оолитовые известняки. Верхняя часть представлена микривовыми ангидритизированными доломитами.

Широкое развитие водорослевых матов и микрофитолитовых образований, присутствие обильных фенестральных структур и следов взламывания ламин позволяют предположить формирование отложений пойгинской свиты в мелководных обстановках в пределах перитидального шельфа (самая верхняя часть сублиторали, литораль и супралитораль) [14]. Ассоциация микривовых и микриво-зернистых пород котоджинской свиты указывает на формирование отложений в пределах мелководной внутришельфовой депрессии, защищенной от открытого моря баровой системой. Тектурные особенности терригенно-карбонатных по-

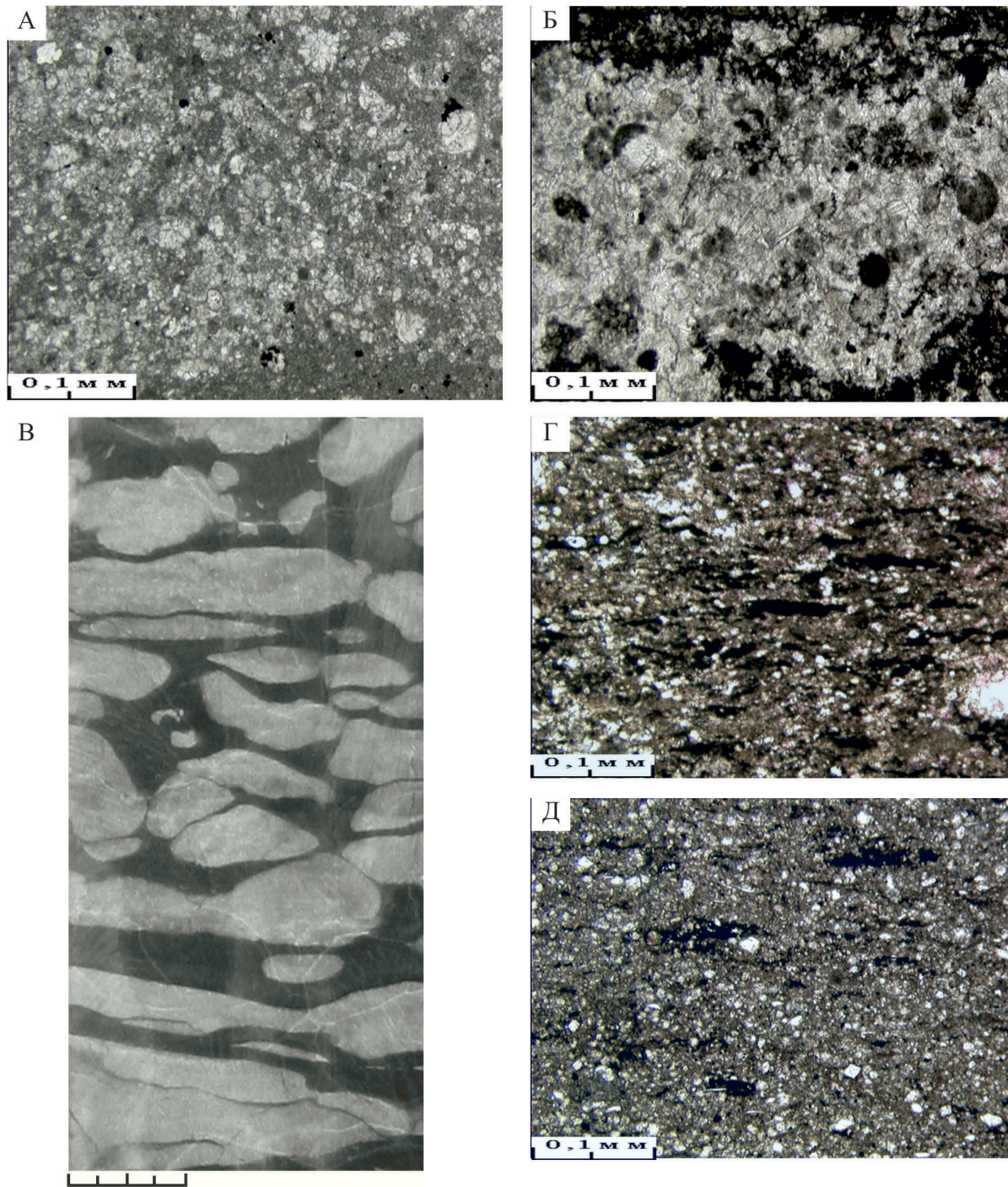


Рис. 2. Основные структурно-генетические типы карбонатных пород нижнего кембрия (скв. Восток-1): А) известняки доломитистые микриво-зернистые (чурбигинская свита, нижняя подсвита); Б) известняки перекристаллизованные углеродистые с реликтовой зернистой структурой (чурбигинская свита, нижняя подсвита); В) известняки с нодулярной текстурой (чурбигинская свита, верхняя подсвита); Г) микролинзочки повышенной концентрации углеродистого вещества в известняках (пайдугинская свита); Д) углеродистые карбонатно-глинисто-кремнистые породы (пайдугинская свита)

род райгинской свиты позволяют предположить накопление данных отложений на склоне мелководного шельфа. Состав и типы текстур чурбигинской и пайдугинской свит, соответственно, характерны для обстановок подножия шельфового склона и граничащей с ним впадины. Текстуальные особенности и состав нижнекембрийских отложений

скважины Восток-4 указывают на их формирование в условиях карбонатных платформ с ограниченной циркуляцией вод (мелководные отшнурованные бассейны и лагуны) и в эвапоритовой надприливной зоне, защищенных от влияния волн и течений открытого моря и характеризующихся переменной соленостью.

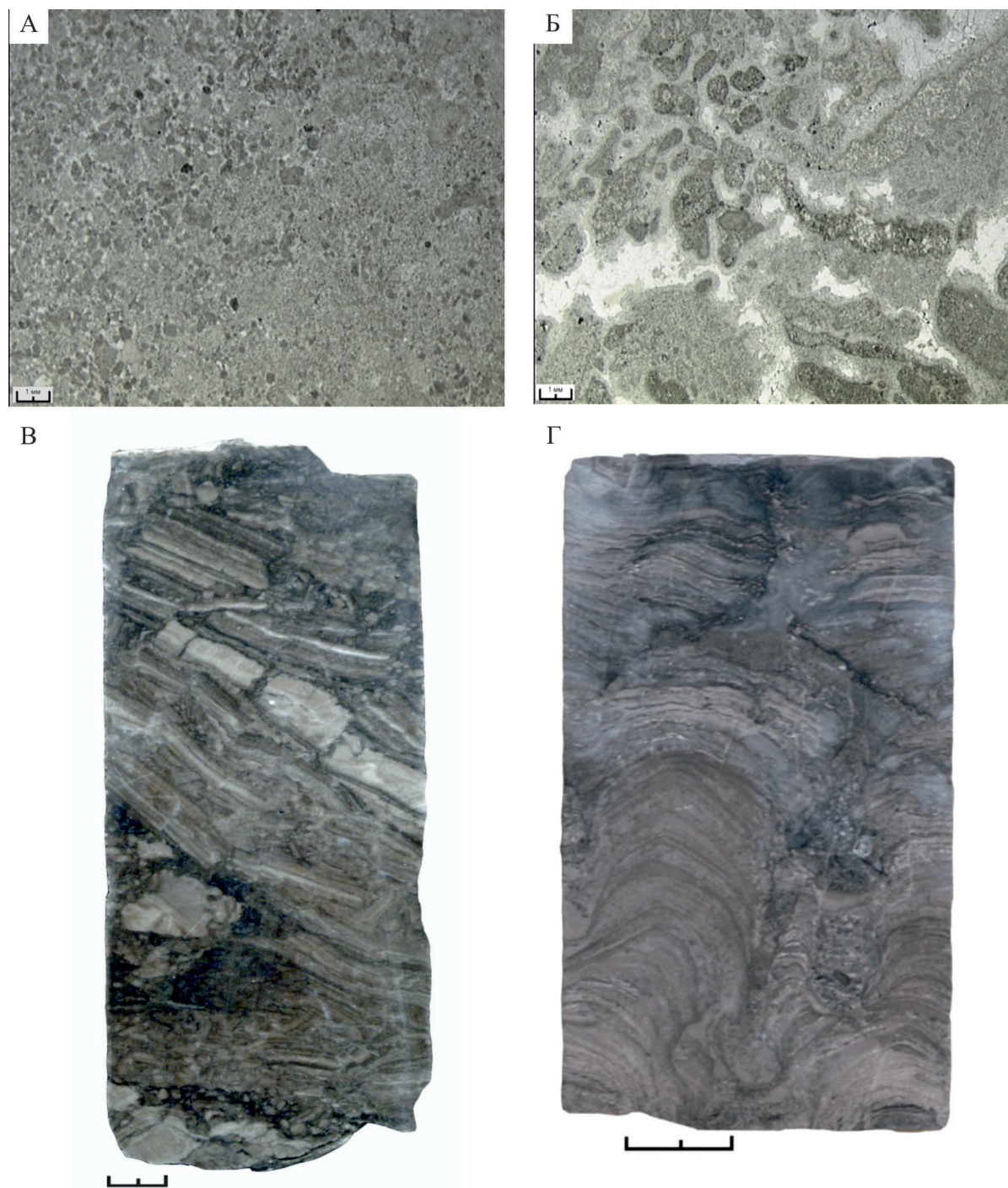


Рис. 3. Основные структурно-генетические типы карбонатных пород нижнего кембрия (скв. Восток-4): А) доломиты зернистые (комковатые) (оксымская свита, нижняя подсвита); Б) доломиты известковые водорослевые (оксымская свита, верхняя подсвита); В) обломки строматолитовых ламин в известково-ангидрит-доломитовых породах (тыйская свита); Г) доломиты известковые столбчато-строматолитовые (аверинская свита)

Таким образом, в изученных отложениях верхнего венда – нижнего кембрия скв. Восток-1,3, доминируют карбонатные породы, преимущественно доломиты, среди которых установлены основные структурно-генетические типы: биоморфные (строматолитовые), зернистые (микрофитолитовые, оолитовые, пизолитовые, комковатые, интракластические), микрито-зернистые и микрито-

вые. Строение нижней части вендского разреза (пойгинская и котоджинская свиты) достаточно однородное, а верхней (райгинская свита) – цикличное. В нижнекембрийском разрезе этих скважин (чурбигинская и пайдугинская свиты) наблюдается неравномерное чередование карбонатных, карбонатно-глинистых и углеродистых карбонатно-глинисто-кремнистых пород. В нижнекем-

брийском разрезе скв. Восток-4 наибольшее распространение получили смешанные ангидрит-карбонатные породы, которые находятся в сложных взаимоотношениях, что обусловило его крайне неоднородное строение. Анализ пространственно-временных взаимоотношений литологических

комплексов показал, что осадконакопление на исследуемой территории в венд-нижнекембрийское время происходило в широком диапазоне обстановок мелководного карбонатного шельфа, от супралиторали до погруженной его части. В целом, в разрезах скважин фиксируется тренд на углубление.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конторович А.Э., Соколов Б.С., Конторович В.А. и др. Первый разрез венда в комплексе основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3 на востоке Томской области) // Докл. РАН. – 2009. – Т. 424. – № 6. – С. 788–791.
2. Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г. и др. Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 11. – С. 1119–1128.
3. Филиппов Ю.Ф., Конторович А.Э., Конторович В.А. и др. Новый опорный разрез кембрия Предьенисейского осадочного бассейна (по материалам бурения параметрической скважины Восток-4) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Матер. Всерос. науч. конф. – Тюмень, 27–28 апреля 2010. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. – С. 183–188.
4. Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф. и др. Предьенисейская нефтегазоносная область – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2006. – № 5–6. – С. 9–23.
5. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика позднекембрийских рифогенных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 125 с.
6. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 171 с.
7. Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. – М.; Л., 1933. – С. 3–22.
8. Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). – Новосибирск: Наука, 1987. – 214 с.
9. Логвиненко Н.В. Основы методики исследования осадочных пород. – Харьков, 1962. – 207 с.
10. Рухин А.Б. Основы литологии. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 799 с.
11. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. – Л.: Недра, Ленингр. отделение, 1987. – 269 с.
12. Конторович А.Э., Костырева Е.А., Меленевский В.Н. и др. Органическая геохимия венда и кембрия Предьенисейской субпровинции (на примере скважин Восток-1, 3) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Матер. Всерос. науч. конф. – Новосибирск, 29 сентября – 2 октября 2008. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – С. 117–119.
13. Елкин Е.А., Каштанов В.А., Конторович А.Э. и др. Схема стратиграфии кембрийских отложений Приенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 7. – С. 1015–1027.
14. Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации. – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 384 с.

Поступила 01.11.2012 г.

Геология и полезные ископаемые

УДК 553.411.071.061

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА. Ч. 2. МЕТАМОРФОГЕННАЯ И ПОЛИГЕННАЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com

Приведены опубликованные в течение пятидесяти лет аналитические данные о содержаниях золота в черных сланцах золотосодержащих районов, оценки которых в одних и тех же толщах в разные периоды изменялись от граммов в тонне породы до субкларковых. Разногласия обусловлены использованием не адекватных цели исследования методов. Предложены альтернативные существующим методология и следующие из нее методы петролого-геохимических исследований, реализация которых обеспечила реконструкцию геологической истории горных пород и химических элементов в них. Согласно полученным результатам, дорудные содержания золота в черных сланцах раннепротерозойской михайловской, позднерифейских кедровской, водораздельной, мухунной, хомолхинской, имняхской, аунакитской свит юго-восточного горно-складчатого обрамления Сибирского кратона отвечают субкларковым значениям (0,5...3,0 мг/т), а повышенные и высокие его содержания в околорудном пространстве золоторудных полей, включая Сухой Лог, имеют рудогенное происхождение, то есть представляют следствие рудообразования, а не его причину. Петролого-геохимические данные доказывают вещественно-генетическую однородность околорудных метасоматических, геохимических ореолов и руд золотых месторождений, образованных в кристаллическом субстрате и черносланцевых толщах, и согласуются с приведенными в первой части статьи доказательствами образования оруденения в том и другом субстрате на позднем базальтоидном этапе становления антидромных гранит-диорит-долеритовых флюидно-магматических комплексов.

Ключевые слова:

Гидротермальные месторождения золота, метаморфогенно-гидротермальная, полигенная концепции рудообразования, содержания золота в черных сланцах, петролого-геохимические исследования, околорудные метасоматические, геохимические ореолы.

Key words:

Hydrothermal gold deposits, metamorphic-hydrothermal, poligenous ore-formation conceptions, gold contents in black shales, petrologic-geochemic research, near-ore metasomatic, geochemic haloes.

Введение

Возвращение в конце 1960-х гг. старой лито-секретионной концепции в обновлённом варианте под названием метаморфогенно-гидротермальной в приложении к мощным толщам углеродистых сланцев в осадочных бассейнах, предполагающей породные источники золота, составило альтернативу традиционным магматогенно-гидротермальным, продолжающим сохранять популярность, особенно в гранитогенном варианте. Возвращение сопровождало повышение интереса промышленности к крупнообъёмным, но бедным по содержанию золота месторождениям и произошло на волне сформированных в конце шестидесятых — начале семидесятых годов представлений о высокой дорудной золотосодержимости черных сланцев.

Впоследствии, по мере внедрения в практику геохимических исследований высокочувствительной аналитической аппаратуры и новых методов анализа содержания золота, а главное, вследствие признания некоторыми исследователями повышенных содержания золота в рудовмещающих породах и толщах эпигенетическими синрудными, обусловленными рудообразованием, оценки дорудной золотосодержимости сланцев в некоторых публикациях существенно снизились до кларковых значений, соразмерных с таковыми кристаллических пород. Однако «маховик популярности» метаморфогенно-гидротермальной концепции, раз запущенный, продолжает вращаться с переменной угловой скоростью, снизившейся в восьмидесятых годах, а в последнее десятилетие заметно увеличив-

шейся. При этом представление о высокой или повышенной дорудной золотоносности углеродистых сланцев как необходимой предпосылке рудообразования продолжает сохранять статус главного аргумента концепции.

Вместе с тем вопрос о происхождении высокой золотоносности черных сланцев и после полувековых исследований остается открытым, что доказывает многовариантностью известных решений в приложении, скажем, к одной и той же толще. Как реакция на возникшую в последние годы потребность понять и объяснить, возможно, специфические условия образования, а на этой основе разработать критерии прогнозирования особо крупных месторождений, так называемых месторождений-гигантов, известных в районах сланцевого типа, предложена полигенная концепция рудообразования, опирающаяся на идею «ступенчатого» накопления золота.

Чтобы правильно понять причины и существо упомянутых разногласий, полезно бросить ретропективный взгляд в далекое и недавнее прошлое и посмотреть, как этот вопрос решался преимущественно в крупнейших золотоносных районах южной Сибири в течение последнего пятидесятилетия.

В статье рассмотрено содержание обеих концепций, дана авторская оценка приведенным в их обоснование аргументам и сформулированы общие, следующие из анализа и обсуждения всех материалов, включая приведенные в [1], выводы.

Метаморфогенно-гидротермальная концепция

Согласно ранним представлениям [2], в большинстве разновидностей позднерифейских сланцев и песчаников Ленского района содержание золота составляет тысячные и сотые доли г/т при максимальной концентрации в углеродистых филлитах, достигающей десятых долей г/т и 1...2 г/т. При этом подчеркивается, что рассеянная первично-осадочная золотоносность вмещающих пород определяет золотоносность кварцевых жил и сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения: содержание золота в рудных телах возрастает по мере возрастания содержания золота во вмещающих породах. По данным А.Е. Гапона с соавторами [3], в пределах рудных полей песчаники догалдынской свиты, например, содержат золота 0,01...6,0, алевролиты – 0,01...10, сланцы – 0,01...30 г/т.

В.Г. Петровым [4] высказывается мнение о том, что золоторудные месторождения Енисейского района приурочены к изначально обогащенным кластогенным и хемогенным золотом толщам и пачкам терригенных пород рифейской сухопитской серии. По его оценкам, среднее содержание золота в сланцах нижней части рудовмещающей удерейской свиты мощностью не менее 150...200 м, например, составляет 200...300 мг/т, в отдельных пластах на порядок превышает эту величину, а в целом в рудовмещающих толщах находится на уровне десятков–сотен мг/т. Первично осадочное проис-

хождение повышенных концентраций золота в сланцах подтверждается, по В.Г. Петрову, в частности, литолого-стратиграфическим контролем оруденения, что впоследствии было опровергнуто.

В противоположность приведенным данным В.Н. Шаров с соавторами [5], полагая основным источником рудогенных элементов в рудах и метасоматитах Ленского района также толщу протерозоя, определяют содержание золота в песчаниках догалдынской, кварц-углистых алевролитах с редкой вкрапленностью магнезиально-железистых карбонатов валюхтинской и известковистых песчаниках имняхской свит, метаморфизованных в хлорит-серицитовую субфации регионального метаморфизма, на уровне соответственно 1,9, 1,2, 0,7 мг/т. Несколько повышенные концентрации – 9,5, 15,0, 25,0 мг/т показаны для этих же пород, но претерпевших локальный дислокационно-гидротермальный метаморфизм.

По мнению В.В. Поликарпочкина с соавторами [6], при среднем содержании золота от 0,7 до 4,7 мг/т в большинстве позднерифейских свит Ленского района вдали от известных месторождений и рудопроявлений, концентрация металла в черносланцевых горизонтах рудовмещающей хомолхинской и догалдынской свит не менее чем в 1,5–2 раза выше, чем в светлоокрашенных разностях, и достигает сотых долей г/т. Однако указывается, что при содержании золота в породах этих свит выше десятых долей г/т обнаруживается наложенная гидротермальная минерализация.

По данным В.А. Буряка [7], содержание золота изменяется от 1,4 мг/т в алеврофиллитах до 2,5 и 3,2 мг/т в алевросланцах, 4,3 мг/т в кварцитовидных песчаниках и до 6,9 мг/т в алевролитах, слагающих хомолхинскую свиту, подвергшихся региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. В породах с осадочно-диагенетическим (? – И.К.) пиритом содержание золота варьирует в пределах 1,4...8,0 мг/т, обычно 2,5...5,0 мг/т, при среднем содержании золота в пирите 66,0 мг/т [8]. В ореолах регионального метаморфизма средние концентрации золота (мг/т) последовательно нарастают от высокотемпературной дистен-ставролитовой зоны до низкотемпературной зеленосланцевой: в филлитовидных алевролитах от 1,75 до 3,2, в алеврофиллитах – от 2,5 до 4,3, в алевролитах – от 1,9 до 6,9, в алевросланцах – от 1,4 до 2,5, в песчаниках – от 2,5 до 3,2. В околорудных ореолах золото привносится в интенсивно измененные (? – И.К.) алевролиты и песчаники на всех изученных горизонтах месторождения Сухой Лог [8]. Подчеркивается сильная положительная корреляционная связь золота с мышьяком.

Для околорудных геохимических ореолов в сланцевых толщах Ленского района характерны околочларковые или на полпорядка–порядок выше чларка содержания сопровождающих золото в рудах элементов – серебра, мышьяка, свинца, цинка, меди, никеля, кобальта и других [9]. В минерализованных зонах среди известковистых сланцев

обычно повышены содержания свинца, цинка, бария, стронция, серебра, ртути, среди углеродисто-кремнистых пород – серебра, мышьяка, сурьмы, вольфрама, молибдена, фосфора, титана, среди черносланцевых алевро-филлитов – серебра, мышьяка, железа, титана, вольфрама, марганца. Наиболее устойчиво фиксируются золото, серебро, мышьяк. Пирит минерализованных зон содержит (в среднем, г/т) никель (500), кобальт (250), мышьяк (1400), золото (5).

Согласно данным А.Д. Ножкина и В.А. Гавриленко [10], в пределах центральной золоторудной полосы Енисейского района кремнисто-глинистые сланцы содержат золота в среднем 1,23 мг/т (71 проба), филлиты – 1,66 мг/т (40 проб), гранатили биотит-содержащие кристаллические сланцы – 0,90 мг/т (45 проб), филлиты и филлитизированные сланцы в контурах рудных полей – 7,0 мг/т (30 проб), гидротермально изменённые филлиты в жильных (рудных) зонах – 39,0 мг/т (38 проб).

В.Б. Болтыров с соавторами [11] подчеркивают, что черным сланцам рудовмещающей сухопитской серии (82 пробы) свойствен субкларковый (2,9 мг/т) уровень средних содержаний золота при отсутствии отрицательных аномалий рудогенных элементов в пределах всего протерозойского субстрата и при высоких средних концентрациях золота (44,2 мг/т, 68 проб) и других рудогенных элементов в сланцах рудокализирующих структур. Накопление золота от субкларковых уровней (первые мг/т, 1,7, 3,0 мг/т) вне околорудных ореолов золотых и золото-сурьмяных месторождений Енисейского района до десятков мг/т во внешних и сотен мг/т во внутренних зонах ореолов констатирует В.А. Злобин [12]. По его данным, содержание серебра в рудовмещающих толщах в среднем составляет 67,0 мг/т (Советское месторождение), 82 мг/т (месторождение Эльдорадо), 270 мг/т (Удережское месторождение), концентрации свинца – 29, 50, 10 г/т, цинка – 67, 245, 61 г/т, меди – 27, 38, 20 г/т. Существует сильная положительная корреляционная связь золота с мышьяком. Сходные данные для месторождения Эльдорадо приводит А.Е. Верниковская [13]. Концентрации золота, серебра, мышьяка, свинца, цинка, меди от кларковых значений на периферии геохимического поля месторождения нарастают в направлении к рудным зонам, вблизи и внутри которых достигают максимальных значений. Наиболее контрастны аномалии золота, серебра и мышьяка.

Согласно Д.И. Горжевскому с соавторами [14], концентрации золота в отложениях континентальных фаций Енисейского района укладываются в интервал 4,3...5,4 мг/т, прибрежно-морских фаций – 1,9...2,1 мг/т, морских фаций – 1,2...1,6 мг/т.

Как следует из приведённого обзора, к концу восьмидесятих годов занятые исследованием проблемы специалисты, даже разработчики метаморфогенно-гидротермальной гипотезы (В.А. Буряк и др.) достаточно скромно оценивали уровень золотоносности черносланцевых толщ, что, вероятно,

отражало понимание и признание того, что высокие содержания золота – это синрудные ореольные концентрации, а дорудные содержания недалеко от кларковых для большинства осадочных пород, включая глинистые (1 мг/т). Выполненные В.А. Буряком [15] с учётом этого расчёты баланса золота в сланцах и рудах убедили его в том, что содержащегося в породах металла недостаточно для создания реально существующих рудных тел и требуется дополнительный источник. В качестве такового он предложил мантию. Конкурентоспособность концепции при этом снижалась, и она начала терять популярность. Вероятно, для поддержания гипотезы в конкурентоспособном состоянии был найден выход – объяснение низких концентраций золота в сланцах. В.А. Буряком было предложено считать их «отработанными», сохранившимися в породах после экстракции сверхкларковых масс золота из пород и переотложения его в рудах. Поскольку проверить это невозможно, идея не нашла поддержки.

Попытка экспериментально доказать вынос золота из пород, содержащих его на кларковом уровне, увенчалась успехом – в условиях эксперимента до 80 % от исходной массы металла удалялось из вулканитов [16]. Последовал вывод, согласно которому породы, содержащие золото на кларковом уровне, могут являться источником рудного вещества для гидротермальных месторождений. Осталось, однако, неясным, в какой степени условия и результаты эксперимента отвечают реальным природным условиям и приложимы к реальным природным процессам.

Идея не была подхвачена, и большинство сторонников метаморфогенно-гидротермальной концепции, насколько можно судить по отечественным и зарубежным публикациям, в течение последнего десятилетия вернулись к ранним представлениям о повышенных (высоких) надкларковых дорудных содержаниях золота в сланцевых толщах как необходимой предпосылке рудообразования.

Так, по версии Б.Н. Абрамова и Н.А. Чернышовой [17], в безрудных черносланцевых отложениях протерозойских кедровской, вулканитах келянской свит Муйской зоны Северного Забайкалья содержания золота составляют десятые–сотые доли г/т, в сульфидизированных сланцах – десятые доли г/т.

На основе изучения структурно-текстурных особенностей руд Сухого Лога, соотношений эпигенетических минеральных ассоциаций с первичными осадками реконструирован рудообразующий процесс – оруденение образовалось в углеродсодержащей толще с первичной повышенной концентрацией цветных и благородных металлов в результате функционирования метаморфических, метасоматических, гидротермальных процессов [18]. По мнению М.П. Лобанова с соавторами [19], оруденение в рудоносных «углистых» сланцах Ленского района образовано в результате тектоно-химического преобразования геохимически благоприятных отложений, которые служили источни-

ками рудного вещества. Согласно мнению коллектива авторов [20], изотопный состав свинца, сосредоточенного в пирите и галените руд Сухого Лога, соотношения его изотопов, наличие тренда смешения свинца подтверждают ведущую роль коровых источников золота и других металлов – черносланцевых терригенно-карбонатных пород позднерифейского возраста. Остались, однако, нераскрытыми связи свинца, золота и других металлов, послужившие основанием для приведённого вывода. Рудогенерирующая роль чёрных сланцев в процессе образования руд Сухого Лога подчёркивается в работе [21].

На концепцию экстракции золота из вмещающих комплексов осадочных и вулканокластических пород с последующей транспортировкой его гетерогенными флюидами в блоки рудообразования опирается обобщённая модель формирования золоторудных месторождений Китая [22].

По мнению А.А. Сидорова [23], источником золота и сопутствующих металлов, сосредоточенных в золотых месторождениях среди черносланцевых толщ Северо-Востока России, служила стратиформная до-, синаккреционная золотосульфидная минерализация в сланцах вулканогенно-осадочного, гидротермально-осадочного происхождения, переработанная метаморфическими растворами. Подобного представления придерживается С.Г. Парада [24], который крупнообъёмные участки сульфидной вкрапленной и кварцево-жильно-прожилковой минерализации в палеозойских вулканогенных и терригенных толщах Амуро-Охотской складчатой области считает образованными на этапах седиментации, диагенеза, литогенеза. Минерализация образована в том числе в результате элизионно-катагенетических, эксгальционно-осадочных процессов, она обеспечила легко ремобилизуемым ресурсом золота последующие эндогенные рудообразующие процессы. Автор полагает, в частности, что металлы (золото) выносятся из высокотемпературных зон очагово-купольного ультраметаморфизма в периферийные зоны слабого метаморфизма, в которых сосредоточены наиболее крупные коренные месторождения золота, такие как Токурское и Маломырское.

Метаморфогенно-гидротермальная концепция, опирающаяся на представление о породных источниках золота, предполагает сопряжённость в пространстве областей выноса и областей привноса – соответственно отрицательных и положительных геохимических аномалий. Если принять как очевидное движение растворов снизу вверх в направлении понижения гидростатического давления, следует признать более низкое гипсометрическое положение областей выноса, образование которых под рудными полями или на каких-то значительных глубинах обуславливает их недоступность для непосредственного изучения. Не случайно существует жёсткий дефицит, фактически отсутствие, геохимической информации, характеризующей подрудные области выноса металлов.

Вероятно, в работах некоторых авторов мы имеем дело с сублитеральным расположением областей выноса и привноса металлов [25]. Это следует из той уверенности, с какой авторы высказывают свои выводы и предложения. Существо их сводится к следующему. Границы отрицательных геохимических ореолов не совпадают с геологическими границами и геологическими структурами. Степень истощения (выноса) элементов в отрицательных ореолах по отношению к местному кларку цветных металлов обычно (? – И.К.) составляет 20...50 % и в ряде случаев может достигать 70...90 %, особенно для золота. Внешняя граница отрицательного ореола с фоновой областью обычно (? – И.К.) резкая. Запасы металла в рудах пропорциональны размерам отрицательных ореолов, а количество металла в рудах и положительных ореолах обычно (? – И.К.) сопоставимо с величиной дефицита металла в отрицательных ореолах. Из этого следует, что главный критерий оценки перспективности площадей основывается на зависимости между размерами областей выноса и массой вынесенных рудообразующих элементов и количеством металлов в месторождениях.

При оценке справедливости приведённых выводов возникают вопросы, на которые нет ответов. Каково происхождение растворов, их физико-химические и термодинамические параметры и причины перемещения в сублитеральном направлении? В силу каких причин возникают в этом направлении градиенты давлений, обеспечивающие фильтрацию (? – И.К.) растворов по поровому пространству кристаллических пород, обладающих, как известно, малой общей, открытой, эффективной пористостью? Очевидно, приоритетная сфера деятельности в данном случае растворов – поровое пространство пород, а не разломы, зоны повышенной проницаемости. При всём многообразии литологических, петрографических видов и разновидностей пород как определить исходные содержания металлов в уже образованных областях выноса, если часть их не выходит за пределы этих областей? Как определить объёмы областей выноса и областей привноса при отсутствии третьего (по вертикали) измерения, а также тел горных пород с разными местными кларками?

Однако идея подхвачена. Г.Б. Ганжа, Л.М. Ганжа [26] назвали области выноса-привноса соответственно областями выжимания-нагнетания, последней – сопряжённой с зоной поперечных дислокаций в складчатой пермской черносланцевой толще в Центральной Колыме. Возникает дополнительный вопрос: какие силы выжимают поровый раствор при существовании жёсткого (твёрдого) каркаса? На приведённом авторами графике распределения золота в области выжимания и нагнетания в первой металл вообще не показан (не обнаружен) при заявленной чувствительности пробирно-спектрального метода анализа 1 мг/т.

Без содержательных ответов на поставленные вопросы принять предложения и выводы упомяну-

тых авторов невозможно, равно как невозможно поверить в то, что заметный (более 40 %) вынос рудных и некоторых литофильных элементов без видимых изменений породообразующих минералов происходит при электрохимическом процессе [27]. Чтобы извлечь химический элемент из кристаллической решётки минерала-хозяина или из включения в нём, его надо разложить, растворить полностью или частично. То, что автор получил результат в эксперименте, не означает, что он возможен в природе. Поэтому вывод, отражающий физическую возможность формирования промышленных месторождений под действием естественных электрических полей, возникающих при фильтрации гидротермальных растворов, представляется малоубедительным.

Идею о существовании динамических взаимосвязанных сочетаний областей извлечения, избирательной мобилизации исходно рассеянных рудных компонентов и областей их привноса и дифференцированного концентрирования разделяют Е.В. Плющев с соавторами [28]. Эти сочетания названы авторами рудоформирующими системами. Рудные поля, месторождения и более мелкие проявления приурочены к разделяющим эти области барьерным зонам. Сформулированные выше вопросы в полной мере распространяются на эти представления.

Полигенная концепция

Поиски факторов, определяющих образование крупных и гигантских месторождений золота, привели к разработке полигенной концепции рудообразования, каждый вариант которой при наличии некоторых общих между ними черт [29] индивидуален и приложим к конкретному месторождению или к группе однотипных месторождений [30–32]. Сравним два варианта концепции, предложенных разными коллективами для месторождения-гиганта Сухой Лог.

Согласно М.И. Кузьмину с соавторами [31], месторождение Сухой Лог создано в результате нескольких рудоподготовительных и завершающего событий, вполне самостоятельных и независимых, разделённых временными интервалами в несколько сотен млн л.

На раннем позднерифейском этапе на пассивной континентальной окраине Сибирского кратона происходило накопление специализированных на золото, элементы платиновой группы, сидеро- и халькофильные элементы пород, объединённых в хомолхинскую и аунакитскую свиты. Содержание золота в них даже за пределами рудных полей часто варьирует в пределах 3–5-кратных (до 10-кратных) превышений кларковых значений. В концентратах нерастворимого углеродистого вещества, выделенного из пород хомолхинской свиты, содержание золота достигает 1...2 г/т, в битумоидах – десятков г/т. Именно эти две свиты будут рудовмещающими для большинства месторождений и рудопроявлений Бодайбинского района.

На следующем этапе, 500...600 млн л назад, происходили складчатые процессы, покровообразование и метаморфическая переработка металлоносных отложений. С этим этапом связана миграция золота в углеродистых толщах в области пониженных Р-Т-градиентов. Произошло частичное перераспределение и концентрация золота в породах Бодайбинского прогиба, что имело важное рудоподготовительное значение. Отметим, в чём заключалось перераспределение золота, где оно концентрировалось, какие процессы обуславливали перераспределение и концентрирование, в чём заключалось важное рудоподготовительное значение этих процессов осталось за скобками – неизвестно, что имели в виду авторы.

Допускается, что какую-то роль в подготовке рудообразования сыграла эндогенная активность в девоне. Установленные в основании Бодайбинского прогиба глубинные магматические тела, аналогичные, судя по геофизическим данным, девонским щелочным базальтоидам Вилуйского рифта, возможно, являлись источником глубинного рудного флюидопотока под Бодайбинским прогибом в период девонского рифтогенеза.

В позднепалеозойскую эпоху (315 млн л) образовано месторождение Сухой Лог. Гранитный магматизм, инициировавший и сопровождавший рудный процесс, связан со становлением конклюдеро-мамаканского гранитного комплекса – составной части Ангаро-Витимского батолита (320...290 млн л). К нему, в частности, относятся Константиновский шток и прогнозируемый по данным гравиразведки под месторождением Сухой Лог Угаханский гранитный плутон, состав и возраст которого, однако, остаются неизвестными по причине его недоступности. Предполагается, что в гранитных массивах центральной площади батолита существенная доля приходится на синплутонические интрузии щелочных и субщелочных базальтов. Это позволило связать образование батолита с воздействием крупнообъёмного мантийного плюма. Наличие гранитоидов и ассоциирующих с ними даек основного состава вблизи месторождения Сухой Лог свидетельствует о тепловом и вещественном (в форме флюидов) воздействии плюма и его производных, включая граниты, на осадочные образования Бодайбинского прогиба. Воздействие мантийного плюма обусловило термальную и флюидную переработку рудоносных (специализированных на золото) пород и способствовало образованию рудоносных гидротерм, создавших месторождение.

На основе радиологического определения Rb-Sr методом возраста сложенных метасоматитами прожилково-вкрапленных руд по валовым пробам и золотоносного жильного кварца по пробам кварца в истории формирования месторождения Сухой Лог установлено только два геологических события с возрастом 447 ± 6 и 321 ± 14 млн л, которые отвечают двум основным этапам формирования месторождения [32]. На раннем этапе происходило гидротермально-метасоматическое преобразование

пород хомолхинской свиты и образование прожилково-вкрапленной минерализации. На втором этапе образовались золотоносные кварцевые жилы.

Согласно этой версии, образование крупномасштабной благороднометальной прожилково-вкрапленной минерализации связано с проявлением палеозойской тектоно-магматической активизации, но остаются неясными конкретные инициировавшие рудообразование причины. Образование поздних золотоносных кварцевых жил совпадает по времени со становлением кислых интрузий конкудеро-мамаканского и аглан-янского комплексов и обусловлено флюидно-магматической деятельностью, проявленной значительно позже регионального метаморфизма вмещающих черносланцевых толщ. В [1] приводились данные, раскрывающие эволюцию взглядов данного коллектива авторов на вероятные источники золота – от базит-гипербазитового фундамента Бодайбинского прогиба и гранитных расплавов до рудовмещающих чёрных сланцев.

В приведённых примерах видно принципиальное различие вариантов полигенной (и полихронной) концепции, созданных в одно время и в приложении к одному месторождению.

Обсуждение результатов и выводы

В рамках гранитогенной концепции [1] обращает на себя внимание популярность предположения об обогащении гранитных расплавов золотом в процессе и результате палингенеза черносланцевых толщ с повышенным содержанием металла как условия последующей золотопродуцирующей способности гранитных расплавов. Тем самым подчёркивается, что гранитные расплавы становятся продуктивными на золото, если они обогащены им из вмещающих пород. Если этого не происходит, то, вероятно, не следует ожидать и связанных с гранитами месторождений. Между тем, обогащение золотом палингенных гранитов, тела которых образуются в кристаллическом субстрате с кларковыми низкими содержаниями золота, очевидно, произойти не может, но такие граниты тоже нередко сопровождаются золотыми месторождениями, близкими к ним по возрасту. Должен следовать вывод о золотопродуцирующей способности гранитных расплавов без предварительного их обогащения, что и делается.

Однако в [1] приведены факты, обнаруженные в месторождениях, образованных в кристаллическом субстрате и в черносланцевых, вмещающих крупные и гигантские месторождения золота, толщах, которые не вписываются в гранитогенную, метаморфогенную и полигенную концепции, но составляют доказательную базу базальтогенной в расширенном ее варианте.

Согласно этим фактам, к началу инъекции ранней порции металлоносных растворов после внедрения ранней порции послегранитных и последиоритовых умеренно-щелочных базальтовых расплавов остаточные гранитные расплавы, которые

могли бы быть способными генерировать металлоносные растворы, уже не существовали, поэтому в подобных случаях в объеме антидромных магматических комплексов с ранним гранитоидным магматизмом возможна только парагенетическая связь рудообразования.

Генерация последовательных порций металлоносных растворов в очагах умеренно-щелочных базальтовых расплавов, то есть генетическая связь рудообразования с поздним в рамках комплексов базитовым магматизмом, напротив, доказывается малыми промежутками времени между инъекциями расплавов и растворов, аккумулируемых при подъеме еще горячими дайками – тепловыми флюидопроводниками, которые в холодном состоянии не способны выполнять флюидопроводящую функцию, накоплением до уровней контрастных аномалий во внутрирудных дайках – флюидопроводниках долеритов на путях подъема металлоносных растворов, в околорудных метасоматических ореолах и рудах ассоциации профилейных для базитового магматизма фемофильных элементов фосфора, титана, магния и других в обрамлении глубинных разломов – каналов поступления умеренно-щелочных базальтовых расплавов и металлоносных растворов из единых глубинных – мантийных, возможно, нижнекорковых магматических очагов.

Система доказательств сформулированного вывода дополняется и другими фактами: 1) безальтернативным контролем в верхних горизонтах земной коры базитовых интрузий и золотых месторождений глубинными разломами; 2) участием в рудах восстановленных форм углерода – эпигенетических твердых углеродистых веществ, а также углеводородов в вакуолях кварца и других минералов [33]; 3) изотопными отношениями стронция в гранитах, серы сульфидов руд и углерода синрудных карбонатов, отвечающими мантийным меткам – метеоритному стандарту [34].

С позиций трех остальных концепций рудообразования перечисленные легко проверяемые факты не находят объяснения.

Ключевое значение в обосновании метаморфогенно-гидротермальной и исходных положений полигенной концепции имеют данные о природе золотоносности черносланцевых толщ – до- или синрудного происхождения аномалий, сверхкларковых (повышенных) содержаний золота и других металлов в сланцах в объемах рудных полей и за их пределами, и об условиях транспорта металлов в формирующиеся при рудообразовании рудные тела.

Между тем важнейший аргумент обеих концепций – неизменно популярное представление о повышенных (высоких) рудных содержаниях золота и других металлов в углеродистых сланцах, приобретенных ими при седиментации и/или региональном метаморфизме, как необходимой предпосылке рудообразования, опирается, как было показано выше, на противоречивые аналитические данные, а во многих публикациях вообще декларируется.

Отсутствует обоснование возможности преобладающей фильтрации крупнообъемных потоков гидротермальных растворов сквозь соответствующие объемы пород по их поровому пространству, что необходимо для накопления в месторождениях реальных запасов металла (сотни–первые тысячи тонн). Известно, и тому имеется множество доказательств, что гидротермальные растворы в своём движении предпочитают перемещаться по зонам повышенной, высокой проницаемости – разломам, зонам трещиноватости, рассланцевания, недостатка которых в сланцевых толщах нет, но потенциальные возможности которых в плане поставок металла из-за малых проницаемых объёмов достаточно ограничены. Изучение субстрата толщ углеродистых сланцев в стороне от разломов или зон скрытого рассланцевания, секущих стратификацию и согласных ей, показало, что они после регионального метаморфизма нагревания с образованием мусковит-биотитового парагенезиса сохраняются свежими и не замещены минеральными ассоциациями, обычно образованными в золотых месторождениях и их ореолах (пропилитами, березитами). Остаётся за кадром – почему золотые месторождения в кристаллическом и черносланцевом субстрате без исключения контролируются именно глубинными разломами.

Причина разногласий о природе золотонности черных сланцев представляется очевидной, обсуждалась в [35] и заключается в следующем.

В течение десятилетий применяются методы геохимических исследований, приёмы обработки аналитической геохимической информации, главным образом из области прикладной геохимии, которые по определению не способны обеспечить реконструкцию геологической истории химических элементов в породах. Анализируются средние итоговые содержания металлов в сланцах, а что стоит за ними, остаётся неясным. Практикуется выполнение геохимических исследований в автономном от минералого-петрохимических исследований метасоматических преобразований пород режиме, хотя известно, что руды, околорудные метасоматические и геохимические ореолы – производные одного гидротермального рудообразующего процесса, а интенсивность изменений пород и концентрирование или рассеяние металлов (элементов) взаимосвязаны. На этой автономности в последнее время настаивают, в частности, Т.Т. Ляхович [36], Р.В. Панфилов и И.И. Гетманский [37] и другие. Мнение И.С. Гольдберга [27], даже подкреплённое сомнительными экспериментами, о том, что из минералов могут удаляться «в заметных количествах» рудные и другие элементы без «видимых» их (минералов) изменений – это, скорее всего, из области фантастики.

Предложенные [38] и реализованные [39] во многих месторождениях и толщах черных сланцев, перечисленных в [1], методология и следующие из нее методы петролого-геохимических исследований кристаллического и черносланцевого, в том числе рудовмещающего, субстрата обеспечивают

предварительную дифференциацию минерального состава горных пород на минеральные комплексы, отвечающие этапу их образования и этапам последующих преобразований при региональном метаморфизме нагревания и околорудном метасоматизме. В соответствии с реконструкцией геологической истории горных пород по их видам и разновидностям (петротипам и литотипам) формируются поэтапные геохимические выборки для расчетов статистических параметров распределения и баланса петрогенных и рудогенных элементов в околорудном пространстве рудных полей, на их периферии и в безрудных толщах черных сланцев.

Структура околорудных метасоматических ореолов, то есть состав их минералого-петрохимических зон и порядок минералого-петрохимической зональности, а также результаты расчетов единообразно повторяются во всех изученных объектах, независимо от состава субстрата, что, очевидно, следует оценивать как доказательство корректности (достоверности) выводов. Разработана типовая универсальная схема околорудной минералого-петрохимической зональности, которой подчиняется распределение в околорудном пространстве петрогенных и рудогенных элементов.

Околорудные геохимические ореолы всегда занимают меньшие объёмы сравнительно с околорудными метасоматическими. За пределами и на дальней периферии последних содержание металлов, в том числе золота, в регионально метаморфизованных на уровне мусковит-биотитового парагенезиса черных сланцах близки к кларкам (золота в диапазоне 0,5...3,0 мг/т). По мере усиления интенсивности метасоматических преобразований пород содержания золота и сопровождающих его металлов, дисперсия их распределения, золото-серебряное отношение возрастают от одной минералого-петрохимической зоны к другой вплоть до максимальных значений в тыловой (березитовой) зоне, – больших в обрамлении рудных столбов, меньших в обрамлении слабо золотонных участков рудных тел (минерализованных зон). Как правило, в тыловых зонах усиливаются корреляционные связи золота с серебром, мышьяком, ртутью и некоторыми другими металлами. Все это доказывает образование околорудных метасоматических, геохимических ореолов и руд в каждом месторождении в результате одного (единого) рудообразующего процесса, синрудное образование аномалий золота и других металлов. В шестнадцати изученных месторождениях не выявлено случаев отклонения от этой закономерности.

Если, наконец, устранить популярное устоявшееся представление о принадлежности апочерносланцевых околорудных метасоматитов Сухого Лога к субфациям – производным регионального метаморфизма, процесс, как известно, изохимического [40], становится очевидным [41, 42] соответствие их минералого-петрохимического состава и зональности типовой универсальной околорудной петролого-геохимической метасоматической ко-

лонке, для собственно золотых гидротермальных месторождений отвечающей сопряженным березитовой и пропиловитовой формациям. В частности, содержание золота в черных сланцах рудовмещающих хомолхинской и имняхской свит в промежуточной хлоритовой минералого-петрохимической зоне околорудного метасоматического ореола составляет 2,7; 3,4; 5,4 мг/т, что незначительно повышено против кларка, но обычно для этой зоны в ряде других месторождений. По петролого-геохимическим чертам рудовмещающего субстрата и другим приведенным в [1] признакам, месторождение-гигант Сухой Лог, соседние крупные месторождения Вернинское и Чертово Корыто [43, 44] не составляют исключения из сообщества их менее знаменитых мезотермальных аналогов.

Факты свидетельствуют о том, что ни региональный метаморфизм на «регрессивном его эта-

пе», а фактически относительно локальный внутри- и околоразломный метасоматизм, ни обычно отсутствующее обогащение черных сланцев золотом до рудообразования как подготовительная операция, предпосылка, условие реализации рудных процессов не определяют образование промышленных месторождений, в том числе гигантов. Вероятно, задействованы другие факторы, например, объемы глубинных магматических очагов и, соответственно, массы генерированных в них металлосодержащих растворов и экстрагированного из базальтовых расплавов золота, условия, определяющие концентрирование или рассеяние растворов на путях подъема, верхнекорковых уровнях и другие.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по образованию. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. Проблемы образования гидротермальных месторождений золота. Ч. 1. Магматогенные геолого-генетические концепции // Известия Томского политехнического университета. – 2013. – Т. 322. – № 1. – С. 11–18.
2. Коткин В.В. Роль литологического фактора в размещении золоторудных проявлений в центральной части Ленской провинции // Вопросы геологии месторождений золота Сибири. – Томск: Изд-во Томского университета, 1968. – С. 107–108.
3. Гапон А.Е., Гапеева М.М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 185. – № 2. – С. 408–411.
4. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. – Новосибирск: Наука, 1974. – 138 с.
5. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов В.И. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. – Новосибирск: Наука, 1978. – 103 с.
6. Поликарпочкин В.В., Гапон А.Е., Шергин Б.В. Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе // Проблемы геохимии эндогенных процессов. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 153–162.
7. Буряк В.А. О золотоносности осадочных толщ и поведении в них золота в процессе метаморфизма и гранитизации // Геология и геофизика. – 1978. – № 6. – С. 142–146.
8. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
9. Буряк В.А. Особенности геохимических поисков по первичным ореолам золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа // Геохимические поиски по первичным ореолам. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 44–49.
10. Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия. – Новосибирск: Наука, 1976. – 198 с.
11. Болтыров В.Б., Поляков В.Л., Мельников С.Ю. О генезисе золотого оруденения в черносланцевых толщах Енисейского кряжа // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. – Свердловск: Свердловский горный институт, 1987. – С. 75–80.
12. Злобин В.А. Геохимические особенности рудовмещающих черносланцевых толщ Енисейского кряжа // Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. – С. 105–142.
13. Верниковская А.Е. Геолого-геохимические исследования рудовмещающих метаморфических толщ месторождения Эльдorado (Енисейский кряж) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР: Тезисы докладов VI краевой конференции молодых специалистов. – Красноярск, 23–26 апреля 1990. – Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1990. – С. 88–90.
14. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
15. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
16. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Дампилов Д.А., Бугаева Н.Г. Экспериментальное исследование поведения золота в магматическом и гидротермальном процессах (к проблеме источников вещества золоторудных месторождений) // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика: Тез. докл. I Сибирского симпозиума с международным участием. – Красноярск, 1–3 декабря 1999. – Красноярск: КГАЦМиЗ, 1999. – С. 101–103.
17. Абрамов Б.Н., Чернышова Н.А. Золото и платиноиды в черносланцевых отложениях Северного Забайкалья // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тез. докладов III Всеросс. симпозиума с международным участием. – Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004. – С. 3–5.
18. Митрофанов Г.Л., Дистлер В.В., Немеров В.К., Семейкина Л.К., Юдовская М.А. Платиноносность стратиформных золоторудных месторождений рифейской окраины Сибирского континента // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Матер. II Всеросс. металлогенического совещания. – Иркутск, 25–28 августа 1998. – Иркутск: ООО «Сантай», 1998. – С. 315–316.
19. Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И., Коноваленко С.Н. О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 3. – С. 360–363.
20. Чернышов И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного ICP MS метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 6. – С. 550–559.
21. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert Francois, Danyushevsky L.V., Chang Zhaoshan. Multistage sedimentary and meta-

- morphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. – 2007. – V. 102. – № 7. – P. 1233–1267.
22. Shao Jun, Hui De-feng, Kong Xiang-min, Shou Nai-wu. Metallogeny of the gold deposits of China // *Geology and Resources*. – 2004. – Т. 13. – № 4. – P. 246–250.
 23. Сидоров А.А. О золотоносности углеродистых метасоматитов // *Доклады РАН*. – 2001. – Т. 378. – № 2. – С. 218–220.
 24. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Ростов-на-Дону, 2004. – 48 с.
 25. Лось В.Л., Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я. Геохимические системы рудных объектов: примеры, модель, генетические и поисковые аспекты // *Геология и охрана недр*. – 2003. – № 1. – С. 24–33.
 26. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма // *Руды и металлы*. – 2004. – № 4. – С. 24–32.
 27. Гольдберг И.С. Рудообразование в геоэлектрохимических системах // *Геология и охрана недр*. – 2005. – № 2. – С. 28–40.
 28. Плющев Е.В., Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В. Методы петрографо-геохимического картирования и прогнозно-металлогенического анализа потенциальных рудных узлов и полей гидротермально-метасоматического типа // *Поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений: Матер. II Всеросс. конф. по прикладной геохимии*. – Воронеж, 26–28 февраля 2009. – Воронеж: ИП Гончаровой, 2009. – С. 93–96.
 29. Дистанов Э.Г., Сотников В.И., Оболенский А.А., Борисенко А.С., Берзина А.П., Ковалев К.Р. Главные факторы формирования крупных и уникальных месторождений мантийно-коровых рудообразующих систем // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39. – № 7. – С. 870–881.
 30. Нарсеев В.А. О генезисе золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах // *Отечественная геология*. – 1998. – № 5. – С. 70–75.
 31. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И., Немецов В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // *Доклады РАН*. – 2006. – Т. 407. – № 6. – С. 793–797.
 32. Лаверов Н.П., Чернышов И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // *Доклады РАН*. – 2007. – Т. 415. – № 2. – С. 236–241.
 33. Кучеренко И.В., Ларская Е.С., Панкина Р.Г., Сухова А.Н., Четверикова О.П., Пентина Т.Ю., Королев Ю.М. Распределение и источники углерода в околорудных метасоматических ореолах терригенно-сланцевых толщ Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы // *Геохимия*. – 1990. – № 6. – С. 797–806.
 34. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // *Известия Томского политехнического университета*. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
 35. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // *Известия Томского политехнического университета*. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
 36. Ляхович Т.Т. Зональность первичных ореолов золоторудных месторождений // *Известия ВУЗов. Геология и разведка*. – 2004. – № 6. – С. 35–39.
 37. Панфилов Р.В., Гетманский И.И. Разноранговые аномальные геохимические поля как отражение эволюции рудогенерирующей системы // *Известия ВУЗов. Геология и разведка*. – 2004. – № 6. – С. 79–83.
 38. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // *Разведка и охрана недр*. – 1986. – № 12. – С. 24–28.
 39. Kucherenco I.V. Petrologic-geochemic evidence of geologic genetic uniformity of gold hydrothermal deposits formed in black-shale and non-shale substratum // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. – 2007. – V. 311. – № 1. – P. 24–33.
 40. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
 41. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхолин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма // *Известия Томского политехнического университета*. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 28–37.
 42. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхолин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 3. Геохимия золота и серебра // *Известия Томского политехнического университета*. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 33–40.
 43. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхолин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район) // *Известия Томского политехнического университета*. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 23–33.
 44. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхолин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // *Известия Томского политехнического университета*. – 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 11–20.

Поступила 01.06.2012 г.

УДК 553.411.04/071(571.5)

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА. Ч. 2. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: kucherenko.o@sibmail.com

Обсуждается проблема связей процессов образования гидротермальных месторождений золота с магматизмом и возможности использования результатов ее решения в качестве прогнозного критерия. Фактологическую базу составляют эмпирические материалы, полученные в золоторудных месторождениях южного горно-складчатого обрамления Сибирского кратона, образованные в кристаллическом субстрате и толщах черных сланцев. Обосновывается образование месторождений в той и другой среде в составе андиомных гранит-диорит-долеритовых флюидно-магматических комплексов на позднем базальтоидном этапе их эволюции. Разработанный петрологический критерий рекомендовано включить в состав прогнозно-поискового комплекса золотого оруденения.

Ключевые слова:

Мезотермальные месторождения золота, прогнозно-поисковый комплекс, кристаллический субстрат, черные сланцы, петрологический критерий.

Key words:

Mesothermal gold deposits, prognosis-search complex, crystal substratum, black shales, petrologic criterion.

Введение

В [1] автор обращает внимание на сосуществование исключающих одно другое альтернативных представлений об условиях образования гидротермальных (мезотермальных) месторождений золота в рамках гранитогенной, базальтогенной, метаморфогенной, полигенной концепций. Поскольку все концепции или в разных своих сочетаниях предложены для одних и тех же обычно крупных и уникальных месторождений, конвергенция рудообразования исключается, а адекватной реальному рудообразующему процессу может быть признана только одна из них при условии привлечения новых достоверных, то есть повторяющихся (воспроизводимых) в разных месторождениях данных, способных усилить ее доказательную базу, а следовательно, и достоверность прогноза оруденения, опирающегося на совокупность научных положений в рамках принятой концепции.

В данной части статьи обсуждается проблема связей процессов образования мезотермальных золотых месторождений с магматизмом и возможности использования результатов ее решения в прогнозно-поисковых целях в качестве прогнозного критерия.

Состояние изученности проблемы рассмотрено в [2]. Здесь уместно сделать замечания, отчасти объясняющие вероятные причины сохраняющейся после столетних исследований дискуссии, обусловленной конкуренцией двух концепций – гранитогенной и базальтогенной, предполагающих генерацию металлоносных растворов соответственно в гранитных или базальтовых расплавах.

Первое замечание связано с высказыванием Х.М. Абдуллаева более полувека назад о том, что «Для выдвижения тезиса, что нижний магматический очаг базальтово-перидотитового состава является источником самостоятельных рудных растворов, пока достаточных оснований нет. К тому

же, как известно, трещинные излияния базальтов и их субэффузивные дайки не образуют таких месторождений, которые можно было бы связать с деятельностью очага основных и ультраосновных магм» [3. С. 207].

Второе замечание объясняет первое. Приведенное высказывание Х.М. Абдуллаева, равно как и публикация им монографии [3], вероятно, стали ответом на озвученные незадолго до того представления противоположного содержания [4, 5]. Ф.И. Вольфсон подчеркивал, что «Без детального изучения в каждом отдельном случае геологического положения даек интрузивных пород и их взаимоотношений с оруденением мы не можем решить вопрос о генетической связи оруденения с определенными массивами гранитоидов» [4. С. 46]. Аутентичное мнение высказал В.Н. Котляр: «...при изучении связи оруденения с магматическими породами необходимо установить связь оруденения не только с интрузивными массивами и магматическими комплексами в целом, но также с отдельными последовательными магматическими проявлениями» и «...отдельные фазы интрузий и особенно фазы, растянутые во времени, имеют свои жильные отщепления.... При таком положении очень важно бывает установить отношение между оруденением и жильными отщеплениями, поймать, как говорят, оруденение или отдельные его этапы в "вилку" жильных пород» [5. С. 68, 69].

Приведенные соображения крупнейших знатоков и разработчиков теории гидротермального рудообразования свидетельствуют о недооценке в те годы большинством занятых изучением проблемы специалистов участвующих в строении гидротермальных месторождений магматических пород малых форм. Очевидно, существовало устойчивое сохранившееся до сих пор убеждение в том, что генерировать крупные необходимые для образования промышленных месторождений потоки металло-

носных растворов способны только крупнообъемные магматические очаги, заполненные среднекислыми расплавами.

Вышедший вскоре в свет после упомянутых высказываний номер журнала «Известия АН СССР. Серия геологическая» (1957 г., № 1), посвященный описанию пространственно-временных соотношений в основном оловянного и полиметаллического оруденения с дайками изверженных пород, содержал ценную информацию, которая, казалось бы, должна была заинтересовать многих и убедить в необходимости корректировать приоритеты. Но после опубликования нескольких небольших монографических работ по данной тематике [6, 7 и др.] ничего в последующие десятилетия принципиально не изменилось, так что много позже А.А. Маркушев должен был напомнить, что «...важно *основывать петрографические концепции на материалах изучения горных пород*, а не исходить только из экспериментальных данных или умозрительных представлений» [8. С. 4] (курсив мой – И.К.). В современных условиях интерпретация результатов, получаемых благодаря богатейшим возможностям аналитических, скажем изотопно-геохимических, исследований, эксперимента, моделирования, но не подкрепленных по-прежнему дефицитными эмпирическими данными, вызывает трудности, нередко исключая формулировку достоверных, без альтернатив, выводов.

Ниже демонстрируется справедливость цитированных высказываний предшественников – известных озабоченных поиском истины ученых, а главное – очевидная целесообразность следовать данным ими рекомендациям посредством включения в доказательство связей рудообразования с магматизмом результатов изучения на примере, в частности, золоторудных месторождений всех производных флюидно-магматических комплексов, включая массивы (плутоны), сопровождающие их дайки, метасоматиты и руды. В этом случае возможна достоверная реконструкция рудно-магматических процессов, опирающаяся на эмпирические, без неизбежных в теории и эксперименте допусков, данные, раскрывающие последовательность и сущность геологических событий. Достоверность выводов подтверждается повторяемостью (воспроизводимостью) результатов изучения месторождений разного возраста, геологического положения и строения, однотипных по составу, физико-химическим и термодинамическим режимам образования руд. Возникающие в связи с объективно обусловленными обстоятельствами препятствия, выраженные, скажем, в разной доступности месторождений, разном объеме добытой информации преодолеваются созданием сводной картины рудообразования на основе не противоречивых данных из многих источников.

Петрологический критерий

Разработка критерия и предварительная оценка вероятной его эффективности стали возможны на

основе эмпирических наблюдений в золотых месторождениях сравниваемых совокупностей, то есть образованных в кристаллическом субстрате и толщах черных сланцев осадочных бассейнов, – результатов изучения минерального, химического составов магматических горных пород, их абсолютного (радиологического) возраста, последовательности образования, пространственно-временных соотношений с минеральными комплексами руд. Перечисленные оригинальные материалы опубликованы в ряде авторских работ [9–17], поэтому в данной статье приведены только факты, определяющие возможности и способы использования результатов исследований в прогнозных целях.

Связи рудообразования с магматизмом детально изучались в следующих разновозрастных золоторудных месторождениях обеих совокупностей: Когадыр (Южный Казахстан), Восточном (Южное Прибалхашье), Центральном, Бериккульском (Кузнецкий Алатау), Зун-Холба, Зун-Оспа (Юго-восток Восточного Саяна), Западном, Ирокиндинском, Кедровском, Богодиканском, Каралонском, Уряхском, Верхне-Сакуканском (Северное Забайкалье), Чертово Корыто (Патомское нагорье). Географическое положение и геологическая позиция большинства перечисленных месторождений показаны в [1]. Используются также опубликованные данные по Советскому (Енисейский край), Сухоложскому (Ленский район) и другим месторождениям.

Рудные тела месторождений разных морфологических типов залегают в разнообразном субстрате: крутопадающая залежь прожилково-вкрапленных руд Когадыра – среди герцинских гранитоидов, минерализованные зоны Восточного – в среднепалеозойской терригенной толще, кварцевые жилы Центрального и Бериккульского – соответственно в массиве раннепалеозойских гранитоидов и в толще покровных базальтов среднего кембрия, субвертикальные залежи прожилково-вкрапленных руд Зун-Холбы – в позднегерцинской известково-песчано-сланцевой толще, кварцевые жилы Зун-Оспы – среди среднепалеозойских гранитоидов, кварцевые жилы Западного и соседнего Ирокиндинского – соответственно в массиве позднегерцинских гранитоидов и в ультраметаморфическом выступе архейского фундамента, кварцевые жилы и минерализованные зоны прожилково-вкрапленных руд Кедровского – в толще черных сланцев позднегерцинской кедровской свиты и среди гранитоидов и ультраметаморфитов позднепалеозойской зрелой очагово-купольной постройки, кварцевые жилы Богодиканского – в массиве позднепалеозойских гранитоидов, кварцевые жилы, залежи и минерализованные зоны прожилково-вкрапленных руд Каралонского и Уряхского – соответственно в массивах вендских, позднепалеозойских гранитоидов, среди покровных вулканитов позднегерцинских келянской и черных сланцев водораздельной свит, кварцевые жилы Верхне-Са-

куканского – в массиве раннепротерозойских гранитоидов, субгоризонтальная залежь прожилково-вкрапленных руд Чертова Корыта – в раннепротерозойской толще черных сланцев. Советское и Сухоложское месторождения также представляют «черносланцевый тип» – первое залегает в рифейской, второе – в позднерифейских толщах черных сланцев.

Изученные месторождения образованы в геодинамических режимах внутриконтинентального рифтогенеза или коллизии на активных континентальных окраинах [1] и в разные эпохи: Советское – в позднем рифее, Центральное, Берикольское – в раннем палеозое, Зун-Холба, Зун-Оспа – в среднем палеозое, Когадыр, Восточное, все перечисленные месторождения Северного Забайкалья и Ленского района – в позднем палеозое.

Руды месторождений характеризуются однообразной сменой во времени в общих чертах сходных по минеральному составу, термодинамическим и физико-химическим режимам отложения минеральных комплексов, залегают в ореолах средне-низкотемпературных метасоматитов, принадлежащих сочетающимся пропилитовой и березитовой метасоматическим формациям и представляют, таким образом, один генетический тип мезотермальных месторождений золота.

В перечисленных месторождениях с большей или меньшей полнотой установлены однообразно повторяющиеся ассоциации, составы и последовательность образования сближенных во времени в диапазоне первых десятков млн л магматических пород, которыми сложены тела крупных (массивы, плутоны) и малых (дайки) форм, образующие антидромные магматические комплексы [10, 11, 15–17]. В составе поздних производных комплексов помимо магматических пород образованы гидротермальные золотые руды, поэтому комплексы целесообразно квалифицировать как флюидно-магматические.

Ранние производные комплексов всегда представлены кислыми породами, слагающими массивы, плутоны, ядра зрелых очагово-купольных построек или более или менее многочисленные дайки, в том числе в составе протяженных поясов. В раннепалеозойском Центральном массиве залегает Центральное месторождение, в обрамлении раннепалеозойского Дудетского гранитного плутона – Берикольское месторождение; рудные жилы Богодиканского, Каралонского месторождений локализованы соответственно в гранитных массивах позднерифейско-вендского падоринского и позднепалеозойского конкудеро-мамаканского комплексов. В гранодиоритах, кварцевых диоритах позднепалеозойской Кедровской очагово-купольной постройки известны промышленные жилы Кедровского месторождения. При отсутствии крупных тел гранитоидов обилие даек аплитов, пегматоидных гранитов свидетельствует о близости на глубоких горизонтах более крупных тел (Западное, Верхне-Сауканское месторожде-

ния). В других месторождениях ранние дайки кислых пород достаточно редки и сложены помимо аплитов и пегматоидных гранитов протяженными и мощными телами фельзитовых микрогранит-порфиров, которым следуют золотоносные кварцевые жилы, например Юрасовские в Ирокиндинском, Штурмовые в Кедровском месторождениях.

В известных случаях [16, 17] $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -отношения указывают на участие в образовании гранитоидов мантийных производных – расплавов или высокотемпературных флюидов-теплоносителей, инициировавших палингенез субстрата земной коры.

В некоторых месторождениях – Центральном, Берикольском, Ирокиндинском, Кедровском, Чертово Корыто, зафиксированы дайки средних пород – микродиоритов, диоритовых порфиров, послегранитный дорудный возраст которых, в силу их редкости, доказываемся в единичных случаях (рис. 1).

На позднем этапе становления рассматриваемых флюидно-магматических комплексов происходит многоактное, максимально зафиксированное в Берикольском месторождении, пятиактное внедрение умеренно-щелочных базальтовых расплавов в чередовании с инъекциями металлоносных растворов (рис. 2).

В этом месторождении последовательное внедрение двух порций ранних расплавов предшествовало инъекции ранних растворов. В результате образованы две генерации пересекающих одна другую послегранитных последиоритовых дорудных даек умеренно-щелочных долеритов. Дорудные дайки этих пород, которым охотно следуют кварцевые жилы, сложенные, в том числе, ранним минеральным комплексом руд, диагностированы в большинстве месторождений. Они, как и другие вмещающие породы, пропилитизированы, в экзоконтактах кварцевых жил сопровождаются оторочками березитов, представляющих тыловую зону околужильных метасоматических ореолов. В редких останцах наиболее мощных дорудных даек со слабо выраженными гидротермальными изменениями минералого-химические составы долеритов, как и составы почти не измененных поздних, послерудных даек, отвечают нормативному составу для данного вида пород.

Апробированы два способа диагностики внутрирудного возраста даек умеренно-щелочных долеритов.

Первый опирается на факты пересечения дайками ранних минеральных комплексов руд, но пересечения даек поздними рудно-минеральными комплексами с признаками термического воздействия поздних образований на ранние в виде разгерметизированных (взорванных) вакуолей в кварце в экзоконтактах пересекающих его даек и оторочек гидротермальных изменений в дайках в экзоконтактах пересекающих их жил, сложенных более поздними рудно-минеральными комплексами (рис. 2).

Второй способ реализован в удалении от золотоносных кварцевых жил и минерализованных зон,

в частности, локализованных среди свежих гнейсов и мигматитов очагово-купольной постройки Кедровского месторождения даек долеритов, преобразованных под воздействием фильтрующихся сквозь них горячих растворов на 80...100 об. % в метасоматиты в соответствии с известным физическим эффектом аккумуляции горячих растворов разогретыми телами среди относительно холодных пород [18]. При этом минеральный состав образующихся метасоматитов определяется температурными режимами в породно-флюидных системах. Аподолеритовые метасоматиты зональны, в кедровских дайках, например, они представлены следующими ассоциациями (рис. 3).

- Обыкновенная роговая обманка + зеленый биотит + эпидот + тальк + хлорит + серпентин + альбит + кварц + серицит + кальцит + рутил + апатит + магнетит + пирит.
- Буровато-зеленый и буровато-красный биотит + цоизит + хлорит + альбит + кварц + серицит

- + кальцит + доломит + доломит-анкерит + рутил + лейкоксен + апатит + магнетит + пирит.
- Тремолит-актинолит + зеленый, буровато-зеленый биотит + эпидот + прохлорит + альбит + кварц + серицит + кальцит + доломит + сфен + рутил + апатит + магнетит + пирит.
- Тремолит + зеленый биотит (до 60 об. %) + эпидот + кварц + кальцит + доломит + рутил + апатит + магнетит + пирит.
- Зеленый и зеленовато-бурый биотит + хлорит + альбит + серицит + кальцит + доломит-анкерит + рутил + апатит + магнетит + пирит.
- Хлорит + альбит + кварц + серицит + кальцит + доломит-анкерит + анкерит + магнезит + рутил + лейкоксен + апатит + магнетит + пирит.
- Тремолит + хлорит + альбит + кварц + кальцит + рутил + апатит + магнетит + пирит.
- Зеленый биотит + кварц + кальцит + доломит + анкерит + рутил + апатит + магнетит + пирит.

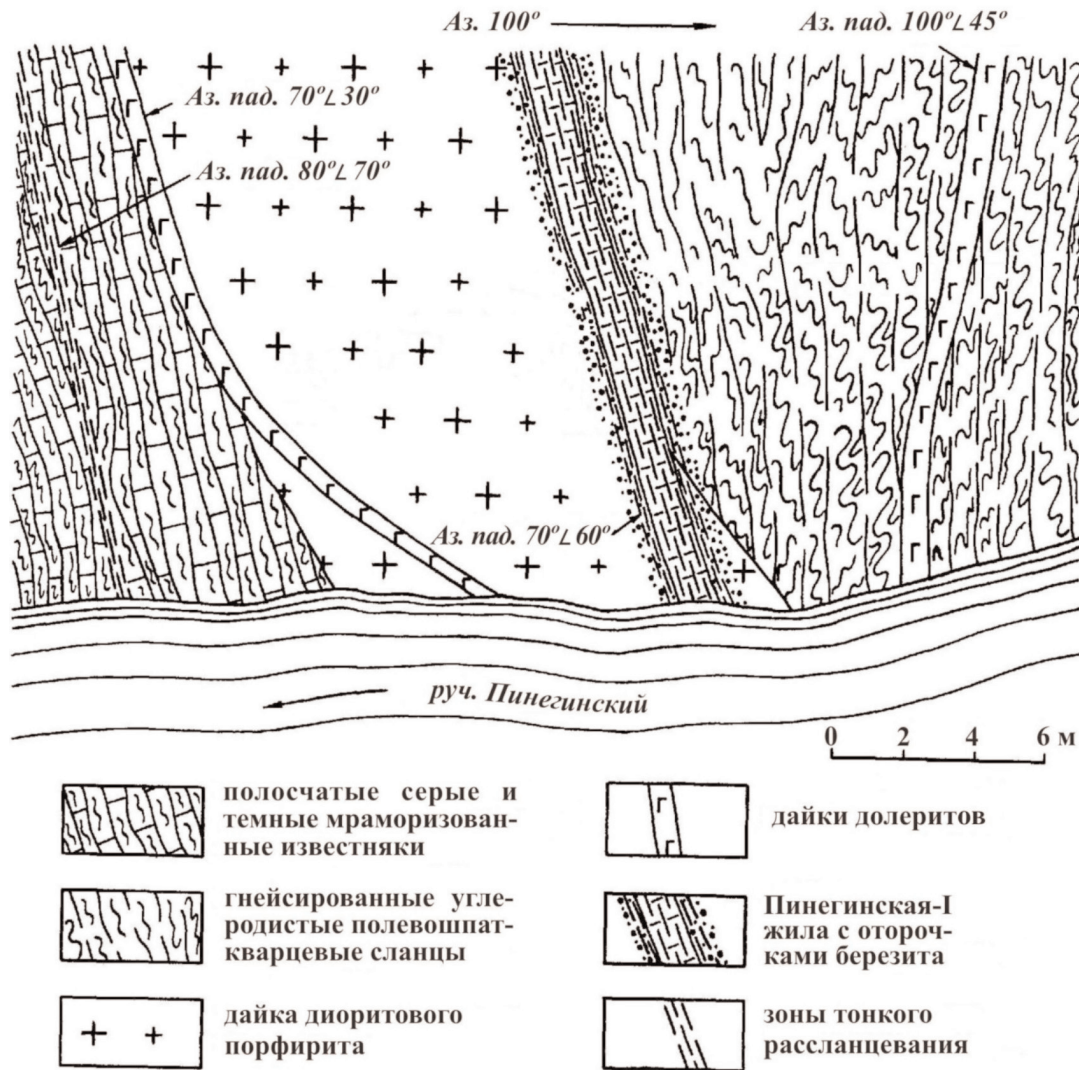


Рис. 1. Кедровское месторождение (Северное Забайкалье). Пересечение дорудной дайкой долерита и сульфидно-кварцевой Пинегинской-I жилы дорудной залегающей в ультраметаморфитах очагово-купольной постройки дайки диоритового порфирита. На дне ручья в экзоконтакте жилы в дайке долерита видна оторочка березита – свидетельство ее дорудного возраста (план)

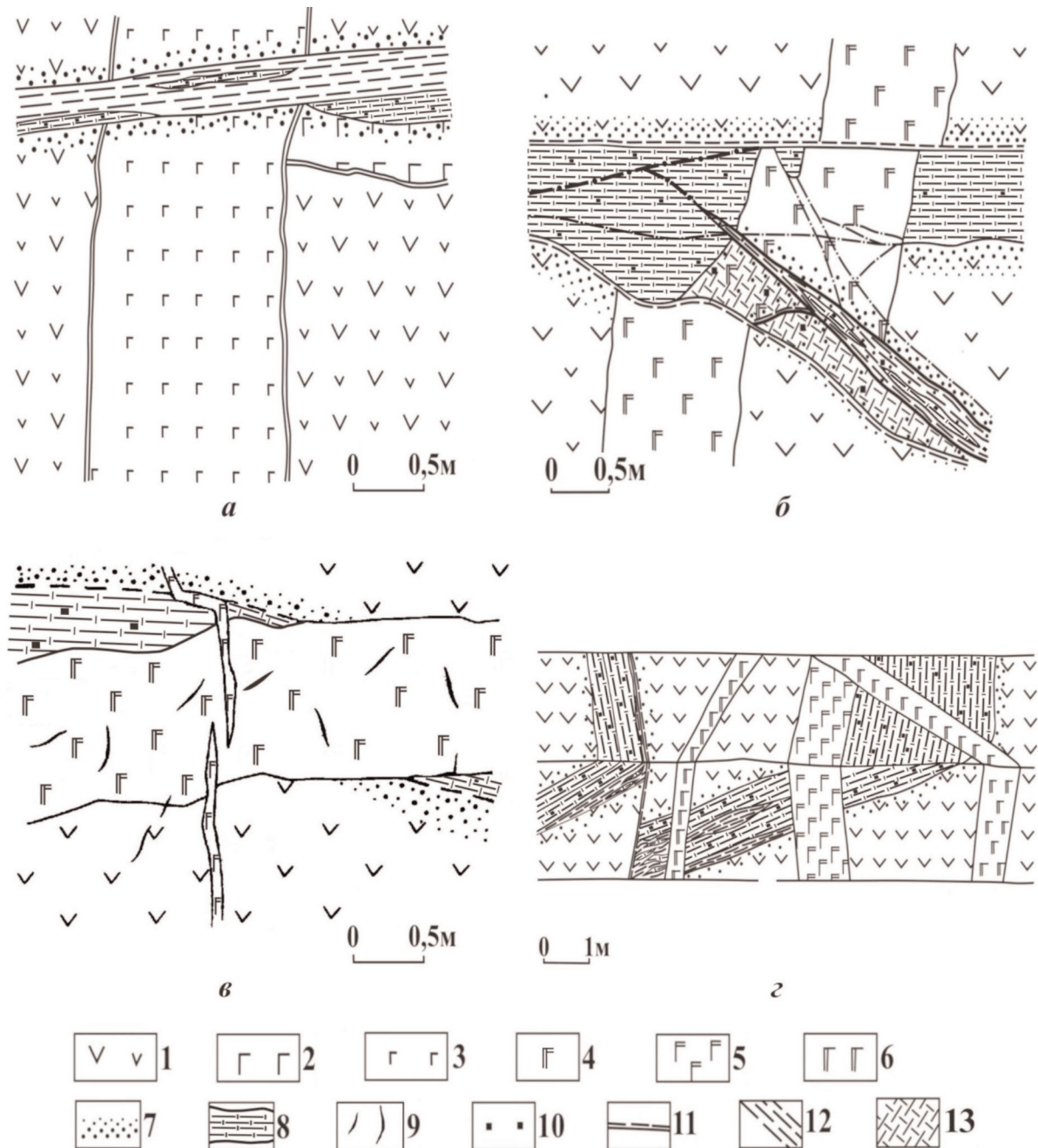


Рис. 2. Бериккульское месторождение (Кузнецкий Алатау). Структурно-временные соотношения золотых руд с дорудными (две генерации, а), внутрирудными (б, в), послерудными (две генерации, г) дайками умеренно щелочных долеритов: 1 – покровные базальтовые порфириды бериккульской свиты (ϵ_1); 2–6 – дайки умеренно щелочных долеритов: 2) первой, 3) второй, 4) третьей, 5) четвертой, 6) пятой генераций; 7 – березиты; 8 – золотоносные кварцевые жилы, прожилки, линзы; 9 – карбонатно-кварцевые прожилки; 10 – пирит; 11 – тектонические швы; 12 – зоны расланцевания пород; 13 – зоны дробления пород

В составе перечисленных минеральных новообразований содержание биотита достигает 50...60 об. %.

В аподайковых метасоматитах в сравнении со свежими умеренно щелочными долеритами Кедровского месторождения снижено (в разы) содержание Si до 0,7; Al до 0,6; K до 0,1; Na до 0,01; Свосстан. до 0,24 или увеличено содержание K до 5,9; Сокис. до 42,1; Са до 1,5; Mg до 2,2; Fe до 1,7; Ti до 2,3; P до 4,4; Mn до 1,8.

В месторождении Зун-Холба среди аутентичных описанным метасоматических минеральных новообразований во внутрирудных дайках умеренно-щелочных долеритов чешуйки свежего, следовательно, наиболее позднего бурого биотита обрамляют по периметру бывшие кристаллы пироксена, полностью замещенные тонкочешуйчатым агрегатом хлорита, серицита, альбита, карбонатов и других метасоматических минералов [15]. В других

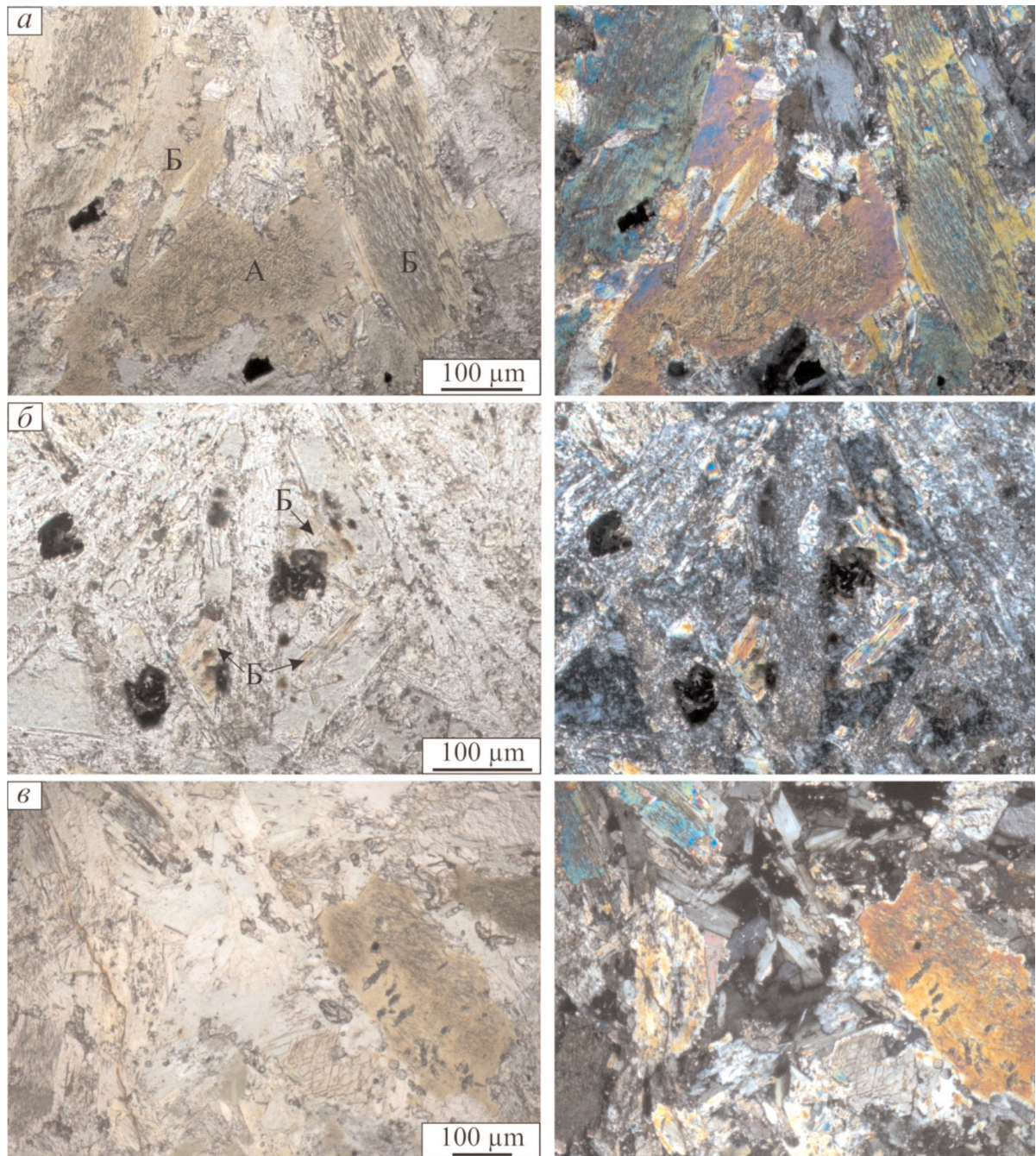


Рис. 3. Микрофотографии шлифов аподолеритовых метасоматитов внутрирудных даек Кедровского (а, в) и Берикольского (б) месторождений. В составе комплекса эпигенетических минералов участвуют кристаллы обыкновенной роговой обманки (А), чешуйки грязно-зеленого биотита (Б), тонкочешуйчатые агрегаты и пластинки бледно-зеленого до бесцветного хлорита, серицита, последнего, в том числе, по былым лейстам плагиоклаза, сохранившим первоначальную форму. Слева без анализатора, справа с анализатором

случаях биотит обычно в разной степени замещен хлоритом, а последний – серицитом.

Преобразованы в метасоматиты с аутентичными ассоциациями метасоматических минералов дожилые и послезильные дайки умеренно-щелочных долеритов, залегающие в рудовмещающих позднерифейских толщах черных сланцев месторождения Сухой Лог [19, 20]. В составе минеральных новообразований объемом до многих десятков

процентов участвуют: обыкновенная роговая обманка, грязно-зеленый, зеленовато-бурый биотит (до 40 об. %), цоизит, хлорит, альбит, апатит, карбонаты, кварц, серицит, рутил, лейкоксен, магнетит, пирит. В пирите аподайковых и околорудных метасоматитов одинаковы наборы и близки содержания элементов-примесей – Ag, Zn, Pb, Вi и др. Как и околорудные березиты, аподайковые метасоматиты обогащены против нормативных содержаний

в свежих долеритах магнием (до 16,65 мас. % MgO), фосфором (до 0,74 мас. % P₂O₅), золотом (до 11 мг/т).

В Советском месторождении Енисейского кряжа внутридайкивые аподолеритовые метасоматиты, залегающие среди слабоизмененных на этапе рудообразования (пропилитизированных) черных сланцев верхних свит рифейской сухопитской серии, содержат биотит, актинолит-тремолит, эпидот, тальк, антитигрит, хлорит, карбонаты, сульфиды.

Среди черных сланцев раннепротерозойской михайловской свиты, вмещающих крупную рудную залежь месторождения Чертово Корыто, залегают гидротермально измененные дайки диоритов и долеритов; в составе минеральных новообразований последних участвуют, по данным М.М. Баженова, В.Г. Мартыненко (устное сообщение), биотит (до 15 об. %), обыкновенная роговая обманка, актинолит, альбит (в сумме 30...65 об. %), клиноцоизит-эпидот, хлорит, карбонаты, кварц, серицит, лейкоксен, апатит, золото (до 3 г/т).

Позднерудные (послерудные) дайки долеритов не менее двух генераций (рис. 2) пересекают кварцевые жилы, содержащие поздние минеральные комплексы руд. Кристаллизация расплавов при их образовании сопровождалась термическим воздействием на кварц, вследствие чего в экзоконтактах даек вакуоли в кварце разгерметизированы. Афанитовое строение пород в эндоконтактах поздних послерудных даек (зоны закалки) можно видеть и в участках пересечения ими ранних послерудных. Дайки сохраняются свежими – объемы минеральных новообразований в них (серицит, хлорит) не превышают долей процентов.

Обсуждение результатов и выводы

Близкий к ранним гранитоидам в диапазоне до первых десятков млн л радиологический возраст поздних даек долеритов, определяемый по серициту сопровождаемых золотыми рудами аподайковых березитов, доказывает формирование всей ассоциации магматических пород в результате одного петрогенетического процесса и сообщает ей статус антидромного гранит-диорит-долеритового магматического комплекса. Повторяемость его состава и последовательности образования горных пород во времени и в условиях разных (не менее двух) геодинамических режимов золоторудных районов, в том числе черносланцевого типа [1], создает предпосылки для объединения типовых черт совокупности подобных комплексов в объеме и ранге формационного типа.

Инициирование раннего палингенного гранитообразования под воздействием на субстрат земной коры мантийных высокотемпературных «безрудных» флюидов-теплоносителей и функционирование на позднем базальтоидном этапе становления комплексов создающих золотые руды металлоносных растворов характеризуют комплексы как флюидно-магматические золотопродуцирующие.

Участие в составе комплексов промежуточных диоритоидов подчеркивает эволюционное их становление и допускает вероятность (возможность) образования части ранних кислых пород (как и диоритовых даек) в результате дифференциации базальтовых расплавов разной степени завершенности.

При одновременном функционировании мантийного базальтового и образованного над ним палингенного корового гранитоидного очагов в петро- и рудогенезисе имеет принципиальное значение их взаимодействие. Если ранние порции базальтовых расплавов внедряются, наследуя пути движения обусловивших палингенез флюидов-теплоносителей, а этими путями могут быть только глубинные разломы, то при существовании кислых остаточных расплавов неизбежно смешение тех и других и, как следствие, образование магматических пород «пестрого» состава.

Между тем во всех изученных месторождениях в сохранившихся «останцах» слабого изменения послегранитных и в известных случаях последиоритовых дорудных (ранних) даек минералогический состав умеренно-щелочных долеритов отвечает нормативному составу данного вида пород. Это означает, что к моменту внедрения ранних порций базальтовых расплавов кислых расплавов уже не существовало и последующие ранние порции металлоносных растворов не могли быть генерированы в уже не существовавших кислых расплавах. Следовательно, генетическая связь рудообразования с гранитоидным магматизмом исключается.

На те возможные случаи, когда к моменту инъекции ранних порций растворов еще сохраняются остаточные очаги гранитной магмы, сформулированный вывод не теряет своей силы, поскольку металлоносные растворы, как это следует из приведенных примеров, обладают способностью экстрагировать металлы из базальтовых расплавов, то есть приобретают рудообразующую способность и при отсутствии гранитных расплавов.

Избирательная переработка слабо трещиноватых (массивных) со спаянными с вмещающими породами контактами даек долеритов в метасоматиты, обогащенные, как и околорудные березиты [1], фемофильными (Ti, P, Mg, Fe) и рудными, в том числе профильными (Au, Ag), элементами доказывает флюидопроводящую наряду с разломами функцию горячих даек, то есть фильтрацию аккумулярованных в них струй горячих металлоносных растворов с незначительным после внедрения расплавов перерывом, в течение которого дайки не успевали остыть, – в холодном состоянии они были бы не способны аккумулятировать горячие растворы. Эти факты, в свою очередь, подчеркивают генерацию расплавов и следующих за ними специализированных на фемофильные представляющие петрохимическое своеобразие базитов элементы металлоносных растворов в одних и тех же очагах умеренно-щелочных базальтовых магм, а также по-

днем тех и других по одним и тем же каналам – контролирующим размещение в верхних горизонтах земной коры базитов и золотых месторождений глубинным разломам. Очевидно, содержащие контрастные аномалии ассоциации фемофильных элементов (Ti, P, Mg, Fe, Ca, Mn, K) в обрамлении глубинных разломов околорудные березиты, в том числе в черносланцевых толщах, наследуют фемофильный профиль аподолеритовых метасоматитов, а следовательно, и фемофильную специализацию генерированных в базальтовых расплавах растворов. При этом как околорудные березиты с серицитом, так и аподайковые метасоматиты с биотитом, судя по минеральным новообразованиям в тех и других (калиевые минералы, карбонаты, сульфиды), представляют производные калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма.

Обычное, но не всегда, образование в аподайковых метасоматитах высокотемпературных обыкновенной роговой обманки и биотита в объеме до десятков процентов, отсутствующих в околорудных березитах и обрамляющих их пропилитах, есть следствие дополнительного разогревания фильтрующихся по дайкам металлоносных растворов в более горячих, чем растворы, дайках. В связи с этим оба минерала квалифицированы как типоморфные, индикаторные для внутрирудных даек, имеющие диагностическое значение в тех случаях, когда дайки автономны и отсутствуют взаимопересечения их с рудно-минеральными комплексами.

В рамках обсуждаемых золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов приведенными фактами доказываемая генетическая связь рудообразования с поздним умеренно-щелочным базальтоидным магматизмом и парагенетическая связь с ранним гранитоидным.

В качестве примеров антидромных золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов, в которых ранние гранитоиды представлены телами разных размеров и форм, можно привести раннепалеозойский мартайгинский комплекс в Кузнецком Алатау с его Дудетским гранитным плутоном и меньшими по размерам массивами, кедровский позднепалеозойский комплекс в Северном Забайкалье с его зрелой очагово-купольной постройкой, пока не названный позднепалеозойский комплекс малых интрузий ранних (аглан-янских) гранитоидов, поздних (кадали-бутуинских) базальтоидов (312 ± 59 млн л [21]) и одного с последними возраста золотых месторождений 315 млн л [22] в Ленском районе.

Давно известны, как отмечалось, подобные описанным примеры пространственно-временных соотношений руд других видов полезных ископаемых с малыми производными базитового магматизма. Например, в скарновом полиметаллическом месторождении Первый Советский рудник в Приморье диагностированы дорудные и внутрирудные дайки порфиритов [23]. Первые скарнированы, вторые пересекают скарны с ранними сульфидами, но пересекаются поздними прожилками

безвисмутового галенита. Внутрирудная дайка диабазового порфирита выделена в скарновом полиметаллическом месторождении Тетюхэ (Приморье) [24]. В экзоконтакте этой дайки скарны гидротермально изменены, сульфиды метаморфизованы, но дайку пересекают прожилки поздних сульфидов. В Хрустальном месторождении Приморья, представляющем касситерит-кварцевую формацию, доказано образование даек диабазовых порфиритов трех генераций [25]. Дайки первой генерации сопровождаются кварцевыми жилами с касситеритом, гидротермально изменены в экзоконтактах жил. Дайки второй и третьей генераций пересекают одна другую и кварцевые жилы с касситеритом, содержат обломки жильного материала, образуют «затеки» в полости рудовмещающих трещин, но пересекаются прожилками, сложенными минералами заключительной ассоциации в составе кварца, кальцита, флюорита. В месторождении Лифудзин касситерит-сульфидной формации (Приморье) выделены дорудные и внутрирудные дайки диабазовых порфиритов [26]. Последние пересекают жилы, сложенные минералами второй стадии, но пересекаются кварцево-пиритовыми прожилками четвертой стадии. Перечисляется шесть признаков диагностики относительно-го возраста даек.

Приведенными фактами из поучительной истории изучения гидротермальных рудных месторождений не исчерпываются случаи функционирования рудообразующих систем синхронно, в очевидной причинно-следственной связи с активным базальтовым магматизмом и образованием, в частности, оловянных (касситеритовых) месторождений, генетически обычно связываемых с близкими по возрасту гранитами, при участии производных мантийного магматизма. Последнее в сочетании с присутствием в рудах самородных металлов и их сплавов как признаков восстановленного режима металлоносных растворов использовано для обособления по меньшей мере части оловянных месторождений, образованных растворами мантийных урвней генерации [27].

Итак, петрологический критерий прогнозирования мезотермальных золотых месторождений опирается на факты, доказывающие связи процессов их образования с активизацией очагов умеренно-щелочных базальтовых расплавов. Его использование заключается в следующем.

На перспективных площадях, выделенных посредством использования геодинамического и тектонического критериев [1], ареалы (пояс?) распространения производных потенциально золотопродуцирующего гранит-диорит-долеритового магматического комплекса представляют для конкретизации дальнейшего прогноза первоочередной интерес. Прогнозная составляющая усилится в случае обнаружения поздних в составе комплекса даек умеренно-щелочных долеритов, преобразованных в метасоматиты с повышенным содержанием ассоциации фемофильных и особенно рудогенных (Au,

Ag и др.) элементов. Последнее означает реальное функционирование металлоносных растворов. Отсутствие в составе аподайковых метасоматитов обыкновенной роговой обманки и биотита не следует рассматривать как негативный признак — оно может быть обусловлено снижением температуры даек до уровня фильтрующихся растворов или, возможно, несколько ниже его.

Дальнейшей конкретизации и усилению прогноза будет способствовать использование петрохимического, геохимического критериев, которые обсуждаются в завершающей третьей части цикла.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по образованию. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. Прогнозно-поисковый комплекс для мезотермальных месторождений золота. Ч. 1. Тектонический и геодинамический критерии // Известия Томского политехнического университета. — 2013. — Т. 322. — № 1. — С. 19–27.
2. Кучеренко И.В. Проблемы образования гидротермальных месторождений золота. Ч. 1. Магматогенные геолого-генетические концепции // Известия Томского политехнического университета. — 2013. — Т. 322. — № 1. — С. 11–18.
3. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. — 232 с.
4. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — 304 с.
5. Котляр В.Н. О магматических комплексах и оруденении // Советская геология. — 1955. — № 43. — С. 61–70.
6. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. — М.: Наука, 1979. — 196 с.
7. Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. — М.: Недра, 1983. — 224 с.
8. Маракушев А.А. Петрология. — М.: Изд-во Московского университета, 1988. — 309 с.
9. Кучеренко И.В., Грибанов А.П. Взаимоотношения дайковых образований с золоторудными кварцевыми жилами в Бериккульском рудном поле // Известия Томского политехнического института. — 1968. — Т. 134. — С. 153–158.
10. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1990. — № 10. — С. 78–91.
11. Кучеренко И.В. Петро-рудногенетическая модель формирования мезотермальных золотых месторождений // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Матер. II Всероссийского петрографического совещания. — Сыктывкар, 27–30 июня 2000. — Сыктывкар: Ин-т геологии Коми научн. центра УрО РАН, 2000. — Т. III. — С. 199–203.
12. Кучеренко И.В. Малые интрузии Бериккульского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Известия Томского политехнического университета. — 2003. — Т. 306. — № 4. — С. 28–33.
13. Кучеренко И.В. Минерало-петрохимические черты ассоциации кислых пород Бериккульского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. — 2003. — Т. 306. — № 5. — С. 32–36.
14. Кучеренко И.В. Минерало-петрохимические черты ассоциации основных гипабиссальных пород Бериккульского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. — 2003. — Т. 306. — № 6. — С. 21–28.
15. Кучеренко И.В. Дайки основного состава в мезотермальном золотом месторождении Зун-Холба (Восточный Саян) // Вестник Томского государственного университета. — 2003. — № 3 (III). — С. 259–261.
16. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенетические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 1. — С. 49–57.
17. Кучеренко И.В. Металлогения золота: приложение к мезотермальным месторождениям, образованным в несланцевом и черносланцевом субстрате горно-складчатых сооружений южной Сибири // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: Матер. Междунар. конф., посвящ. 80-летию основания в Томском политехническом университете первой в азиатской части России кафедры «Разведочное дело». — Томск, 5–8 октября 2010. — Томск: Изд-во ТПУ, 2010. — С. 241–256.
18. Рундквист Д.В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования // Записки Всесоюзного минералогического общества. — 1966. — Ч. 95. — Вып. 5. — С. 509–525.
19. Шер С.Д. Жильные изверженные породы основного состава в бассейне р. Бодайбо и их соотношения с кварцевыми жилами // Труды Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института. — 1959. — Вып. 4. — С. 104–114.
20. Кондратенко А.К., Шер С.Д. Метасоматические изменения жильных пород в Ленской золотоносной области и их возможное значение с точки зрения золотоносности // Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов. — М.: ЦНИГРИ, 1968. — С. 312–314.
21. Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. — 1992. — Т. 34. — № 6. — С. 3–15.
22. Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН. — 2000. — Т. 371. — № 1. — С. 88–92.
23. Хетчиков Л.Н. О соотношении даек порфирита со скарново-полиметаллическими рудами в месторождении Первый Советский рудник (южное Приморье) // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1957. — № 1. — С. 39–43.
24. Мозгова Н.Н. О взаимоотношении дайки диабазового порфирита с оруденелым скарном месторождения Верхнего рудника (Тетюхэ, Приморский край) // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1957. — № 1. — С. 25–31.
25. Дубровский В.Н. О взаимоотношении даек и оруденения на Хрустальном оловянном месторождении // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1957. — № 1. — С. 32–38.
26. Кигай И.Н. Об одной внутриминерализационной дайке Лифундинского оловянного месторождения // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1957. — № 1. — С. 44–51.
27. Щеглов А.Д. Основы металлогенетического анализа. — М.: Недра, 1980. — 431 с.

Поступила 28.09.2012 г.

УДК 552.321.6:553.08

КУЛИБИНСКИЙ И НИЖНЕДЕРБИНСКИЙ КОМПЛЕКСЫ: ОБЩНОСТЬ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЧЕРТ (СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНОГО САЯНА)

А.Н. Юричев

Томский государственный университет

E-mail: juratur@sibmail.com

Исследованы петролого-геохимические особенности кулибинского и нижнедербинского мафит-ультрамафитовых комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Показан их петрографический и минералогический состав, рудная минерализация, петрохимические и геохимические черты. Полученные данные позволили установить большое сходство сравниваемых комплексов и предположить высокую перспективность обнаружения в их ультрамафитовых сериях Pt-Cu-Ni оруденения.

Ключевые слова:

Мафит-ультрамафитовые массивы, петрография, петрохимия, геохимия, рудная минерализация.

Key words:

Mafic-ultramafic massifs, petrography, petrochemistry, geochemistry, ore mineralization.

Введение

В последнее десятилетие стали появляться новые данные по Pt-Cu-Ni оруденению, связанному с различными типами ультрамафит-мафитовых формаций разновозрастных подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии, охватывающих обширную территорию Южной Сибири, Казахстана, Монголии и Северного Китая [1–9], что представляет как большой научный, так и практический интерес. На территории Дербинской и Канской глыб Восточного Саяна, рис. 1, при проведении ранее геолого-съемочных (ГСР) и прогнозно-металлогенических работ были выявлены многочисленные тела ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых интрузий, в которых неоднократно отмечалась рудная минерализация меди, никеля и благородных металлов [2, 7, 10]. В 1960–1973 гг. в результате тематических исследований И.В. Волохова и В.М. Иванова [11], ГСР масштаба 1:50000 под руководством А.Н. Смагина дифференцированные перидотит-пироксенит-габбровые интрузивные тела, выявленные в пределах Дербинской глыбы, были сведены в нижнедербинский комплекс, объединяющий Аштатский, Азертаский, Нижнедербинский, Бурлакский, Медвежий, Конжунский и Тубильский массивы. Массивы подобной формационной принадлежности на Канской глыбе в результате ГСР масштаба 1:50000 в 60–80-е гг. прошлого века выделены в кулибинский комплекс, который в настоящее время наиболее детально изучен на примере Кунгусского и Кулижинского массивов [12, 13]. В результате последних исследований авторами неоднократно отмечалось сходство мафит-ультрамафитовых массивов кулибинского и нижнедербинского комплексов.

Структурная позиция, генезис и металлогеническая специализация обоих комплексов, выделяемых в ранг весьма перспективных на обнаружение промышленных концентраций Cu, Ni и Cr [2], остаются дискуссионными до настоящего времени.

Целью настоящего исследования является доказательство существенного сходства мафит-ульт-

рамафитовых массивов кулибинского и нижнедербинского комплексов путем сравнения их петролого-геохимических характеристик.

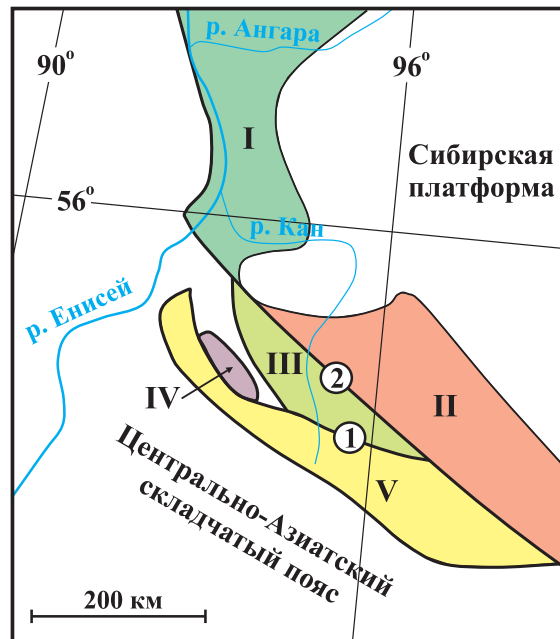


Рис. 1. Положение Канской и Дербинской глыб в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы: I, II – выступы кристаллического фундамента платформы: I – Ангаро-Канский, II – Присянский; III–V – докембрийские структуры складчатого обрамления: III – Канский, IV – Арзубейский, V – Дербинский блоки; разломы (цифры в кружках): 1 – Главный Восточносаянский, 2 – Канско-Агульский

Краткая геологическая характеристика исследуемых комплексов

Кулибинский комплекс (PR, по [3]) представлен дифференцированными и расслоенными массивами и телами размером до 5,5 км², которые локализованы в Канской глыбе в долинах рр. Кулиба, Кулижа, Мал. Агул, Кунгусс и на водораздельных хребтах между ними [7]. Они залегают в окружении интенсивно дисло-

цированных позднеархейских (?) – раннепротерозойских амфиболито-гнейсовых пород караганской серии, представленной амфиболитами, плагиоклаз-амфиболитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Массивы комплекса характеризуются на современном денудационном срезе преимущественно габброидным составом (роговообманковые габбро, габбро-нориты, нориты и габбро-порфириты) при подчиненной роли ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, роговообманковые вебстериты, клинопироксениты и горнблендиты) [13]. Установленные аэромагнитные аномалии на исследуемой территории (по данным А.Н. Смагина, 2008 г.), очевидно, указывают на наличие значительных по объему пластин перидотитов в основании массивов комплекса и их практически полную сохранность в результате слабого современного эрозионного среза последних.

Нижнедербинский комплекс (R_3 по [11], O_1 по [14]) представлен дифференцированными и расчлененными мафит-ультрамафитовыми интрузивами размером до 16 км², которые размещаются в Дербинской глыбе в виде широтного пояса, протягивающегося примерно на 40 км от левобережья р. Кижарт на западе до правобережья р. Конжул на востоке. Плутоны залегают в окружении интенсивно дислоцированных раннепротерозойских метаморфических образований дербинской и урманской свит, которые представлены, главным образом, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками [10]. Анализ тектонической обстановки показал, что массивы зажаты в серии тектонических пластин, разбитых поперечными сбросами и взбросами, по которым смещены целые блоки. Это явление отчетливо проявлено в различной величине эрозионного среза интрузивных тел и их блокировке [11]. Они характеризуются многообразием петрографических вариаций пород, в составе которых может быть выделено две группы: ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, вебстериты, клинопироксениты, горнблендиты) и габброидов (лейкократовые габбро-нориты, оливинные габбро, габ-

бро) [15]. Среди данных пород на современном денудационном срезе наиболее широкое развитие обнаруживают клинопироксениты, слагающие около половины площади выходов; на долю габброидов приходится около трети этой площади, остальное занимают оставшиеся перидотиты.

Петрографо-минералогическая характеристика пород

Кулибинский комплекс представлен двумя основными контрастными сериями пород – ультраосновными и основными ультрамафитами, а также габброидами при подчиненной роли первых. Среди **ультрамафитов** установлены лерцолиты (СРх~60, ОРх~15, ОI~30 %), верлиты (ОI~45, СРх~40...45, Нб~10 %), роговообманковые перидотиты (Нб~45, ОI~25, ОРх~20, СРх~10 %), роговообманковые вебстериты (ОРх~20, СРх~40, Нб~40 %), роговообманковые клинопироксениты (СРх~60, Нб~35, РI~5 %), пироксеновые горнблендиты (Нб~65...90; СРх~10...25 %) и горнблендиты (Нб~70...85, СРх~10...15, РI~5...10 %). Структура пород панидиоморфная, гипидиоморфная и пойкилитовая. По химическому составу оливин соответствует хризолиту (Fa=16...19 %), ортопироксен – бронзиту (En=80...82,5, Fs=15...17, Wo=1...2 %), клинопироксен – диопсиду и железистому диопсиду (En=41...48, Fs=5...10,5, Wo=46...50 %), а также субкальциевому авгиту (En=48...52, Fs=14...16, Wo=27,5...29 %), табл. 1–3, плагиоклаз, по координатам двойниковой оси – лабрадору № 57–61. **Габброиды** представлены роговообманковыми норитами (Нб~35...50, ОРх~5...10, РI~40...60 %), роговообманковыми габбро-норитами (Нб~35...40, СРх+ОРх~5...15, РI~45...50 %) и роговообманковыми габбро (Нб~30...90, СРх до 10, РI~10...60 %). Структура пород порфировидная, габбро-офитовая, гипидиоморфная и пойкилитовая. По химическому составу клинопироксен соответствует субкальциевому авгиту (En=48...49, Fs=13...16,5, Wo=28,5...29 %), табл. 3, плагиоклаз, по углу симметричного погасания, – лабрадору № 55–57.

Таблица 1. Химический состав оливина в ультрамафитах нижнедербинского и кулибинского комплексов, мас. %

Комплекс	Кулибинский							Нижнедербинский			
	Лерцолит			Верлит				Верлит			
Порода											
Образец	43-1-1	43-1-2	43-1-3	905-2-1	905-2-2	905-3-2	905-5-1	3/1	7/1	7/2	7/5
SiO ₂	38,35	38,71	38,70	39,26	39,04	38,81	39,25	39,82	39,95	40,06	38,98
MgO	42,59	43,29	43,45	44,27	44,98	43,75	43,64	45,43	45,91	45,52	41,73
MnO	0,22	0,38	0,36	0,30	0,26	0,41	0,36	0,14	0,11	0,12	0,15
FeO _{tot}	18,02	16,85	17,13	15,73	15,49	16,18	15,85	14,54	13,65	13,95	19,12
CoO	0,15	0,08	0,14	0,17	0,16	0,13	0,34	–	–	–	–
NiO	0,11	0,46	0,12	0,12	0,05	0,22	0,25	0,15	0,05	0,12	0,08
Сумма	99,43	99,78	99,9	99,84	99,98	99,51	99,69	100,08	99,66	99,77	100,06
Fa, мол. %	19,2	18,7	18,5	16,9	16,2	17,6	17,3	15,24	14,31	14,67	20,44

Примечание: здесь и далее анализы минералов из пород нижнедербинского комплекса выполнены в ОИГТИМ СО РАН (г. Новосибирск) на микроанализаторе Camebax-Micro оператором О.С. Хмельниковой [16]; из пород кулибинского комплекса – на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si (Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ИЭМ РАН (г. Черноголовка) оператором А.Н. Некрасовым. Fa – содержание фаялитовой молекулы, Fa=[Fe]/(Fe+Mg)×100; «–» – элемент не обнаружен.

Таблица 2. Химический состав ортопироксена в породах нижнедербинского и кулибинского комплексов, мас. %

Комплекс	Кулибинский					Нижнедербинский								
	Бронзит					Бронзит				Гиперстен				
	Лерцолит			Верлит		Верлит		Клпир.	Вебст.	Габбро-норит				
Порода	43-2-1		43-2-2	43-5-2		905-1-1	905-1-3		3/1	7/5	3/2	7/6	1/5	6/1
Образец	43-2-1	43-2-2	43-5-2	905-1-1	905-1-3		3/1	7/5	3/2	7/6	1/5	6/1		
SiO ₂	54,41	56,33	55,37	54,96	55,05		53,14	53,10	53,82	54,54	52,05	52,64		
MgO	30,04	31,27	30,00	31,07	30,52		28,66	27,60	29,03	28,09	22,06	23,19		
Al ₂ O ₃	2,12	0,60	2,34	2,28	2,06		4,03	3,52	3,99	2,00	2,07	1,61		
MnO	0,32	0,51	0,14	0,28	0,18		0,30	0,29	0,35	0,38	0,45	0,41		
FeO _{tot}	11,46	10,86	10,54	9,92	10,43		11,46	13,50	12,25	13,50	19,71	19,36		
CaO	0,94	0,39	0,95	0,95	1,01		1,22	0,85	0,46	1,27	2,30	1,54		
Na ₂ O	0,27	–	0,02	0,08	0,03		0,05	0,02	0,05	0,06	0,07	0,06		
Cr ₂ O ₃	0,04	–	0,04	0,19	0,27		0,20	0,32	0,08	0,00	0,00	0,00		
NiO	–	0,01	0,34	0,26	0,19		0,02	0,01	0,04	0,02	0,06	0,02		
Сумма	99,60	99,97	99,74	99,97	99,73		99,09	99,2	100,07	99,86	98,76	98,84		
En, мол. %	80,2	82,6	79,9	82,4	81,1		79,67	77,12	80,15	76,79	63,45	66,00		
Fs	17,2	16,1	15,8	14,7	15,6		17,88	21,16	18,97	20,7	31,80	30,87		
Wo	1,8	0,8	1,8	1,8	1,9		2,45	1,72	0,89	2,51	4,75	3,13		

Примечание: Клпир. – клинопироксенит; Вебст. – вебстерит; En – содержание энстатитовой молекулы, $En = [Mg / (Mg + Fe + Ca)] \times 100$; Fs – содержание ферросиллитовой молекулы, $Fs = [Fe / (Mg + Fe + Ca)] \times 100$; Wo – содержание волластонитовой молекулы, $Wo = [Ca / (Mg + Fe + Ca)] \times 100$.

Таблица 3. Химический состав клинопироксена в ультрамафитах и габброидах нижнедербинского и кулибинского комплексов, мас. %

Комплекс	Кулибинский						Нижнедербинский					
	Диопсид			Субкальциевый авгит (САв)			Диопсид			САв	Авгит	
	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	43-4-1	905-5-1	44-9к	43-4-3	903-4	901-2-2	7/1	3/2	7/6	3/1	1/5	3/8
SiO ₂	53,12	52,44	52,45	53,14	53,11	51,99	54,36	51,94	51,64	51,52	50,49	51,19
MgO	16,57	17,53	14,95	18,44	18,97	17,73	17,62	15,72	15,83	19,29	13,66	13,46
Al ₂ O ₃	1,30	1,57	1,26	4,66	4,96	7,48	0,83	3,56	4,17	4,61	3,53	3,21
MnO	0,10	0,26	0,13	0,09	0,18	0,20	0,17	0,18	0,22	0,22	0,29	0,27
FeO _{tot}	3,74	3,78	6,64	9,36	8,97	8,40	3,18	4,80	5,79	8,37	9,10	8,98
CaO	23,99	23,26	23,62	12,66	12,01	12,63	23,76	22,20	21,04	14,17	20,52	20,80
Na ₂ O	0,11	0,11	0,37	0,74	1,05	0,94	0,11	0,41	0,32	0,35	0,61	0,64
TiO ₂	0,11	0,13	0,11	0,46	0,22	0,43	0,03	0,24	0,26	0,18	0,68	0,54
Cr ₂ O ₃	0,64	0,44	0,09	0,17	0,10	0,03	0,30	0,24	0,42	0,39	0,11	0,07
NiO	–	0,14	–	–	–	0,06	0,02	0,02	–	0,06	0,01	0,03
Сумма	99,68	99,56	99,63	99,71	99,57	99,9	100,37	99,32	99,68	99,15	99	99,19
En, мол. %	46,1	48,3	41,22	50,6	52,2	48,5	48,28	45,77	46,30	56,47	40,76	40,26
Fs	5,9	5,8	10,34	14,5	13,8	12,9	4,91	7,83	9,48	13,74	15,23	15,06
Wo	48	45,9	48,19	28,4	27,5	29,1	46,81	46,40	44,22	29,79	44,00	44,69

Примечание: ультрамафиты: 1, 4 – лерцолиты, 2, 7, 10 – верлиты, 3 – горнблендит, 5 – пироксеновый горнблендит, 8 – клинопироксенит, 9 – вебстерит, габброиды: 6 – габбро, 11, 12 – габбро-нориты.

Нижнедербинский комплекс представлен двумя основными породными группами – ультрамафитами и габброидами с преобладающей ролью первых. Среди *ультрамафитов* установлены верлиты (Ol~15...70, Crx~20...80, Nb~5 %), вебстериты (Orx~15...25, Crx~75...85, Nb~8...10 %), клинопироксениты (Crx~88...95, Orx~3...5, Nb~7...9 %), роговообманковые клинопироксениты (Crx~70...84, Nb~16...30, Pl~4 %) и горнблендиты (Nb~95...97, Crx~3...5, отмечается Pl). Структура пород преимущественно панидиоморфная, участками – гипидиоморфная и пойкилитовая. По химическому составу оливин соответствует хризолиту (Fa=14,5...20,5 %),

ортопироксен – бронзиту (En=77...80, Fs=18...21, Wo=1...2,5 %), клинопироксен – диопсиду и железистому диопсиду (En=46...48, Fs=5...9,5, Wo=44...47 %), а также субкальциевому авгиту (En=56,5, Fs=13,5, Wo=30 %), табл. 1–3, плагиоклаз – лабрадору № 57–60. *Габброиды* представлены лейкократовыми габбро-норитами (Crx~21...25, Orx~5...10, Pl~65...74 %), реже – оливиновыми габбро (Ol~10, Crx~15, Pl~75 %) и метагаббро (Crx~40, Pl~50...60, Ве~10 %). Структура пород порфириовидная, габбровая, пойкилитовая. По химическому составу ортопироксен соответствует гиперстену (En=63,5...66, Fs=31...32,

Wo=3...5 %), клинопироксен – авгиту (En=40...41, Fs=15, Wo=44...44,5 %), табл. 2, 3, плагиоклаз, по оптическим свойствам (углу симметричного погасания) – лабрадору № 55–57 (крупные порфирировидные зерна) и андезину № 37–47 (мелкие зерна).

Роговая обманка по химическому составу как в породах кулибинского, так и в породах нижнедербинского комплексов соответствует эденитовой разновидности, для которой характерны повышенная магнезиальность и щелочность (табл. 4).

Таблица 4. Химический состав роговой обманки в породах нижнедербинского и кулибинского комплексов, мас. %

Комплекс	Кулибинский				Нижнедербинский		
	Горнбл.		Габбро		Верлит	Вебст.	Горнбл.
Образец	903-9	44-9	901-2-1	901-2-2	7/5	7/6	8/6
SiO ₂	44,48	42,17	46,89	44,14	42,81	42,84	41,77
MgO	14,50	15,34	16,15	14,66	15,78	14,75	13,00
Al ₂ O ₃	10,79	12,66	9,66	11,47	14,05	14,66	15,86
MnO	0,16	0,28	0,14	0,27	0,16	0,14	0,23
FeO _{tot}	11,46	9,64	9,77	10,73	7,84	9,03	10,03
CaO	11,38	11,52	11,61	11,84	11,32	11,52	11,66
Na ₂ O	2,13	2,52	1,93	2,31	2,51	2,13	2,98
K ₂ O	0,36	0,41	0,33	0,44	0,42	0,54	0,52
TiO ₂	1,68	2,29	1,22	1,35	1,43	1,61	1,30
Cr ₂ O ₃	0,25	0,06	0,26	0,24	0,30	–	0,02
NiO	0,20	0,24	0,08	–	0,02	0,01	–
H ₂ O	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Сумма	99,38	99,13	100,05	99,46	98,63	99,23	99,37
f, %	30,75	26,06	25,50	29,20	21,79	25,56	30,21

Примечание: Горнбл. – горнблендит; f – железистость, $f = [Fe / (Mg + Fe)] \times 100$.

Рудная минерализация

В *ультрамафитах* выявлено два основных типа минерализации: магнетит-хромшпинелиевая и сульфидная. Магнетит-хромшпинелиевая минера-

лизация отмечается в виде рассеянной вкрапленности мелких (от 0,05 до 0,15 мм) одиночных зерен хромшпинели и магнетита. Сульфидная минерализация (табл. 5) наблюдается преимущественно в виде каплевидных пирротин-пентландитовых выделений (структуры распада твердого раствора) размером до 0,2 мм, приуроченных к интерстициям силикатных минералов. Реже отмечаются халькопирит (минерал обрастает зерна пирротина либо образует мелкие самостоятельные выделения), пирит (в качестве аксессуарных мелких зерен, не обнаруживающих четкой связи с другими сульфидами) и эпигенетические сульфидные минералы: миллерит, аваруйт и никелин (в виде редких мелких до 0,05 мм единичных зерен в магнетитовой «сыпи»). Сравнительно недавно в перидотитах кулибинского комплекса среди сульфидных зерен выявлены самостоятельные мельчайшие зерна мончеита (Pt≈34...37, Pd≈4,5...5,5, Te≈58...60 %) (устное сообщение А.С. Мехоношина, 2011 г.). Аналогичная платино-палладиевая минерализация ранее отмечалась в перидотитах и пироксенитах нижнедербинского комплекса [7].

В *габброидах* рудные минералы по химическому составу объединяются в две группы: железо-титанистую окисную и сульфидную. Железо-титанистая окисная минерализация представлена самостоятельными мелкими зернами магнетита, титаномагнетита (Ti до 5,91 %), ильменита, рутила и нигрина; сульфидная минерализация (табл. 5) – пиритом, халькопиритом и в незначительной степени пентландитом. Пирит наряду с халькопиритом образует сливные агрегаты размером до 2 мм. Встречаются обособленные зерна пирита, очевидно, первичного магматического, с размером до 0,06 мм, которые характеризуются идиоморфным обликом и нередко обнаруживают мелкие включения халькопирита и пентландита.

Таблица 5. Средние составы рудных минералов системы Fe-Ni-Co-Cu-S, мас. %

Ком-кс	Минерал	Порода	N	S	Fe	Co	Ni	Cu	Сумма
Кулибинский	Пирротин	Лерцолит	4	35,61	63,85	0,42	–	–	99,88
		Верлит	2	36,18	63,05	0,64	0,27	–	100,14
	Ni- пирротин	Верлит	2	36,37	57,87	2,77	3,15	–	100,16
		Лерцолит	4	32,02	36,13	2,68	29,29	–	100,12
	Пентландит	Верлит	3	33,18	37,76	3,5	26,3	–	100,74
		Габбро	2	35,08	28,81	0,34	35,22	–	99,45
	Пирит	Габбро	5	53,27	46,30	0,27	0,48	–	100,32
Халькопирит	Габбро	9	34,68	31,12	0,21	–	33,37	99,38	
Нижнедербинский	Пирротин	Клинопироксенит	55	36,47	62,95	0,05	0,02	–	99,51
		Верлит	18	35,05	62,33	0,03	0,04	–	99,47
	Пентландит	Клинопироксенит	15	33,20	34,65	1,70	30,13	0,03	99,94
		Верлит	6	33,02	35,39	1,87	29,79	0,06	100,11
	Пирит	Верлит	4	54,04	46,53	–	–	–	100,57
		Клинопироксенит	16	53,47	46,64	–	–	–	100,14
		Габбро	21	53,10	46,12	0,25	–	–	99,99
	Халькопирит	Клинопироксенит	2	35,23	29,76	0,063	0,02	34,30	99,41
		Верлит	5	34,83	30,25	0,04	0,01	34,07	99,84

Примечание: анализы рудных минералов из пород нижнедербинского комплекса выполнены на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S3400N в НОЦ «Урановая геология» ТПУ (г. Томск) [16]; из пород кулибинского комплекса – на электронном сканирующем микроскопе «Тескан Vega II XMU» в ИЭМ РАН (г. Черноголовка). N – количество проанализированных образцов.

Петрохимические особенности

Для кулибинского комплекса фигуративные точки ультрамафитов на вариационных диаграммах образуют линейное распределение в виде единого эволюционного тренда (рис. 2). При снижении содержаний MgO в породах отмечается более значительное увеличение содержаний SiO₂ и CaO, при этом содержания Al₂O₃ несущественно возрастают. Аналогичный тренд распределения фигуративных точек обнаруживают ультрамафиты нижнедербинского комплекса с образованием последовательного ряда пород: верлиты→вебстериты→клинопироксениты. При этом фигуративные точки составов габброидов кулибинского и нижнедербинского комплексов образуют совместный рой, чаще обособленный, несколько «оторванный» от ультрамафитового тренда (рис. 2), что, вероятно, связано с нарушением последовательной дифференциации магматических расплавов от ультраосновных к основным при формировании массивов этих комплексов.

Геохимические особенности

Ультрамафиты кулибинского комплекса характеризуются практически однотипными графиками распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с хорошо выраженным Eu-минимумом ((Eu/Eu*)_n=0,73...0,84), рис. 3, а. Содержание ред-

ких земель в них изменяется от 10 до 15-ти кратных хондритовых норм, при этом прослеживается тенденция в сторону РЗЭ-обогащения пород в ряду перидотит→верлит→роговообманковый перидотит→вебстерит. Породы комплекса имеют общий пологий отрицательный наклон спектров, что обусловлено постепенным и незначительным уменьшением концентраций РЗЭ от легких к тяжелым ((La/Yb)_n=1,60...2,96). По конфигурации они хорошо сопоставляются со спектрами ультрамафитов нижнедербинского комплекса. Однако последние более истощены легкими землями, в частности La и Ce, что придает спектрам слабый положительный наклон ((La/Yb)_n<0,8), рис. 3, а.

Сопоставление распределения примесных элементов в ультрамафитах рассматриваемых интрузивных комплексов на многокомпонентной диаграмме, рис. 3, б, также обнаруживает их большое геохимическое сходство. В обоих комплексах отмечаются U, La-Ce-Sr, Nd, Eu и Gd положительные пики, отражающие обогащенность пород этими элементами по отношению к примитивной мантии, Nb-Ta (Nb), P, Zr и Ti отрицательные пики, значения которых близки или несколько выше значений примитивной мантии, за исключением Nb пика для нижнедербинского комплекса, значения которого ниже значения примитивной мантии. Отличие заключается в отсутствии в ультрамафитах

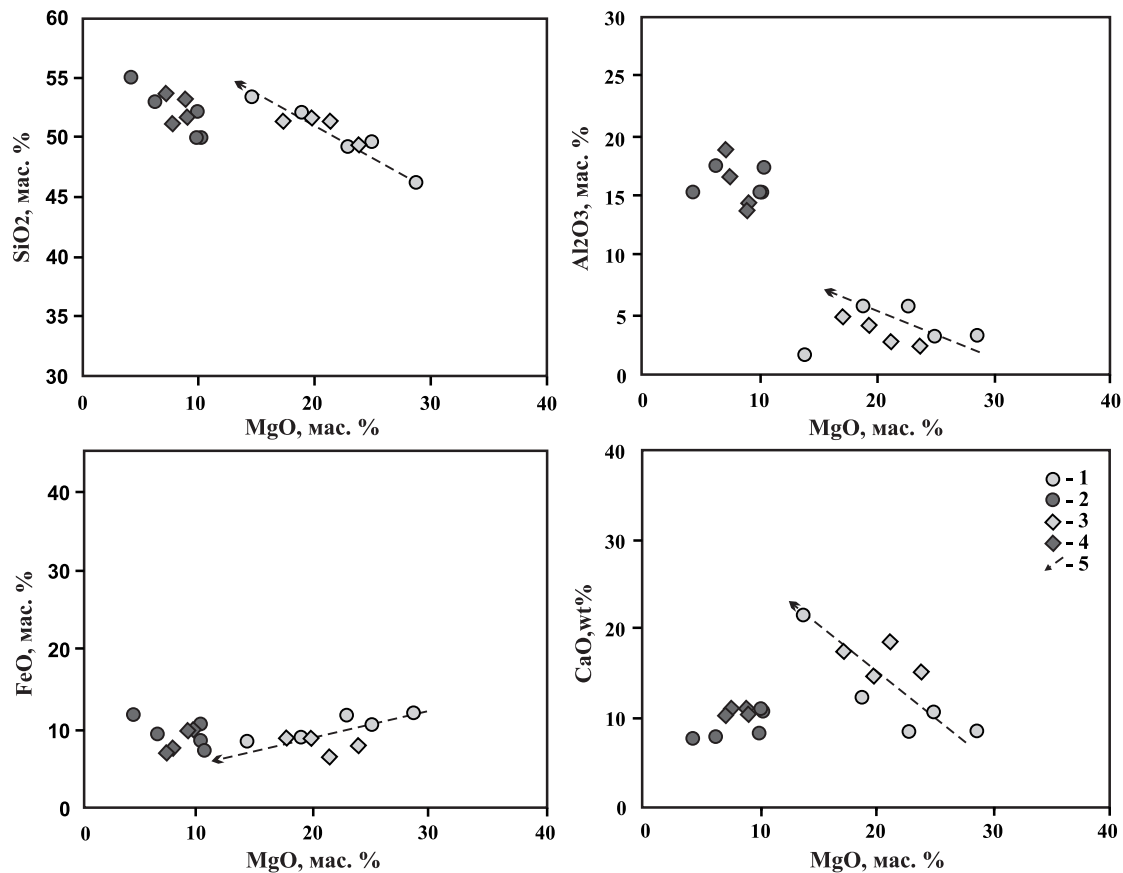


Рис. 2. Бинарные диаграммы для пород исследуемых комплексов: 1, 2 – кулибинский комплекс: 1 – перидотиты, 2 – габброиды; 3, 4 – нижнедербинский комплекс: 3 – перидотиты, 4 – габброиды; 5 – тренды изменения составов ультрамафитов

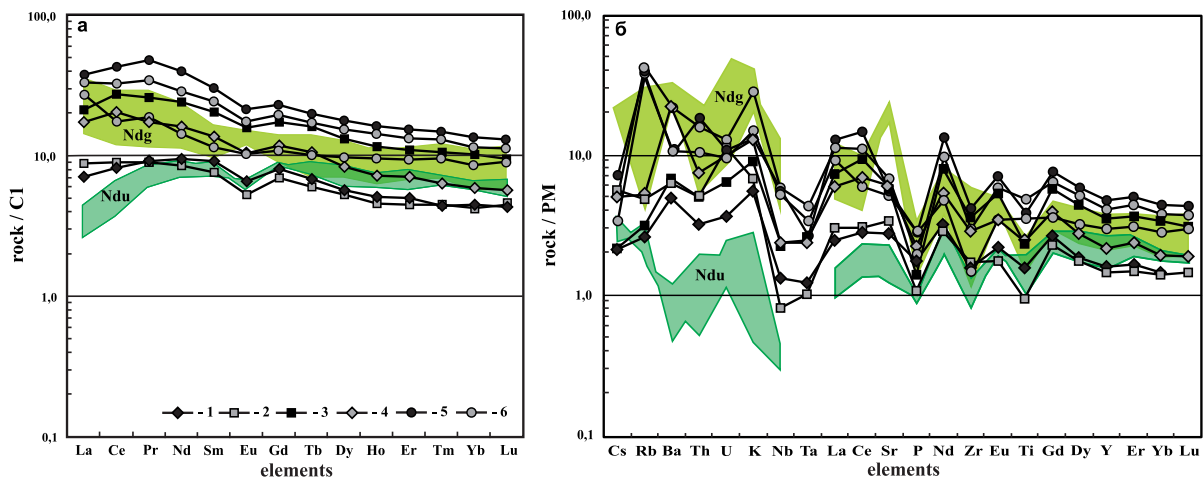


Рис. 3. Диаграммы распределения элементов лантаноидной группы (а), нормированных по углестому хондриту C1 [17] и спайдер-диаграммы для наиболее распространенных примесных элементов (б), нормированных по примитивной мантии [18] в породах кулибинского (1 – верлит, 2 – лерцолит, 3 – вебстерит, 4 – роговообманковый перидотит, 5 – роговообманковый габбро-норит, 6 – роговообманковое габбро) и нижнедербинского (Ndu – перидотиты, Ndg – габброиды) комплексов

нижнедербинского комплекса Ва и К положительных пиков. Ва в последних образует отрицательные пики со значениями несколько беднее по отношению к примитивной мантии. При этом ультрамафиты кулибинского комплекса характеризуются высокими содержаниями Ва, Th, U и К, которые доходят до 10-ти кратных значений примитивной мантии.

Габброиды кулибинского комплекса характеризуются схожими графиками распределения РЗЭ, которые, в свою очередь, подобны по конфигурации таковым для ультрамафитов (рис. 3, а). Они обнаруживают близкие концентрации РЗЭ с поздними ультрамафитовыми дифференциатами – роговообманковыми перидотитами и вебстеритами, однако отличаются от них более слабым Eu-минимумом ($(Eu/Eu^*)_n = 0,81...0,97$), который на отдельных трендах практически не наблюдается. Содержание редких земель в данных породах изменяется от 10 до 20-ти кратных хондритовых норм. Их спектры выделяются общим пологим отрицательным наклоном ($(La/Yb)_n = 2,82...3,18$) и по конфигурации хорошо сопоставляются со спектрами габброидов нижнедербинского комплекса. Однако последние характеризуются несколько более низкими концентрациями РЗЭ и присутствием на отдельных трендах Eu-максимума ($(Eu/Eu^*)_n = 1,31$), рис. 3, а.

Сопоставление распределения примесных элементов в габброидах кулибинского и нижнедербинского комплексов (рис. 3, б), также обнаруживает их существенную геохимическую схожесть. В обоих комплексах отмечаются Rb, K (U-K), La-Ce-Sr, Nd, Eu и Gd положительные пики и Nb-Ta, P, Zr и Ti отрицательные пики. При этом габброиды нижнедербинского комплекса характеризуются более высокими содержаниями Sr, превышающими в 20 раз его содержание в примитивной мантии.

Обсуждение результатов и выводы

Проведенные исследования позволяют судить о высоком сходстве кулибинского и нижнедербинского перидотит-пироксенит-габбровых комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Автор допускает, что последующие детальные исследования этих объектов позволят впоследствии при совершенствовании региональных схем корреляции объединить их в единый мафит-ультрамафитовый комплекс, интрузивные тела которого формировались в условиях надсубдукционной обстановки из исходного известково-щелочного расплава нормальной титанистости и глиноземистости при пониженной магнезиальности. В пользу данного утверждения свидетельствуют перенасыщенность «свежих» пород комплексов SiO_2 , частое присутствие в составе пород ортопироксена и роговой обманки, отсутствие тренда обогащения железом, заметное по сравнению с толеитовой серией содержание в составе РЗЭ легких элементов Ce-группы и более высокая сумма РЗЭ, а также высокое содержание H_2O – до 3 мас. % [19].

Оба комплекса содержат две петрохимически контрастные серии пород: первая включает перидотиты и пироксениты, а вторая – габброиды. Перидотиты обнаруживают в своем составе сульфидную минерализацию преимущественно пирротин-пентландитовой специализации, которая по своему химизму свидетельствует о высокой железистости рудно-магматической системы и обнаруживает сходство с вкрапленной сульфидной минерализацией Кингашского массива, расположенного в пределах Канской глыбы и включающего одноименное Pt-Cu-Ni месторождение. В пользу этого также свидетельствует обнаруженная ранее среди сульфидов в перидотитах платино-палладиевая минерализация.

Состав сульфидной минерализации перидотитов сравниваемых комплексов свидетельствует о ее кристаллизации из высокотемпературного суль-

фидного расплава в условиях быстрого охлаждения и без значительного его фракционирования в процессе высокой скорости транспортировки известково-щелочной базальтовой магмы из мантийного очага в верхние этажи литосферы. Согласно гравитационной модели, наибольшее накопление сульфидов происходит в результате опускания капель сульфидной жидкости из головы магматической колонны в придонные части магматической

камеры и их сегрегации в структурных ловушках в результате гравитационной дифференциации [5]. Такая модель указывает на потенциальную рудоносность ультрамафитов, перекрытых габброидами. При этом массивы кулибинского комплекса по отношению к нижнедербинским, очевидно, характеризуются большей сохранностью предполагаемого Pt-Cu-Ni оруденения, что обусловлено меньшей степенью их эродированности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Лхамсүрэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. – Уланбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. – 224 с.
2. Сердюк С.С., Кириленко В.А., Ломаева Г.Р., Бабушкин В.Е., Тарасов А.В., Зверев А.И. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области. – Красноярск: Изд-во «Город», 2010. – 184 с.
3. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. – 176 с.
4. Конников Э.Г., Арискин А.А., Бармина Г.С., Кислов Е.В. Петрология мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий докембрийских платформ: состояние вопроса и новые подходы // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1365–1372.
5. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПб.: СПбГУ, 2003. – 487 с.
6. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 12. – С. 1227–1241.
7. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богникова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. – 151 с.
8. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (Северо-Запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 69–75.
9. Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Hargis C. Field Relationships and Geochemical Constraints on the Emplacement of the Jinchuan Intrusion and its Ni-Cu-PGE Sulfide Deposit, Gansu, China // Econ. Geol. – 2007. – V. 102. – P. 75–94.
10. Еханин А.Г., Филиппов Г.В., Анисеева А.Н. Особенности геологического строения и рудоносности Бурлакского ультрабазит-базитового массива (Восточный Саян) // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. – 1991. – Т. 9. – № 1. – С. 72–78.
11. Волохов И.В., Иванов В.М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1964. – № 5. – С. 52–67.
12. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация перидотитов и габброидов кулибинского комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия ТПУ. – 2011. – Т. 319. – № 1. – С. 64–70.
13. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. – Томск: ЦНТИ, 2012. – 132 с.
14. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1565–1577.
15. Черкасова Т.Ю., Мазуров А.К., Чернышов А.И. Потенциальная рудоносность расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов Нижнедербинского комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317. – № 1. – С. 20–27.
16. Черкасова Т.Ю. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов нижнедербинского комплекса (Восточный Саян): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2010. – 21 с.
17. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1989. – V. 53. – P. 197–214.
18. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds. A.D. Saunders, M.J. Norry / Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – № 42. – P. 313–345.
19. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. – М.: Наука, 2010. – 606 с.

Поступила 31.10.2012 г.

УДК 552.321.6:553.08

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АГАРДАГСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов, А.С. Кульков

Томский государственный университет
E-mail: juratur@sibmail.com

Исследованы особенности рудной минерализации Агардагского ультрамафитового массива, расположенного в юго-восточной части Республики Тыва. Показаны типоморфизм и химический состав минералов. Полученные данные позволили установить степень частичного плавления исходного субстрата и температуру его метаморфического преобразования при перемещении и консолидации в земной коре. Удалось проследить эволюционную направленность изменения химического состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов, которая определяется условиями их деплетирования в верхней мантии и последующими метаморфогенными преобразованиями.

Ключевые слова:

Реститы, дуниты, гарцбургиты, хромититы, хромшпинелиды, сульфиды.

Key words:

Restites, dunites, harzburgites, chromitites, chromspinelides, sulfides.

Введение

Ультраосновные породы являются источником рудных и нерудных полезных ископаемых – Au, элементов платиновой группы (ЭПГ), Ni, Cu, Cr, асбеста, драгоценных и поделочных камней. В связи с острым дефицитом легирующих добавок для черной металлургии в последние годы резко возрос интерес к изучению ультрамафитовых массивов как единственному источнику хрома.

Объектом настоящего исследования является Агардагский ультрамафитовый массив, расположенный на юго-востоке республики Тыва, с которым связано хромитовое оруденение.

В статье рассматривается эволюция вещественного состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов в процессе формирования пород и их последующих метаморфических изменений.

Краткая геологическая характеристика исследуемого объекта

Агардагский массив (R_3 , по [1, 2]) является одним из крупных в составе Южно-Тувинского пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны. Он представляет собой линзообразное тело длиной около 20 км при ширине до 3,5 км, вытянутое в северо-восточном направлении согласно со складчатой структурой региона. Контакты с породами вмещающей рамы тектонические, что подтверждается наличием тектонических клиньев кристаллических сланцев в зонах экзоконтакта и тесно связанных с ними отторженцев ультрамафитов [3]. Вмещающие породы относятся к кускунугской свите ($V-E_1$) и представлены кристаллическими сланцами с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород [4].

Массив сложен главным образом породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. В эндоконтактных частях они замещается серпенти-

нитами, среди которых отмечаются тела клинопироксенитов. Наряду с ультрамафитами в массиве присутствуют небольшие дайко- и штокообразные тела габбро-диабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [5]. Ультрамафиты исследуемого объекта претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород.

В Агардагском массиве выявлено большое количество хромитовых проявлений [4, 5]. Они образуют линзовидные, полосчатые и шлировидные тела. Проявления хромититов, как правило, приурочены к полям развития дунитов.

Методика исследования

Рудные минералы в породах Агардагского массива изучались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Axioscop 40 Pol. Анализ их вещественного состава выполнен методом рентгеноспектрального микроанализа [6] на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета (ТГУ) (г. Томск). Для этого из отобранных образцов пород с рудной минерализацией были изготовлены плоскопараллельные аншлифы толщиной 3...4 мм по рекомендуемым методикам [6]. Перед проведением анализов на исследуемые поверхности предварительно напыляли слой углерода толщиной 25...30 нм. Последующие расчеты химических составов проводились по программе INCA-Issue 18b и по дополнительным авторским программам.

Выявление содержаний золота и платиноидов в хромитовых рудах также выполнено в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем»

ТГУ на квадрупольном ICP MS – спектрометре серии Agilent 7500. Для анализа предварительно подготавливались порошки, путем истирания сливных и густовкрапленных хромититов.

Рудная минерализация

Хромшпинелиды являются главными рудными минералами, в дунитах и гарцбургитах они наблюдаются в виде редкой разрозненной вкрапленности отдельных зерен, реже образуют небольшие сростания (рис. 1, а). Их размеры преимущественно составляют 0,5...1,5 мм, встречаются более крупные индивиды, до 3 мм, а сростания до 15 мм. Мелкие зерна обычно субизометричные и эвгедральные, а более крупные индивиды и сростания имеют не-

правильную форму. Удлиненные зерна и сростания хромшпинелидов иногда обнаруживают субпараллельную ориентировку и отражают директивность породы. Отчетливо проявляется ксеноморфизм по отношению к зернам оливина. В отдельных индивидах хромшпинелидов отмечаются пойкилитовые включения мелких зерен оливина.

Хромшпинелиды обычно имеют вишнево-красный, красно-бурый цвет, а по трещинкам и периферии – черный, вследствие замещения магнетитом. По краям они обычно резорбированы, иногда по трещинкам кливажа отмечается их дезинтеграция и растаскивание. Отдельные зерна дезинтегрированы на субблоки. Отмечается футлярное строение отдельных индивидов, когда зерна

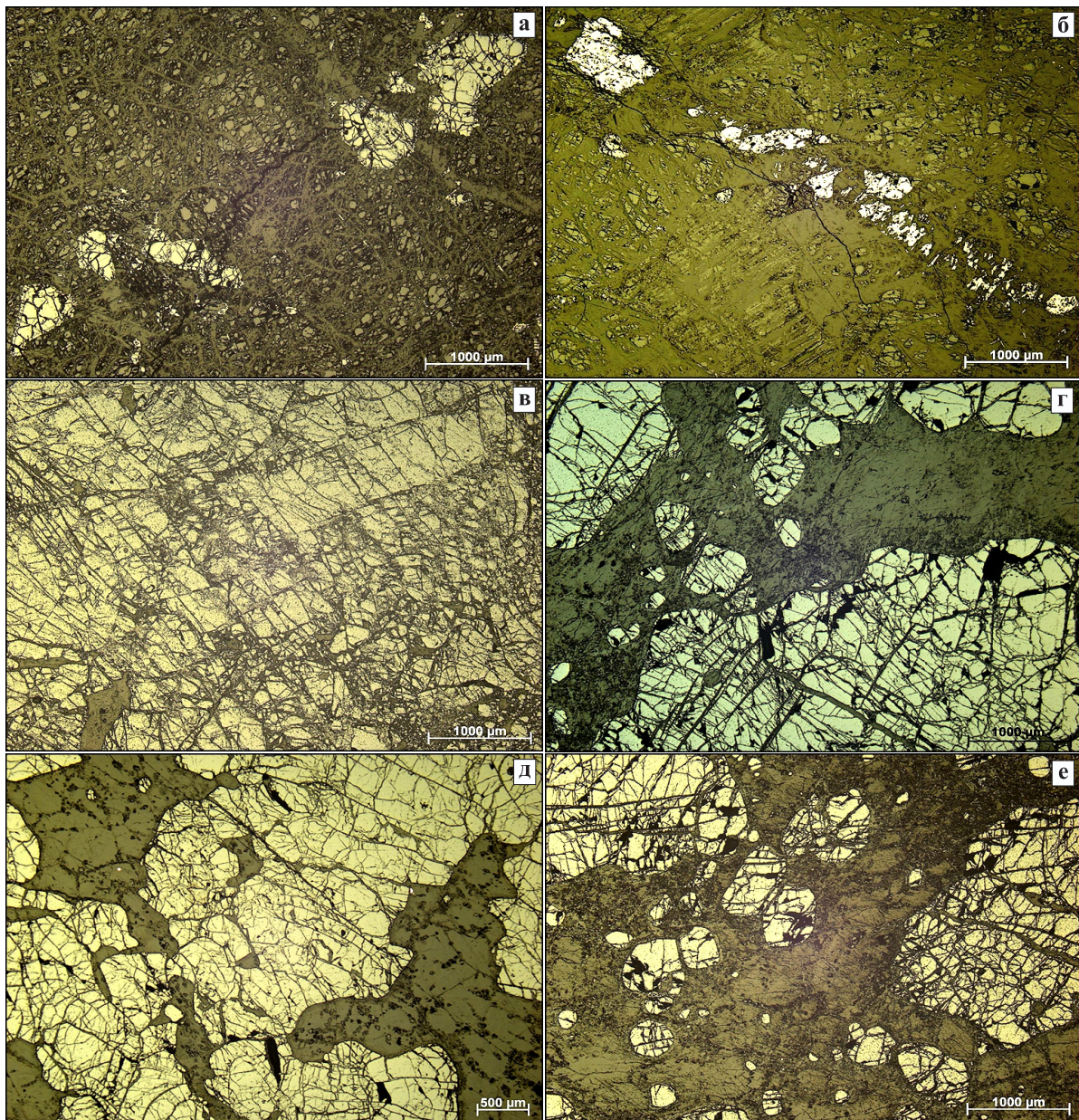


Рис. 1. Хромшпинелиды в породах Агардагского массива: а) дунит с редкой вкрапленностью хромшпинелидов (обр. 15011/3); б) гарцбургит с жилкой хромшпинелидов (обр. 15002); в-е) хромититы: в) сливные (обр. 15013/7), г) нодулярные (обр. 15016/2), д) густовкрапленные (обр. 15023/1), е) вкрапленные (обр. 15023/2)

хромшпинелидов по периферии обрамляются каймой серпентина, затем каймой магнетита. Иногда в серпентинизированных разновидностях отмечаются параллельные жилки и струйчатые обособления хромшпинелидов (рис. 1, б). При этом жилки хромшпинелидов имеют вкрапленную структуру, а хромшпинелиды образуют удлиненные зерна и вытянутые сросшиеся агрегаты вдоль простирания этих жилок.

Среди дунитов и аподунитовых серпентинитов отмечаются многочисленные тела хромититов (более 150 проявлений, по [4]), представленные чаще в виде линзовидных обособлений вкрапленных и сливных руд. Их простирание обычно согласное с полосчатостью ультрамафитов. По структурным особенностям выделяются сливные, нодулярные, густовкрапленные и вкрапленные хромититы.

Сливные хромититы (хромшпинелиды (CrSp) ~ 90...95, хлорит (Chl) ~ 5...10 %) представляют сплошную сливную массу, образованную, очевидно, в результате тесного срастания отдельных зерен хромшпинелидов, фрагменты границ которых иногда прослеживаются в отдельных участках (рис. 1, в). Они нередко разбиты субпараллельными трещинками на линзовидные и лентовидные блоки, которые вытягиваются в одном направлении и отражают наложенную директивность. В участках с интенсивной трещиноватостью наблюдается дробление хромититов на остроугольные обломки и их дезинтеграция на отдельные индивиды. Трещинки и полости в хромититах выполнены бесцветным хлоритом.

Нодулярные хромититы (CrSp ~ 50, серпентин (Serp) ~ 25, кальцит (Cls) ~ 25 %) состоят из нодулей, представляющих собой округлые сливные срастания хромшпинелидов (рис. 1, г). Их размер в диаметре составляет 15...25 мм, контуры плавные с заливообразными изгибами. Нодули обычно разбиты хаотичными трещинками, которые выполняются жилками кальцита и серпентина. Нередко они также содержат округлые мелкие включения серпентин-кальцитового состава. Цементирующая масса сложена пластинчатыми зернами и поперечно-волокнистыми жилками хризотила, а также микрочернистыми агрегатами и жилками кальцита.

В густовкрапленных хромититах (CrSp ~ 70...85, Chl ~ 20...30, Cls до 20 %) хромшпинелиды наблюдаются как в виде отдельных зерен, так и в виде сливных срастаний (рис. 1, д). Зерна хромшпинелидов имеют субизометричную либо неправильную форму с размерами 0,5...3 мм, а агрегативные срастания – до 10 мм и более. Они обычно интенсивно трещиноватые. Вдоль наиболее крупных трещин отмечаются деформации, часто со сдвигом, которые сопровождаются катаклизмом. В результате образуются вытянутые катаклазированные индивиды, вокруг которых наблюдается интенсивное дробление. Это способствует формированию наложенной директивности. Цементирующая масса сложена хлоритовым чешуйчатым агрегатом, среди

которого иногда отмечается заметное количество кальцита в виде агрегатов, окрашенных гидроокислами железа в грязно-бурый цвет.

Во вкрапленных хромититах (CrSp ~ 50...70, Serp ~ до 50, Cls до 30 %) хромшпинелиды отмечены как в виде отдельных зерен, так и в виде их агрегативных срастаний (рис. 1, е). Размер отдельных зерен составляет 0,5...2 мм, агрегативных срастаний – 3...4 мм. Зерна чаще имеют неправильную ксенобластовую форму и наблюдаются в виде порфириобласт на фоне серпентинового и кальцитового агрегатов. Они часто разбиты субпараллельными трещинками. При этом образуются удлиненные индивиды и срастания, которые ориентируются субпараллельно и отражают директивную либо сланцеватую текстуру. Иногда в зонах интенсивного расланцевания они пластически деформируются и растаскиваются в линзовидные и лентовидные сегрегации. Зерна и агрегаты хромшпинелидов часто содержат мелкие пойкилобластовые включения серпентина.

Согласно классификации Н.В. Павлова [7], в породах Агардагского массива среди хромшпинелидов выделяются высокохромистые разновидности – хромиты и алюмохромиты, значительно реже отмечаются субферрихромиты (рис. 2, а). Фигуративные точки составов первых двух разновидностей на треугольной диаграмме и на бинарных диаграммах (рис. 3, а–в) формируют единый линейный тренд, отражающий уменьшение магнезиальности, глиноземистости и содержаний ванадия при увеличении содержаний хрома и железа (табл. 1). При этом в хромитах содержания хрома достигают 67,3 мас. %. В субферрихромитах устанавливаются наиболее высокая примесь никеля (до 0,38 мас. %) и кобальта (до 0,28 мас. %).

Оценка химического состава хромшпинелидов с использованием экспериментальных данных [9] позволила определить степень частичного плавления мантийного субстрата при формировании ультрамафитов Агардагского массива. Согласно расчетам и графическим построениям (рис. 3, г), данные породы формировались при значительной вариации степени частичного плавления мантийного источника – 25...41 %. С использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри [10] определены температуры формирования пород, которые составляют от 825 до 646 °С (табл. 2).

Методом ICP-MS анализа в хромитовых рудах Агардагского массива выявлены следующие содержания платиноидов: Pt=0,0012...0,0040, Ir=0,0051...0,0178, Pd=0,0226...0,0316 г/т. Полученные значения позволяют предполагать палладиевую специализацию минералов платиновой группы (ЭПГ) в изученных рудах. Золото, при пороге чувствительности прибора 0,0002 г/т, в хромититах не обнаружено.

Сульфидная минерализация отмечается в хромититах в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен в интерстициях между индивидами хромшпи-

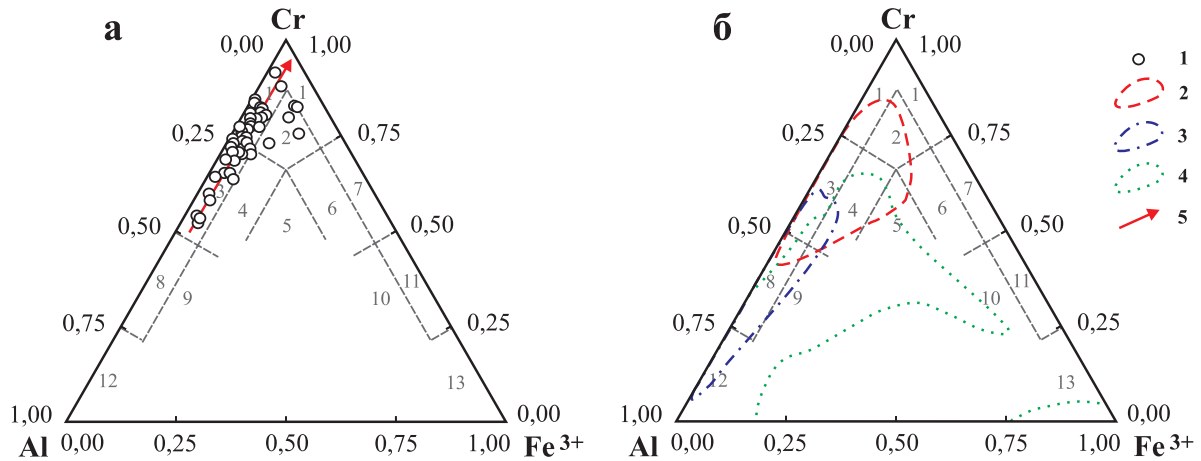


Рис. 2. Составы хромшпинелидов из ультрамафитов и хромититов Агардагского массива (а), а также поля составов шпинелидов из ультрамафитов различных геодинамических обстановок (б) [8] на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [7]: 1) хромиты; 2) субферрихромиты; 3) алюмохромиты; 4) субферриалюмохромиты; 5) ферриалюмохромиты; 6) субалюмоферрихромиты; 7) феррихромиты; 8) хромпикотиты; 9) субферрихромпикотиты; 10) субалюмохроммагнетиты; 11) хроммагнетиты; 12) пикотиты; 13) магнетиты. Условные обозначения: 1 – ультрамафиты Агардагского массива; 2 – ультрамафиты глубоководных желобов (ГЖ); 3 – ультрамафиты срединно-океанических хребтов (СОХ); 4 – ксенолиты ультрамафитов из базальтов; 5 – тренд, отражающий увеличение степени рестирования ультрамафитов

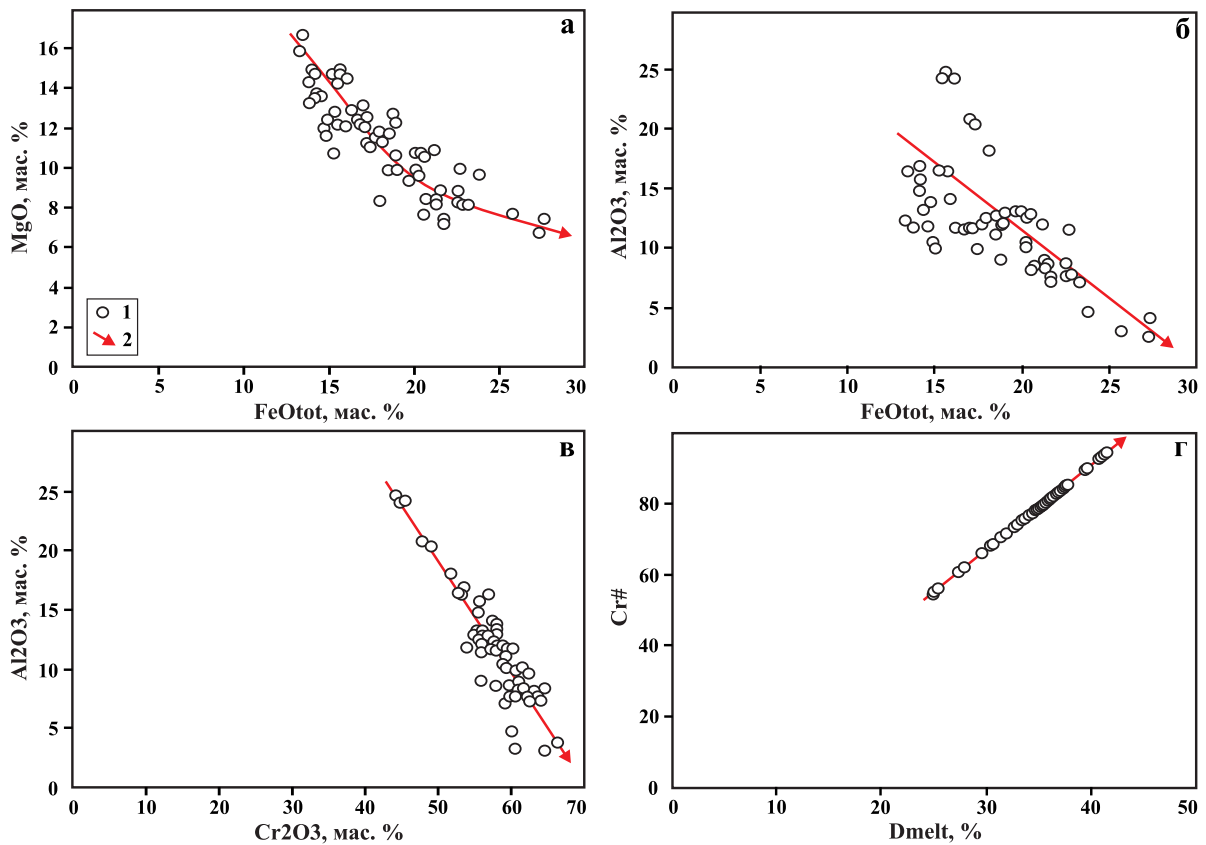


Рис. 3. Бинарные диаграммы (а-в) для хромшпинелидов из ультрамафитов и хромититов Агардагского массива: 1) исследуемые хромшпинелиды; 2) эволюционный тренд составов хромшпинелидов, отражающий степень рестирования вмещающих его ультрамафитов. График (г) отражает зависимость значений параметра Cr# хромшпинелидов от степени частичного плавления лерцолита D_{melt} (по экспериментальным данным [9]): $Cr\# = [Cr_2O_3 / (Cr_2O_3 + Al_2O_3)] \times 100$ %; $D_{melt} = 0,426 \cdot Cr\# + 1,538$

Таблица 1. Химический состав хромшпинелидов в породах и рудах Агардагского массива, мас. %

Порода	Образец	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	CoO	NiO	CuO	ZnO	Сумма
Хромиты													
Дуниты	15011/4	9,87	10,03	–	–	59,21	–	20,16	–	–	–	–	99,27
Дуниты	15011/4	9,66	10,42	–	0,43	58,91	–	20,23	–	–	–	–	99,65
Дуниты	15011/3	7,66	8,14	–	–	63,22	–	20,54	–	–	–	–	99,56
Дуниты	15018	8,83	8,54	–	–	59,82	–	21,51	–	–	–	–	98,70
Дуниты	15018	8,86	8,7	–	–	57,87	–	22,51	–	–	–	–	97,94
Дуниты	15018	8,23	8,87	–	–	61,07	–	21,29	–	–	–	–	99,46
Дуниты	15025/2	8,16	7,71	–	–	59,81	–	22,87	–	–	–	–	98,55
Дуниты	15025/2	8,21	7,53	–	–	60,65	–	22,57	–	–	–	–	98,96
Гарцбургиты	15025	8,43	8,31	–	–	61,11	–	21,34	–	–	–	–	99,19
Гарцбургиты	15025	7,16	7,19	–	–	62,47	–	21,74	–	–	–	–	98,56
Гарцбургиты	15024	7,43	7,59	–	–	62,21	–	21,75	–	–	–	–	98,98
Гарцбургиты	15024	8,42	8,32	–	–	61,41	–	20,71	–	–	–	–	98,86
Хромититы	12003/1	11,68	10,06	0,18	0,22	61,65	0,63	14,85	–	0,15	–	–	99,42
Хромититы	12015/19	11,15	9,87	0,10	0,09	60,65	0,36	17,39	–	0,20	–	–	99,81
Хромититы	15013/2	10,70	8,32	0,14	0,12	64,72	0,54	15,30	–	–	–	–	99,84
Хромититы	15013/2	12,38	9,63	–	0,17	62,32	0,25	14,89	–	0,12	0,13	–	99,89
Хромититы	15013/7	11,19	3,61	–	0,15	66,64	0,82	17,28	–	0,10	–	–	99,79
Хромититы	15013/7	8,61	3,22	–	0,12	67,29	0,84	18,65	–	0,12	–	–	98,87
Хромититы	15020	12,80	7,52	–	0,11	63,80	–	15,28	–	–	–	–	99,51
Хромититы	15020	12,19	7,31	0,08	0,11	63,97	–	15,55	0,17	0,12	–	–	99,50
	Среднее (20)	9,58	8,04	–	0,17	61,94	–	19,32	–	0,14	–	–	99,19
«Ранние» хромиты													
Дуниты	15027	11,74	12,67	–	–	56,75	–	18,56	–	–	–	–	99,72
Дуниты	15027	11,67	12,55	–	0,23	55,79	0,34	17,96	–	–	–	–	98,54
Дуниты	15011/4	12,24	12,04	–	–	56,08	–	18,95	–	–	–	–	99,31
Дуниты	15011/3	10,71	12,51	–	–	55,71	–	20,35	–	–	–	–	99,28
Дуниты	15011/3	10,49	12,84	–	0,4	55,04	–	20,58	–	–	–	–	99,35
Гарцбургиты	15010	9,92	11,55	–	–	55,81	–	22,72	–	–	–	–	100,00
Гарцбургиты	15012	11,49	11,98	–	–	58,24	–	17,75	–	–	–	–	99,46
Гарцбургиты	15020/1	9,87	12,86	–	–	57,68	–	18,99	–	–	–	–	99,40
Гарцбургиты	15012	9,87	11,12	–	0,45	59,48	–	18,53	–	–	–	–	99,45
Гарцбургиты	15012	10,62	11,83	–	–	58,67	–	18,88	–	–	–	–	100,00
Хромититы	15023/2	13,31	11,53	–	0,10	60,33	0,38	13,80	–	0,16	–	–	99,61
Хромититы	15023/2	14,27	11,70	–	0,09	59,53	0,30	13,81	–	–	–	–	99,70
Хромититы	12015/19	12,10	11,65	0,12	0,15	58,14	0,35	17,00	–	–	0,19	0,18	99,88
Хромититы	12015/19	12,05	11,66	0,22	0,09	57,67	0,32	17,10	0,23	–	–	–	99,34
Хромититы	15013/7	15,90	12,21	–	–	57,64	0,33	13,31	–	–	0,11	0,18	99,68
Хромититы	12003/1	13,60	11,71	0,11	0,10	59,09	0,34	14,54	–	0,16	0,12	–	99,77
Хромититы	12004/1	12,88	11,76	0,13	0,17	57,46	0,42	16,31	0,25	0,19	–	–	99,57
Хромититы	12004/1	12,40	11,53	–	0,11	57,82	0,57	16,71	–	0,11	–	–	99,25
	Среднее (18)	11,95	11,98	–	0,19	57,61	0,37	17,55	–	–	–	–	99,65
Субферрихромиты													
Дуниты	15025/2	8,1	7,17	–	–	59,37	0,6	23,21	–	–	–	–	98,45
Гарцбургиты	12011/2	9,68	4,56	0,29	0,25	59,92	0,72	23,75	0,16	0,28	–	–	99,61
Хромититы	12011/2	7,42	4,48	0,18	0,11	55,99	2,23	27,60	0,28	0,38	–	0,39	99,06
Хромититы	12011/2	6,70	2,54	0,12	–	60,60	2,11	27,30	0,13	0,16	–	–	99,66
Хромититы	12011/2	7,65	2,97	0,21	0,24	60,24	1,97	25,74	–	0,14	–	–	99,16
	Среднее (5)	7,91	4,34	0,20	0,20	59,22	1,53	25,52	0,19	0,24	–	–	99,35
Алюмохромиты													
Дуниты	15027	10,69	13,15	–	–	55,36	–	20,06	–	–	–	–	99,26
Гарцбургиты	15020/1	9,3	13,08	–	–	56,16	–	19,67	–	–	–	–	98,21
Хромититы	12006/1	14,69	16,32	0,11	–	53,21	0,35	15,16	–	0,17	–	–	100,01
Хромититы	12006/1	12,09	13,96	–	0,13	57,56	0,23	15,89	–	0,14	–	–	100,00
Хромититы	12012/3	14,92	24,64	0,14	0,15	44,21	0,30	15,64	–	–	–	–	100,00
Хромититы	12012/3	14,21	24,20	0,17	–	45,60	–	15,48	0,13	0,20	–	–	99,99
Хромититы	12012/3	14,40	24,14	0,28	–	44,86	0,24	16,08	–	–	–	–	100,00
Хромититы	12013/2	12,54	20,33	0,19	0,19	49,04	0,26	17,25	0,20	–	–	–	100,00
Хромититы	12013/2	11,37	18,11	–	0,27	51,83	0,35	18,08	–	–	–	–	100,01
Хромититы	12013/2	13,11	20,77	0,19	0,31	47,89	0,58	17,01	–	0,13	–	–	99,99
Хромититы	15016	14,85	16,83	0,07	0,19	53,49	–	14,09	–	0,12	–	–	99,64
Хромититы	15016	13,46	15,75	–	0,19	55,72	0,28	14,18	–	0,13	–	–	99,71
Хромититы	15023/1	14,73	14,75	0,12	0,17	55,53	0,37	14,15	–	0,18	–	–	100,00
Хромититы	15023/1	13,72	13,23	0,11	0,18	57,87	0,34	14,34	–	0,20	–	–	99,99
Хромититы	15023/1	16,68	16,42	–	0,23	52,74	0,31	13,46	–	0,15	–	–	99,99
	Среднее (15)	13,38	17,71	0,15	0,20	52,07	0,33	16,04	–	0,16	–	–	100,04

Примечание: здесь и далее определение химического состава осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tes-can Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), оператор А.С. Кульков.

нелидов и представлена преимущественно миллеритом и хизлевудитом при подчиненной роли последнего (рис. 4, а).

Миллерит наблюдается в виде округлых, вытянутых зерен размером до 0,1 мм нередко в ассоциации с хизлевудитом (рис. 4, б). Они характеризуются корродированными границами, латунно-желтым цветом в отраженном свете и невысоким рельефом. Полученные химические составы миллерита отличаются от его стехиометрического состава повышенным содержанием никеля при пониженном содержании серы, отмечается примесь железа и кобальта (табл. 3).

Таблица 2. Температурные равновесия, рассчитанные по оливин-хромшпинелидовому геотермометру Дж. Фабри [10] для ультрамафитов Агардагского массива

Порода	Образец	Оливин		Хромшпинелид				T, °C
		MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	
Дуниты	15011/4	12,24	18,95	56,08	12,04	6,96	51,99	825
	15011/3	10,71	20,35	55,71	12,51	8,23	50,84	790
	15011/3	7,66	20,54	63,22	8,14	6,20	52,24	646
	15018	8,83	21,51	59,82	8,54	4,89	52,25	650
	15018	8,86	22,51	57,87	8,70	8,33	49,66	771
	15025/2	8,16	22,87	59,81	7,71	8,04	49,89	742
	15027	10,69	20,06	55,36	13,15	6,15	52,40	716
	15027	11,74	18,56	56,75	12,67	6,50	52,24	780
Гарцбургиты	15010	10,93	21,16	53,84	11,86	8,57	50,33	799
	15020/1	9,87	18,99	57,68	12,86	9,05	49,77	765
	15025	8,43	21,34	61,11	8,31	8,91	48,61	757
	15025	7,16	21,74	62,47	7,19	8,16	50,27	698

Хизлевудит представлен зернами округлой, неправильной формы размером до 0,07 мм, которые в отраженном свете имеют желтовато-кремовые цвета. Он обычно тесно ассоциирует с миллеритом и нередко по периферии замещается последним. Химический состав минерала отличается от его стехиометрического состава несколько пониженным содержанием никеля при повышенном содержании серы (табл. 3).

Таблица 3. Химический состав сульфидных минералов из хромититов, вес. %

Минерал	Образец	Ni	Co	Fe	S	Сумма
Миллерит	15016	63,92	–	–	36,05	99,97
	15016	63,84	0,60	0,31	35,25	100,00
	15016/2	62,46	–	0,30	37,23	99,99
	15016/2	62,29	1,68	0,38	35,54	99,89
	15023/1	64,45	–	–	33,55	100,00
	15023/1	66,74	–	–	33,26	100,00
	15023/1	66,50	–	–	33,50	100,00
	15023/1	67,16	–	–	32,64	99,80
	15023/1	65,87	–	–	34,12	99,99
	15023/1	65,82	–	–	34,18	100,00
	15023/1	67,10	–	–	32,73	99,83
	15023/1	66,56	–	–	33,44	100,00
среднее (12)	65,26	–	–	34,29	99,99	
Хизлевудит	15023/1	71,96	–	–	28,03	99,99
	15023/1	71,86	–	–	28,16	100,02
	среднее (2)	71,90	–	–	28,10	100,00

Обсуждение результатов и выводы

Анализ химических составов хромшпинелидов в породах и рудах позволяет выделить единый тренд их эволюции, характеризующий уменьшение магнезиальности, глиноземистости и содержаний ванадия при увеличении содержаний хрома и железа. Данный тренд отражает изменение составов хромшпинелидов в мантийных условиях [11, 12] и, очевидно, обусловлен степенью рестирования вмещающих ультрамафитов. На подобные изменения состава хромшпинелидов обращали внимание зарубежные исследователи при изучении ультрамафитов из офиолитовых комплексов [13].

По химизму хромшпинелиды относятся к высокохромистым минералам (алюмохромитам и хромитам) и характеризуются палладиевой специализацией ЭПГ. По составу они отвечают минералам верхнемантийного субстрата с высокой степенью частичного плавления (25...41 %), который испытал пластические метаморфические преобразования при температурах 825 до 646 °C, и соответствуют хромшпинелидам из ультрамафитов глубоководных желобов (рис. 2, б).

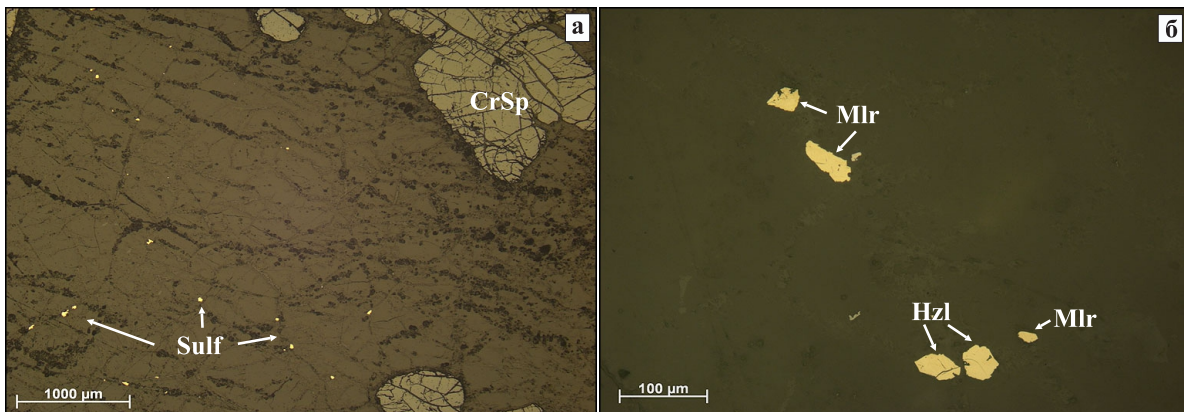


Рис. 4. Сульфидная минерализация в хромититах Агардагского массива: CrSp – хромшпинелиды; Sulf – сульфиды; Mlr – миллерит; Hzl – хизлевудит

Сульфидная минерализация, наблюдаемая в хромититах в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен в интерстициях между индивидами хромшпинелидов, представлена поздними (эпигенетическими) выделениями миллерита и хизлевудита. Данные минералы, по предположению авторов, образовались в условиях низкотемпературного гидротермального процесса, который способствовал перераспределению никеля и обособлению его в виде самостоятельных минеральных фаз. При

этом миллерит, очевидно, формировался по хизлевудиту в условиях привноса серы.

Таким образом, в реститовых ультрамафитах выявляется эволюционная направленность в изменении химического состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов, которая определяется, главным образом, условиями их деплетирования в верхней мантии, а также последующими метаморфогенными преобразованиями в земной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 5. – С. 491–511.
2. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., et al. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral Petrol. – 2002. – V. 143. – P. 154–174.
3. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. – 404 с.
4. Никитчин П.А. К вопросу о геологическом строении и хромитонности Агардагского гипербазитового массива / Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1969. – С. 43–47.
5. Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. – Уланбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. – 224 с.
6. Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. – N.Y.: Cambridge University Press, 2005. – 189 p.
7. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. – 1949. – Вып. 103. – 91 с.
8. Савельев Д.Е. Хромитонность гипербазитовых массивов Южного Урала: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Пермь, 2012. – 42 с.
9. Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитонного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. – 2008. – Т. 422. – № 5. – С. 660–664.
10. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. – 1979. – V. 69. – № 4. – P. 329–336.
11. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. – 2007. – № 4. – С. 32–39.
12. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (Северо-Запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 69–75.
13. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. – 1984. – V. 84. – P. 54–76.

Поступила 10.12.2012 г.

УДК 550.83:551.3

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ ПЕСЦОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Н. Устинова, Н.Н. Стариков

Томский политехнический университет

E-mail: ustinovavn@tpu.ru

Сейсмофациальное моделирование на Песцовом нефтегазовом месторождении выполнено по результатам пространственной сейсморазведки с использованием материалов геофизических исследований скважин и данных исследования керна. Сейсмические структурные и литологические модели позволили уточнить фациальную природу коллекторов юрских отложений, мало изученных и перспективно нефтегазоносных на месторождении. По материалам сейсмогеологического моделирования прослежены контуры палеорусловых отложений, являющиеся на месторождении высокодебитными коллекторами. Тип фаций продуктивных отложений уточнен по данным литофациальных исследований по керну скважин.

Ключевые слова:

Сейсмоморфоструктурные карты, сейсмофациальные модели, сейсмофации, энергии отражений сейсмических волн, литофации.

Key words:

Seismic morphological maps, seismic facies model, seismic facies, seismic wave reflection energy, lithofacies.

Песцовое нефтегазоконденсатное месторождение – одно из крупнейших в составе Большого Уренгоя. На месторождении выявлены продуктивные залежи углеводородов (УВ) в пластах в широком стратиграфическом диапазоне: от плинсбаха до сеномана. В настоящее время территория Песцово-Ен-Яхинского нефтегазоносного района, включающая месторождение, практически полностью покрыта 2D и 3D сейсмическими съемками. В своде структуры забурено 39 поисковых и разведочных скважин. Исследования авторов посвящены проблемам литолого-фациальной интерпретации юрско-меловых комплексов, изучению воз-

можностей сейсморазведки при анализе пространственной изменчивости типов фаций, изучению возможности картирования продуктивных литофаций юры по сейсмическим параметрам и морфологическим признакам проявления в палеорельефе. Методика сейсмолитофациальных реконструкций разрабатывается авторами в течение ряда лет [1–3], привлечение сейсмолитофациальных построений к диагностике типа фаций показало хорошие результаты при прогнозе высокоёмких зон коллекторов на ряде месторождений в центральной и юго-восточной частях Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [2, 3]. В настоящей работе при сейсмофа-

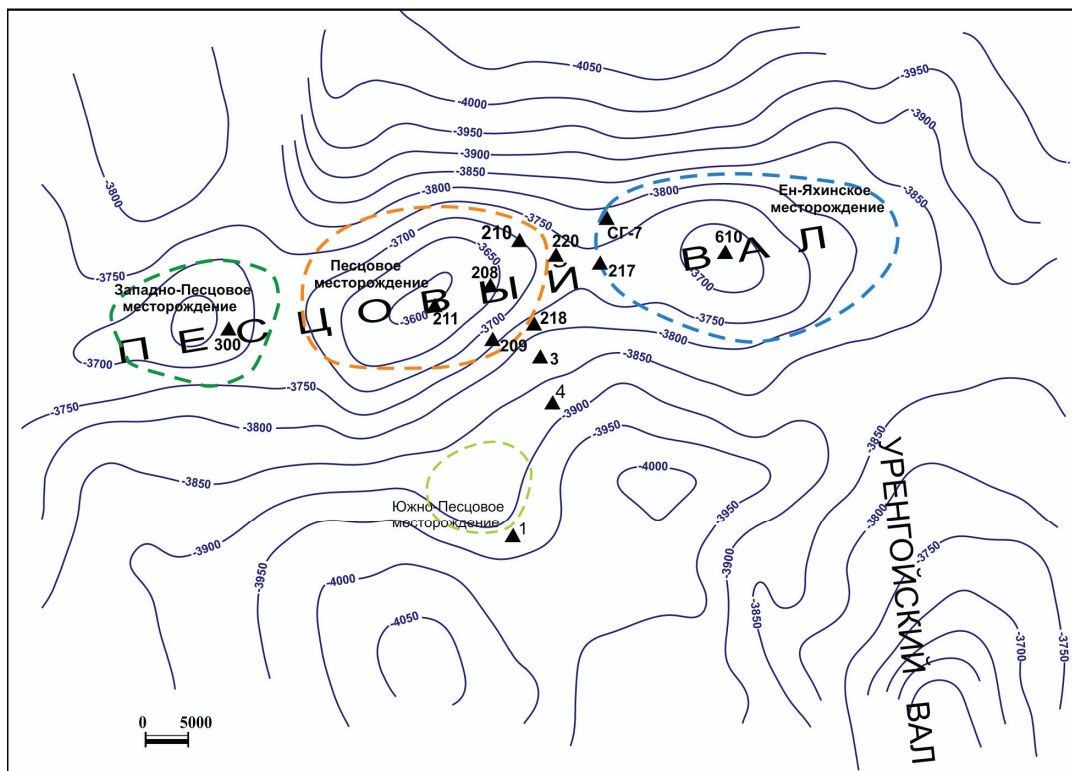


Рис. 1. Тектоническая схема Песцового вала по кровле юрских отложений

циальных реконструкциях и анализе сейсмofаций применялись сейсмические исследования разных лет на Песцовом месторождении с плотностью съемки 0,3...0,6 на км² площади. Анализ кернового материала проведен по 20 скважинам месторождения, изучены и описаны 1547 шлифов керна из продуктивных интервалов, в том числе 397 из юрских отложений. По результатам изучения керна в юрских отложениях выполнено ранжирование типов литофаций.

Тектоническая схема месторождения по кровле юрских отложений, построенная по материалам сейсморазведки разных лет (ООО Уренгойгазпром), представлена на рис. 1. На значительной территории, где залежи УВ по некоторым горизонтам юры и мела объединяются, расположены три площади – Песцовая, Западно-Песцовая и Ен-Яхинская. Продуктивны в разрезе юры и мела в основном песчаники.

Для юры и мела в продуктивных отложениях реконструируются по материалам сейсморазведки и ГИС (с учётом анализа кернового материала) морские и прибрежно-морские обстановки осадконакопления. Песчаные тела формировались от горизонта к горизонту в различных фациальных условиях. Их местоположение на своде структурного поднятия видоизменялось – менялась форма поднятия и расположение коллекторов и латеральных экранов. В ходе анализа структурных планов и сейсмических разрезов (примеры приведены на рис. 1–4) установлено, что местоположение каждого пласта имеет свою преимущественную локализацию и пространственные параметры. Изменение геометрии поднятия можно наблюдать на одном из сейсмических разрезов (рис. 2). Наложенные на сейсморазрез кривые электрического каротажа (ПС и КС по скважинам 224, 27 и 4, рис. 2) показывают изменчивость электрофаций юрских (интервал времён 2600...2700 мс) и меловых (интервал времён 2300...2600 мс) отложений. Интерпретация каротажных данных позволяет сказать, что отложения юры существенно более глинистые.

Сейсмо- и литофациальные построения выполнялись с привлечением геологических реконструкций прошлых лет [4–6]. Геологоразведочные работы на нефть и газ на Песцовом нефтегазоконденсатном месторождении начаты в 1973 г. По результатам сейсморазведки выявлено локальное поднятие (рис. 1), в сводовой части поднятия пробурена первая скважина глубиной 3100 м. В последующие 25 лет на месторождении открыты и разрабатывались залежи газа и газоконденсата в сеномане и неокме. Залежи УВ в нижнемеловых отложениях Песцового месторождения открыты в 1974 г. [6]. Песцово-Ен-Яхинское месторождение многопластовое, нефтегазоносно в основном в меловых пластах БУ₁₀, БУ₉, БУ₈ (в структуре которых выделяется сложная система пропластков: БУ₈²; БУ₈³; БУ₉¹; БУ₉²; БУ₁₀¹; БУ₁₀^{2а}), БУ₁₃–БУ₁₁, в ачимовских отложениях – АчБУ₁₂ и АчБУ₁₁ (АчБУ₁₁²), Ач₃, Ач₄, в юрском комплексе.

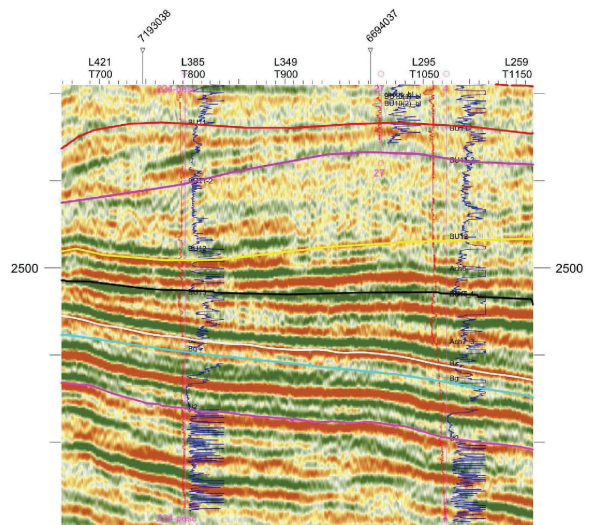


Рис. 2. Один из сейсмoproфилей Песцовой площади, вкрест простираения локального поднятия. Длина профиля 4 км. Фрагмент временного разреза (вертикального среза 3D сейсморазведки) через скважины 224, 27 и 4 в южной части месторождения

Для Песцовой площади основными исследуемыми пластами являются БУ₈², БУ₈³, БУ₉¹, БУ₉², БУ₁₀¹, БУ₁₀^{2а}. Максимум продуктивности обнаруживается в пластах БУ₈²–БУ₁₀², АчБУ₁₀²–АчБУ₁₃, Ю₂ [4, 6]. Для нефтегазоносных горизонтов по данным сейсморазведки и ГИС построены кубы литологии пластов (рис. 3), которые получены по материалам электрофациальной и сеймофациальной интерпретации 2D и 3D данных. По результатам параметрического моделирования построены кубы пористости, проницаемости, насыщенности коллекторов пластов. Модели мощности пластов АчБУ₁₀²–АчБУ₁₃ построены с учетом результатов анализа временных толщин сейсмокомплексов. Песчаники пласта БУ₉² характеризуются как сеймофации дельтового комплекса.

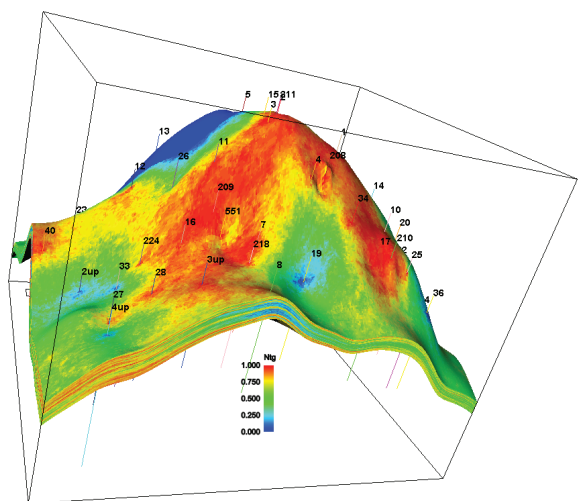


Рис. 3. Фрагмент куба песчанности (от 0 до 1, по цветовой шкале) пласта БУ₉² Песцового месторождения. Материалы ООО «Уренгойгазпром»

Согласно тектонической схеме (рис. 1) Песцовое месторождение находится в пределах структуры второго порядка – Песцового вала, представляющего собой вытянутую в субширотном направлении приподнятую зону протяженностью 100 км, при ширине до 35 км [6], осложненную локальными поднятиями третьего порядка – Западно-Песцовым, Песцовым и Ен-Яхинским. Сенноманская залежь Песцовой площади входит в состав единой газовой залежи Большого Уренгоя. Залежь УВ Западно-Песцовой площади структурно отделяется от основной залежи Большого Уренгоя. Сенноманская и неокомские залежи Ен-Яхинского месторождения входят частично в общий многопластовый комплекс. Залежи ачимовской толщи и юрские залежи являются общими объектами для Песцового и Ен-Яхинского месторождений.

Сейсмические материалы являются источником структурных построений, сейсмофациальных моделей (рис. 3–5).

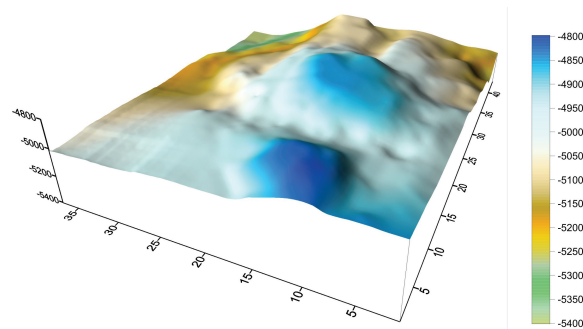


Рис. 4. Модель сейсмической структурной поверхности в кровле пласта Ю₂ Песцового месторождения (шкала глубин – в метрах). В единице горизонтального масштаба – 200 м

Анализ сейсмических структурных карт (модели структурных поверхностей, построенные авторами, представленные на рис. 4, 5) по различным отражающим горизонтам показывает, что Песцовое локальное поднятие прослеживается по всему разрезу осадочного чехла. Наиболее рельефно Песцовое поднятие отображается по нижнеюрским отложениям и поверхности доюрского основания (рис. 4). При исследовании генетических особенностей формирования юрских и меловых продуктивных комплексов данные о фациальном составе отложений были получены разными методами: по результатам электрофациальной интерпретации, сейсмофациального истолкования сейсморопоповерхностей (например, представленных на рис. 4, 5) и карт сейсмических параметров (рис. 6), и по результатам исследования кернового материала.

Выявление участков максимальной продуктивности, локальных нефтегазонасыщенных тел, местоположение и геометрия которых изменяются от пласта к пласту, сильно зависит от правильности определения фациального типа осадка коллектора и тенденций их пространственного распространения. Уже сейсморопофоструктурные модели дают важную информацию о строении среды, так как за-

частую для месторождений ЗСП устанавливается связь между приращениями рельефа и мощностью песчаных коллекторов в подстилающих отложениях [2, 3, 7, 8]. Для Песцового месторождения 3D модели сейсмокомплексов и литосейсмофациальные модели (рис. 3), модели поверхностей отражения (рис. 4, 5) построены для осадочных образований сеномана, неокома, ачимовской толщи и средней юры. На представленных сейсморопофологических моделях (рис. 3–5) изменение в рельефе палеоперехности (смещение свода поднятия от юры к мелу в север-восточном направлении) проявляется и в латеральном смещении мощностей продуктивных комплексов соответствующих отложений.

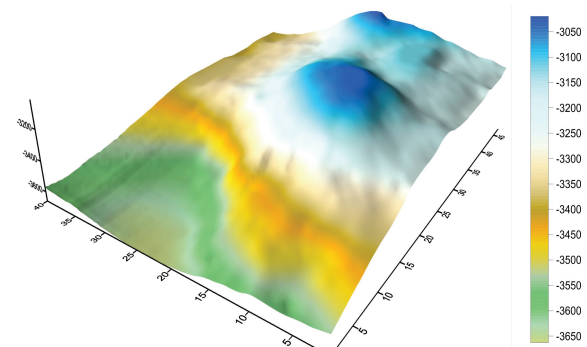


Рис. 5. Модель сейсмической структурной поверхности в низах мела в кровле пласта БУ₁₀ Песцового месторождения (шкала глубин – в метрах). В единице горизонтального масштаба – 200 м

Методами сейсморопофациального анализа, электрофациального моделирования на Песцовом месторождении изучены особенности формирования, пространственного распространения, латерального выклинивания и фациального замещения основных продуктивных комплексов. Эти методы дают возможность установить сложную картину пространственной локализации продуктивных коллекторов, локальных участков нефтегазонасыщения, их морфогенетическую проявленность и изменчивость от горизонта к горизонту [1–3, 7]. Для юрских продуктивных комплексов морфология рельефа поверхности (рис. 4) существенно осложнена морфологией выступов фундамента. Для идентификации сейсморопаций и выявления участков повышенной мощности коллекторов в пласте Ю₂ дополнительно привлекались аномалии сейсмических параметров отражений. Так, в юрских отложениях месторождения выявлены аномалии энергий отражений (рис. 6), величин интервальной скорости, в которых интенсивными экстремумами отмечаются узкие извилистые тела, сейсморопации шнуркового типа: в виде протяжённых полос. Такая сейсморопация может характеризоваться как палеодельтовая русловая.

Геологические данные по продуктивным комплексам (бурение, ГИС) подтверждают, что продуктивные отложения пространственно неоднородны [4, 6], нефтегазонасыщенные отложения до-

полняют друг друга по латерали и разрезу. Изменив фациальный состав коллекторов. В валанжинских залежах это прибрежно-морские (дельтовые, баровые тела, валы и осадки склоновых комплексов), в ачимовских комплексах – осадки континентального склона, каньонов, дистальных конусов выноса, формировавшие обширные песчаные тела. В юрских комплексах – это тела меньшей мощности и латерального распространения.

Модель сейсмического параметра

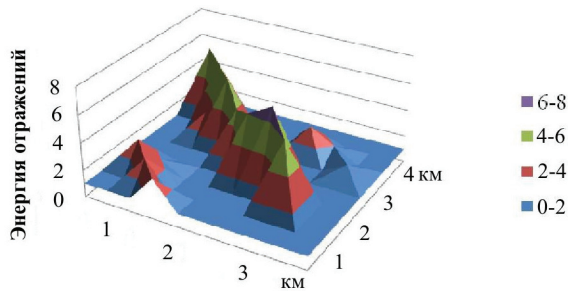


Рис. 6. Модель энергии отражений по отражающему горизонту малышевского комплекса в пределах центрального купола Песцового локального поднятия. Энергии отражений – в условных единицах. Модель для фрагмента структурной карты 3597х4879 м в районе скв. 208, 210

Среднеюрские отложения на месторождении характеризуются весьма широким спектром состава и условий образования. Устойчивая связь положительных форм палеорельефа с повышенными мощностями песчаных тел, а энергий отражений и величин интервальной скорости – с участками нефтегазонасыщенных пород (рис. 3) говорит о возможности применения сейсморазведки в качестве достоверного источника фациальной информации.

Электрофациальными и литофациальными исследованиями ядерного материала в породах среднеюрской части разреза [9] установлены следующие группы фаций: *заливно-лагунного побережья; группа дельтовых фаций; фаций отложений открытого подвижного мелководья.*

В региональной стратиграфической схеме, принятой в Новосибирске для ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири, территория исследований – Песцовая площадь, относится к Уренгойскому структурно-фациальному району, входящему в Обь-Тазовскую фациальную область. Обь-Тазовская фациальная область представлена преимущественно прибрежно-морскими отложениями с участием дельтовых и континентальных фаций [5].

Изученные среднеюрские отложения [9] относятся к тюменской свите. Тюменская свита (малышевский горизонт) представлена переслаиванием темно-серых глин, глинистых песчаников, алевролитов с буроватым оттенком, отмечаются биотурбированные прослои, пирит.

Песчаные пласты по результатам палеонтологических исследований [9] здесь индексируются как Ю₂–Ю₄. Стратиграфический объем малышевского

горизонта – верхи верхнего байоса – до нижней половины верхнего бата. Перекрывается тюменская свита на исследуемой территории отложениями абалакской свиты васюганского горизонта. Вверх по разрезу наблюдается постепенный переход от дельтовых фаций к фациям подвижного мелководья.

Тип фации, определённый по результатам сейсмофациальных исследований (например, рис. 6), уточнялся по результатам литологических и минералогических методов анализа по образцам керна. С применением корреляционных связей: «кern»–«кern», «кern»–«геофизика», «кern»–«физика пласта», «кern»–«сейсморазведка» для юрских отложений удалось установить однородность структуры коллектора, небольшие величины вариаций пористости и проницаемости в продуктивных ячеях коллекторов, а значит близкий тип фаций для нефтенасыщенных резервуаров в однообразных отложениях (таблица).

Таблица. Емкостные характеристики коллекторов и особенности их проявления в сейсмоданных

Песцовое месторождение						
№ скважины	$K_{п.л.}$ отн. ед.	H , м	$K_{п.тр.}$ отн. ед.	$E_{отр.}$ усл. ед.	$T_{инт.}$, мс	$K_{п.кар.}$ %
211, 17, 210		24	0,27	0,3	230	19,2
15, 218, 20, 24		22	0,31	0,27	245	17,6
26, 224	0,16	16		0,42	270	15,9
12	0,20	15		0,45	281	18,8
551		19	0,3	0,73	264	21,1

Результаты исследований мощности (H , м), пористости коллекторов ($K_{п.л.}$, отн. ед.), в том числе в карбонатизированных зонах ($K_{п.кар.}$, %), и её изменчивости в трещинных участках коллекторов ($K_{п.тр.}$, отн. ед.), а также особенностей проявления величин эффективных параметров продуктивного пласта Ю₂ в энергии сейсмических отражений ($E_{отр.}$, усл. ед.) по перекрывающим песчаный коллектор горизонтам (рис. 6) и в интервальном времени ($T_{инт.}$, мс) представлены в таблице. Значения величин пористости существенно возрастают в трещинных зонах. Этим участкам обычно соответствуют повышенные мощности песчаных отложений коллектора. Некоторые понижения величин параметров энергий сейсмических отражений связаны с продуктивностью коллекторов [8]. Уменьшение интервального времени, вероятно, обусловлено наличием аномалий скорости в нефтегазовых комплексах.

По результатам исследования керна (10 скважин) песчаный пласт Ю₄ слагают отложения дельтовых рукавов и внутридельтовых заливов. Литологически пласт представлен неравномерным переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов. Породы имеют горизонтально-косослоистую, волнистую, прерывистую, линзовидную слоистость, обусловленную намывами глинистого материала. Мощность песчаного пласта выдержана и практически не изменяется, составляя в среднем 25...28 м.

Песчаный пласт Ю₃, представленный отложениями внутридельтовых заливов, прирусловых валов и осадками малоподвижного мелководья, сложен преимущественно серыми, светло-серыми в основном мелкозернистыми песчаниками и алевропесчаниками, часто карбонатизированными, с ещё меньшей долей алевролитов и аргиллитов. В существенно песчаных пропластках для образцов керна характерен запах УВ. Мощность пласта не выдержана и изменяется от 35 до 50 м.

Тюменская свита на месторождении представлена пластом Ю₂. Пласт по результатам исследования kernового материала (8 скважин) слагают осадки подвижного мелководья. Постепенный переход к более удаленным от берега фациям, а так же наблюдаемое уменьшение размерности отложений к кровле пласта, вероятно, может свидетельствовать о происходившей на данной территории трансгрессии.

Пласт имеет большую мощность порядка 40...45 м. Особенностью пласта является высокая песчанистость, с небольшой долей алевролитов и аргиллитов, и тяготеющее к кровле пласта наличие глинистых разностей. Отмечается интенсивная карбонатизация песчаников. Характерной чертой является наличие по всему разрезу пласта Ю₂ запаха УВ в песчаных породах.

Исходя из анализа разрезов, моделей структурных поверхностей, сейсмофаций и вещественного состава по результатам исследования kernового материала, можно предположить, что в пределах рассматриваемой территории в среднеюрское время продолжала существовать палеорека, протекавшая в северо-восточном направлении, и в ее пределах можно ожидать породы с улучшенными коллекторскими свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Устинова В.Н. Сейсмические данные на этапе разведки нефтяных и газовых месторождений // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 1. – С. 67–72.
2. Устинова В.Н., Зиборов С.С., Гаврилов С.Н., Горкальцев А.А., Филимонова А.И., Бойло О.И. Геологоразведочные работы на Двуреченском месторождении, решение задач картирования песчаных фаций и выделение зон высокоёмких коллекторов // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 27–33.
3. Устинова В.Н., Устинов В.Г., Данилов И.В., Горкальцев А.А., Филимонова А.И. Сейсмоморфологический анализ при прогнозе нефтегазоносности на Первомайском месторождении нефти // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2004. – № 6. – С. 44–48.
4. Мстиславская Л.П., Павлинич М.Ф., Филиппов В.П. Основы нефтегазового производства. – М.: Изд-во Нефть и газ, 2008. – 276 с.
5. Решение VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. – Новосибирск, 2003. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. – 114 с.

С точки зрения выявления залежей УВ в среднеюрском комплексе наибольший интерес представляют песчаные пласты тюменской свиты Ю₂, Ю₄, сформировавшиеся в переходных условиях от континентального к мелководно-морскому режиму осадконакопления и отличающиеся от нижележащих пластов лучшими коллекторскими свойствами и повышенными эффективными толщинами.

Дальнейшие исследования особенностей геологического строения месторождения и характера его нефтегазонасыщения требуют решения ряда взаимосвязанных и сложных вопросов [10], среди которых – геолого-тектоническое строение разновозрастных комплексов, характер литолого-фациального замещения продуктивных пластов, фациальный облик песчаных коллекторов, син- и постдиagenетические преобразования в песчаниках. Комплексные сейсмогеологические исследования позволяют получить пространственные модели нефтегазонасыщенных комплексов.

Выводы

Сейсморазведка в комплексе с геологическими исследованиями в скважинах позволяет решать ряд сложных задач идентификации и пространственного распространения песчаных фаций нефтегазоносных отложений. Сейсмофациальная интерпретация наряду с электрофациальным анализом предоставляет важный материал для определения типа песчаной фации и её пространственной локализации. Генетическая принадлежность литотипов песчаных пород, определённая локально в скважинах по результатам анализа kernового материала, устанавливается в сейсмоморфоповерхностях и аномалиях сейсмических параметров.

6. Grace J.D., Hart G.F. Urengoy gas field – U.S.S.R., West Siberian Basin, Tyumen District // AAPG Special Volumes. Volume TR: Structural Traps III: Tectonic Fold and Fault Traps, 1990. – P. 309–335.
7. Устинова В.Н. Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей // Отечественная геология. – 2005. – № 6. – С. 23–27.
8. Устинова В.Н., Устинов В.Г. Тектонически-напряжённые зоны нефтегазоносных структур и их изучение по данным сейсморазведки // Геофизика. – 2004. – № 1. – С. 13–18.
9. Стариков Н.Н. Литолого-фациальные особенности среднеюрских отложений на примере Песцового месторождения (Ямало-Ненецкий автономный округ) // Геология в развивающемся мире: Матер. Междунар. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых. – Пермь: Изд-во ПГУ, 2011. – С. 204–206.
10. Сулейманов Р.С., Маринин В.И., Зайчиков Г.М. Перспективы развития ресурсной базы Уренгойского нефтегазоносного комплекса // Вестник ассоциации буровых подрядчиков. – 2007. – № 4. – С. 10–16.

Поступила 26.01.2013 г.

УДК 553.493.5:552.331.4

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В РАСПЛАВАХ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

А.Ф. Коробейников, А.И. Гусев*

Томский политехнический университет

E-mail: lev@tpu.ru

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск

E-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по поведению золота в расплавах различной кремнекислотности. На основании авторских данных и результатов других исследователей намечен основной термодинамический и петрологический механизм поведения золота в расплавах. Установлена важная роль смены режима окисленности-восстановленности расплавов. Отмечена роль коэффициента разделения элементов при эволюции и фракционировании расплавов. Более предпочтительна ассоциация крупных и гигантских месторождений золота с восстановленными магмами, сформировавшимися в процессе контаминации углеродистым коровым материалом родоначальных мантийных базальтоидных магм.

Ключевые слова:

Поведение золота, петрология магматизма, геохимия, флюидный режим, рудоносность, мантийно-коровое взаимодействие, фракционирование, расплав, магнетит, сульфиды меди и железа, золото.

Key words:

Behavior of gold, petrology of magmatism, geochemistry, fluid regime, ore mineralization, mantle-crust interaction, fractionation, melt, magnetite, sulfides of copper and iron, gold.

Введение

Проблемы поведения золота и его фракционирования из магматических расплавов наиболее чётко высвечиваются в результате геохимических и экспериментальных работ, которые проводились многими учёными мира. Содержания золота и его распределение в породах и конституционных минералах изверженных горных пород даёт существенную информацию о рудогенерирующем потенциале магм и особенностях поведения золота в ассоциированных золоторудных месторождениях [1–3]. Для выяснения некоторых аспектов поведения золота и его фракционирования по возможности учтены последние данные по обсуждаемой проблеме, имеющей не только фундаментальное, но и прикладное значение, что и определяет актуальность исследования.

Поведение золота в расплавах и особенности его фракционирования

Поведение золота в расплавах определяется многими причинами. В различных термодинамических и физико-химических условиях золото проявляет многообразные свойства, влияющие на его поведение. Золото, в первую очередь, обладает переменной валентностью и в зависимости от этого меняется характер поведения в расплавах. По мнению А.А. Маракушева [4], одновалентное золото по кислотно-щелочным свойствам резко отличается от трёхвалентного, что приводит к образованию отдельных парагенезисов. Кроме того, магматические расплавы в отношении золота оказываются стерильными из-за того, что золото в расплавах имеет высокие координационные числа, а это обуславливает его исключительно слабые связи с кислородом расплава [4].

В работе И.Д. Рябчикова с соавторами [5] на основе экспериментальных данных по растворимости золота при 750...850 °С в хлоридных растворах, равновесных с гранитным расплавом, дан общий физико-химический и термодинамический анализ его поведения в процессе дегазации магм. Показано, что концентрация насыщения гранитного расплава золотом должна достигать $5 \cdot 10^{-4}$ мас. %, а с учётом его реального распределения в гранитоидах $4,5 \cdot 10^{-7}$ мас. % эти породы оказываются недосыщенными металлом примерно в 1000 раз.

Е.Н. Диман и Б.В. Олейников на основе теоретических расчётов степени насыщения растворов при условии растворимости золота в сосуществующих фазах установили, что расплавы, из которых отделяются растворы, не насыщены золотом [6].

А.Ф. Коробейников и А.Г. Миронов обстоятельно рассмотрели поведение золота при дифференциации базальтовых и гранитоидных магм, при формировании различных фаз габброидных и гранитоидных интрузий и фракционирования его в процессе кристаллизации магм различной кремнекислотности. Установлена ведущая роль сульфидизации в становлении рудогенерирующих расплавов в верхней мантии и земной коре [7].

А.Ф. Коробейниковым на основе распределения золота в магматических породах рассчитаны коэффициенты распределения золота K_p^{Au} между жидкой и твёрдой фазами кристаллизующихся расплавов основного и кислого составов. Для толеитовых магм K_p^{Au} оценивается как 1,3:1 в начальную и 2,5:1 в конечную стадию кристаллизации. Для рудогенерирующих гранитоидных магм K_p^{Au} определён как 26:1 в начальную стадию кристаллизации и 5,5:1 в заключительную. Рассчитаны также K_p^{Au} между твёрдыми фазами и флюидами области суб-

солидуса (по содержанию Au в минералах пегматитов, магнезиально-скарновых зон, автотасоматитов). Для толеитовых интрузий K_p^{Au} оценивается как 1:21, а для рудогенерирующих гранитоидных интрузий – как 1:53–1:29. Трансмагматические флюиды также могли транспортировать золото, поскольку при кристаллизации расплавов в промежуточных камерах выявлено 2–5,5-кратное накопление его в продуктах их кристаллизации и установлено его накопление до 1,7–114 раз в минералах магнезиальных скарнов, возникавших ещё в магматический этап. Тем самым подтверждается возникновение золотоносных растворов, способных формировать эндогенные месторождения золота [8].

Важное значение в металлогении золота имеет окислительно-восстановительная обстановка расплавов. С. Ишихара обратил внимание на тот факт, что в окислительной обстановке золото присутствует в виде бисульфидных комплексов, а в условиях разной степени окисленности-восстановленности золото может присутствовать в хлоридных комплексах [9]. Предложено разделение интрузивно связанных золоторудных систем на окисленные и восстановленные [10–14], что имеет важное значение, определяющее масштабы оруденения [15].

В порядке понимания роли гранитного магматизма в металлогении золота и других металлов С. Ишихара выделил магнетитовую и ильменитовую серии гранитоидов, основанных на различной фугитивности кислорода (fO_2) в расплаве [9, 16], суммированные в табл. 1.

Таблица 1. Классификационная схема С. Ишихара по [9]

Показатели	Серии гранитоидов	
	Ильменитовая серия	Магнетитовая серия
Фугитивность кислорода в расплаве (fO_2)	Редуцированная (восстановленная)	Окисленная
Соотношения ильменита и магнетита в породах	Ильменита >> магнетита	Магнетита >> ильменита
Первичные отношения в (Fe_2O_3/FeO) гранитоидах	<0,5	>0,5
Контроль фугитивности кислорода (fO_2)	Инкорпорация (контаминация) корового углерода	Диссоциация воды

Согласно этой схеме магнетитовая серия гранитоидов производна из более окисленных расплавов и характеризуется присутствием значительного количества магнетита (более 1 % по объёму). С другой стороны, ильменитовая серия гранитоидов производна из редуцированных расплавов, которые имеют меньшее количество рудных минералов (менее 1 % по объёму), при этом ильменит является преобладающей фазой в породе.

С металлогенической точки зрения С. Ишихарой с соавторами показано, что фугитивность кислорода (fO_2) значительно воздействует на содер-

жание золота в гранитоидных породах. В гранитоидных плутонах Японии среднее содержание золота в породах магнетитовой серии почти в 2 раза выше (4,3 мг/т), чем в ильменитовой (2,5 мг/т) [17]. Такое поведение золота в расплавах может интерпретироваться как совместимое поведение золота в родоначальных расплавах магнетитовой серии гранитоидов и в противоположность этому – как несовместимое поведение золота в расплавах ильменитовой серии гранитоидов.

Как очевидный результат этой интерпретации некоторые исследователи заметили тенденцию плутоно-связанных месторождений золота с более редуцированными интрузивами, относящимися к ильменитовой серии гранитоидов по С. Ишихара [18, 19]. Работами Д. МакКоя и соавторов показано, что плутоны Северной Америки, с которыми ассоциируют плутонически связанные месторождения золота, относятся к гранитоидам ильменитовой серии, обязаны несовместимому поведению золота в редуцированных расплавах [19]. Авторы сравнили содержания золота в трендах дифференциации для золота в благоприятных плутонах (с известными месторождениями – плутон Фэйрбэнк) и для безрудных плутонов (массив Чугач). При этом установлено, что золото позитивно коррелируется с кремнием (Si) в ильменитовой серии плутонов и негативно с кремнием (Si) в магнетитовой серии интрузивов. А.Ф. Коробейников выявил ещё ранее тенденцию аккумуляции золота в аксессуарных минералах поздних дифференциатов некоторых плутонов, подтвердив возможное несовместимое поведение золота и концентрацию его в остаточных расплавах и флюидах [20].

Важное значение имеют катионные радиусы металлов в аксессуарных фазах гранитоидов. По данным Р. Шеннона и К. Превита, катионные радиусы железа и золота разных валентностей приведены в табл. 2.

Таблица 2. Катионные радиусы железа и золота по [21]

Катионы	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Au^+	Au^{3+}
Радиус (Å)	0,92	0,785	1,46–1,49	0,910

Анализ табл. 2 показывает, что радиус катиона Au^{3+} очень близок к Fe^{2+} , и поэтому трёхвалентное золото должно тяготеть к закисному железу.

Согласно первому правилу Л. Полинга:

$$Au^{3+}R_{\text{катион}}/R_{\text{анион}}=0,910/1,26=0,722 - 6 \text{ координация}$$

$$Fe^{2+}R_{\text{катион}}/R_{\text{анион}}=0,92/1,26=0,730 - 6 \text{ координация}$$

$$Au^+R_{\text{катион}}/R_{\text{анион}}=1,46/1,26=1,159 - 12 \text{ координация}$$

Из приведенного следует, что Au^{3+} может замещать Fe^{2+} в шестерной координации в структурах магнетита и ильменита [22]. Для Au^+ такое замещение невозможно.

Отсюда следует, что в магнетитовой серии расплавов Au^{3+} будет легко замещать Fe^{2+} в магнетите. По этой причине магнетит гранитоидов содержит золота более 1 г/т [18]. Это подтверждено исследованиями А. Миронова и С. Жмодика, которые ис-

пользовали золото-радиоизотопы (Au^{195}), позволившие установить, что золото входит в кристаллическую решётку магнетита, так же как и сульфидов [23]. Кроме того, так как Au^{3+} инкорпорируется в кристаллизующийся магнетит, это обеспечивает окисление Au^+ до Au^{3+} . И если это происходит достаточно долго, то всё золото в расплавах, формирующих магнетитовую серию гранитоидов, будет сконцентрировано в магнетите. Такой сценарий поведения золота в окисленных расплавах не приведёт к концентрации золота в остаточных флюидах и не способствует образованию концентрированного оруденения [22]. Другой сценарий поведения золота наблюдается в расплавах, дающих гранитоиды ильменитовой серии (восстановленные условия), в которых происходит накопление золота в остаточных флюидах, приводящих к формированию концентрированного золотого оруденения.

Доказано экспериментальными данными, что кристаллизация и растворение силикатных минералов в расплавах не имеет значительного воздействия на содержание золота в породообразующих минералах гранитных магм, так как доминирующая часть золота концентрируется в сульфидах. Поведение золота как несовместимого элемента в расплавах приводит к тенденции концентрации его в остаточных расплавах, в которых происходит диссоциация серы.

Особенно ценная информация получена в последнее десятилетие, когда мономинеральные фракции, и особенно сульфиды, стали анализировать прецезионными методами исследования, такими как протонно-наведенный эмиссионный рентгеноспектральный (X-gau) анализ, ионно-пробный и лазерно-абляционный с индуктивно связанной плазмой масс-спектрометрический анализ (LA-ICPMS) [24, 25]. LA-ICPMS позволяет определять гетерогенные расплавные включения в любом минерале-хозяине из изверженной породы и количественно анализировать их состав без предварительной температурной регомогенизации [25–28]. Эти сульфидные минералы первоначально формируют сегрегации несмешивающегося сульфидного расплава, встречающиеся как пирротиновые (PSS), промежуточные (ISS) или борнитовые твёрдые растворы (BSS) из насыщенных серой силикатных расплавов в области субсолидусных процессов (растворением, перекристаллизацией, реакциями с поздними гидротермальными флюидами) [29–32]. Сульфидные включения в магматических фенокристаллах могут обеспечить существенную информацию о ранней и поздней стадиях развития расплава [26].

Многочисленные исследования показали, что магматические сульфидные минералы, представленные в изверженных породах, варьируют по составу. Эти сульфидные минералы обычно встречаются как мельчайшие включения в мафических силикатах (амфиболах, биотитах, пироксенах, мусковитах) и оксидах (например, в магнетите) [29, 31–34]. Экспериментальные исследования по-

казали, что золото сильно селекционируется сульфидными минералами, осаждаемыми из фельзических силикатных расплавов [35–37], подтверждая тем самым, что поведение золота в изверженных системах контролируется сульфидными минералами. Природные системы показывают такое же поведение золота [26, 27]. Состав и физико-химические условия, при которых сера насыщает фельзические расплавы, можно выявить путём экспериментального изучения [38–43], хотя природные системы могут быть и более комплексными. Количественные определения содержания золота в первичных сульфидных и породообразующих минералах в гранитоидах могут обеспечить ключевую информацию в поведении золота в различных магматических процессах. Фундаментальное понимание поведения золота необходимо для оценки факторов, которые контролируют развитие интрузивно-связанных золотых месторождений.

Эксперименты продемонстрировали, что золото концентрируется сульфидными минералами в последовательности снижения концентраций: борнит>халькопирит>пирротин>пирит [35, 37, 38]. Эксперименты по системе пирротин–промежуточный твёрдый раствор (ISS)–гранитный расплав–Au при 850 °C и давлении 100 МПа показали, что золото предпочтительнее сепарируется в ISS, чем в пирротин [37]. Эксперименты при 700 °C и 140 МПа продемонстрировали, что пирит может содержать до 6 г/т в Au-насыщенных хлоридных растворах [35] в противоположность халькопириту (3000 г/т Au), пирротину (~9 г/т Au) и магнетиту (~3 г/т Au) [38]. Магнетит может содержать 3 г/т Au, в то время как кварц содержит только 0,5 г/т Au в Au-насыщенных, серой обеднённых системах водные пары–рассол–силикатный расплав при 800 °C, давлении 140 МПа и в присутствии NNO буфера [44]. Действительно, золото предпочтительно концентрируется в халькопирите, арсенопирите, пирротине и пирите в большинстве гидротермальных золотых месторождениях и в сульфидах [45, 46]. Помимо указанных сульфидов, золото в максимальных концентрациях отмечено в халькозине (от 1500 до 4500 г/т) руд Синюхинского и Ульменского золото-медно-скарновых месторождений Горного Алтая [14, 47]. В гранитоидах юго-западного Нью Брансвика золото концентрируется в пиритах в количествах от <0,02 до 21 г/т [48]. Намного меньшие вариации концентраций золота в тех же гранитах отмечены для пирротина (от <0,02 до 0,34 г/т), чем для пирита [48].

Золото обычно встречается как микровключения в минералах в условиях пересыщения золота в растворах [49]. Золото и мышьяк близко связаны в мышьяковистом пирите с линейным соотношением: $c_{Au} = 0,02c_{As} + 4 \cdot 10^{-5}$ (где c_{Au} и c_{As} – концентрации золота и мышьяка, соответственно). Твёрдые растворы золота (Au^+) входят в арсенопирит, замещающая Fe^{2+} [50, 51]. Рентгеновским адсорбционным анализом и вторичным ионным массспектрометрическим анализом As-содержащего пирита уста-

новлено, что твёрдые растворы золота существуют в двух координациях: Au^0 и Au^+ . При этом Au^+ может встречаться в мышьяковистом пирите в двух формах, включая Au^+ в вакансиях неизученных комплексов $Au-As-S$ и дефектах структуры в октаэдрической позиции [52]. Если механизм, при котором комплексы $Au(HS)$ и $Au(S_2)$ адсорбируются на поверхностях роста пирита, является возможным, то вхождение золота в мышьяковистый пирит зависит от вакансий в пирите и дефектов поверхности кристаллов пирита [53].

Экспериментальные и эмпирические данные подтверждают, что сульфидные минералы аккумулируют почти всё золото из расплавов гранитного состава. Подтверждено, что насыщение серой расплава является ключевым фактором, контролирующим поведение золота в магматических системах. Золото является несовместимым элементом в магме, пока расплав не насыщен серой. И только по достижению серой критической точки насыщения расплава, поведение золота становится совместимым в расплавах гранитоидных магм. Распределение золота в системе сульфиды–расплав $D_{Au}^{Sulfide/melt}$ является функцией $T-P-X-fO_2$ [54], и дальнейшими экспериментами показано, что возможность оценки $D_{Au}^{Sulfide/melt}$ зависит от указанных термодинамических параметров (температуры, давления, состава расплава, фугитивности кислорода).

Главными факторами, воздействующими на растворение серы в расплавах, являются источник магмы, температура, давление, состав расплава, редокс потенциал и диффузия серы [39–43, 55]. Источниками серы считаются факторы, контролирующие насыщение серой родоначальных магм. Уменьшение температуры и давления вызывает снижение растворимости серы, если фугитивность кислорода остаётся постоянной [39, 40], хотя влияние давления нуждается в пересмотре [41]. Фельзические магмы с низким содержанием железа характеризуются более низкой растворимостью серы сравнительно с мафическими составами [39, 56]. Сульфиды доминируют в расплавах при редуцированных (восстановленных) условиях (fO_2 ниже кварц-фаялит-магнетитового (QFM) буфера), в то время как сульфатная форма серы преобладает при относительно окисленных условиях (fO_2 выше QFM+2 буфера) [40].

Особенности поведения серы в расплаве и дегазация, вероятно, контролируется диффузией серы [57]. Смешение магм различного состава (например, мафической с фельзической) может привести к образованию гибридной мафической магмы, насыщенной серой [29]. Аналогично контаминация супракристалльным материалом мафических магм может привести к раннему насыщению серой [58]. Такая контаминация корового материала особенно заметна и действенна при генерации золото-черносланцевого оруденения (месторождения Мурунтау, Бакырчик и другие), где гранитоидные магмы шошонитового и адакитового типов, контаминируя сланцы с повышенным содержанием серы и угле-

родистого материала, приобретают свойства сильно восстановленных систем. Они обогащаются флюидами с высокими концентрациями сульфидной серы, селекционирующей золото из генерирующего очага.

Термодинамические условия поведения золота в расплавах ($T-P-fO_2$) были изучены К. Янгом с соавторами для различных золотоносных гранитоидов Нью Брансвика (Канада), которые суммированы на рис. 3 [48, 59, 60]. Этими авторами установлено, что гранитоиды шошонитовой серии имеют более высокие температуры кристаллизации, чем гранитоиды I-типа. Однако последние и редуцированные шошонитовые гранитоиды имеют более низкие значения фугитивности (fO_2), чем в нормальных окисленных гранитоидах (рисунок).

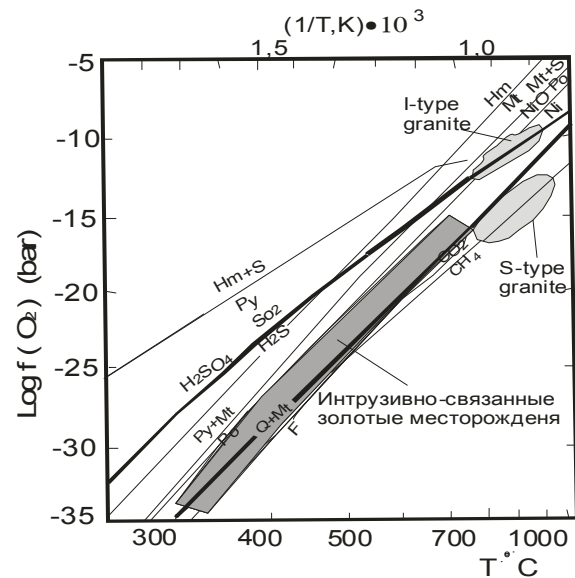


Рисунок. Диаграмма температура–фугитивность кислорода для I- и S-типов гранитоидов и интрузивно-связанных золоторудных месторождений, скомпилированная по [19, 61]. Шкала температур логарифмическая

Тонкими линиями показаны fO_2-T условия для редокс буферов Hm-Mt (гематит-магнетитового), N-NO (никель-бунзенитового), Q-Mt-F (кварц-магнетит-фаялитового), Mt-S-Po (магнетит-серапирротитового), Py-Mt-Po (пирит-магнетит-пирротитового). Толстыми линиями показаны отношения мольных долей $SO_2/H_2S=1$ и $H_2S/HSO_4=1$, $SO_2/HSO_4=1$ и CO_2/CH_4 при давлении $P_{общ.-флюид} = 100$ МПа.

Группа исследователей [62] на основе проведения тонких геохимических исследований рудогенерирующих интрузивных образований Пуал Ридж пришла к выводу, что ассоциация крупных Au-Cu-Ag месторождений в конвергентных окраинах является главным атрибутом высокого содержания халькофильных элементов в родоначальных мантийных магмах, генерированных в субдукционных зонах относительно окисленных мантийно-производных пород от базальтоидов до риолитов. Установлено, что инициальные количества основных (Cu, Pb, Zn и других) и благородных металлов в ро-

дональных базальтах изученной островной дуги Пуал Ридж близки концентрациям в срединно-океанических хребтах (Middle Ocean Ridge Basalts – MORB), потому что, вероятно, MORB являются не насыщенными сульфидной фазой, которая является следствием их более окисленного состояния, чем MORB. Поведение S в процессе эволюции магм островной дуги Пуал Ридж является неясным только в поздней стадии потери SO_2 в процессе излияний на дно, но авторами показано, что это может подразумевать использование Se как заменителя S, так как селен близок сере по особенностям миграции с серой в процессе магматической эволюции, за исключением условий дегазации при низком давлении вблизи морского дна.

Выявлено, что пик магнетитового фракционирования при 60 вес. % SiO_2 и магнезиального числа (Mg#) ~40 сопровождается уменьшением содержания Au, Cu и Ag, обусловленным отделением (сепарацией) Cu-Au-обогащённых флюидов, которые также содержат Se, подтверждая факт, что фракционирование магнетита в базальтоидных расплавах является триггерным механизмом их сульфидного насыщения. Петрологическое моделирование обнаруживает, что даже небольшое количество фракционированного магнетита является достаточным для превращения большей части S, первоначально растворённой в магме, в сульфат (SO_4^{2-}), а затем в сульфид (S^{2-}), триггируя насыщение в Cu-обогащённую сульфидную фазу, экспериментально идентифицированную как борнит (Cu_3FeS_4). Эта сульфидная фаза секвестрирует золото и серебро, и элементы той же самой валентности, такие как Ni, Re, Pt, которые подтверждают, что эта фаза кристаллизуется скорее, чем несмешиваемый сульфидный расплав. Ассоциация главных медно-золотых месторождений в связи с магмами конвергентных окраин обусловлена специфическими процессами магматической эволюции при окислительных условиях. Такой механизм приводит к таким подобным расплавам к фракционированию магнетита, триггируя насыщение расплава сульфидной серой в медно-обогащённых сульфидах.

В эту же самую стадию фракционирования магнетита происходит уменьшение P_2O_5 и Sr (при ~60 вес. % SiO_2), указывая на то, что в это же время происходит насыщение апатитом. Эта взаимосвязанная картина фракционирования и насыщения последующих расплавов апатитом выявлена в аналогичных магмах соседнего островодужного Бассейна Восточного Мануса [62].

Выводы

1. В заключение следует отметить, что предпочтительная связь золотого оруденения намечается для восстановленных плутонов, становление которых связано со значительной контаминацией углеродистого материала, где золото ведёт себя как несовместимый элемент в кислых расплавах. При этом золото будет накапливаться в заключительных фазах становления редуцированных плутонов и во флюидной фазе, что приводит к формированию концентрированного оруденения золота. Окислительная обстановка (окисленные плутоны) не приводит к концентрации золота в остаточных флюидах и не способствует образованию концентрированного оруденения золота. Важное значение в оценке золотоносности гранитоидов имеют особенности состава гранитоидов и взаимоотношения $D_{\text{Au}}^{\text{Sulfide/melt}}$ химического состава расплавов, $T-P-f\text{O}_2$ и другие параметры, определяющие особенности поведения и отделения золота из расплавов.
2. Петрологическое моделирование на основе геохимических данных по фракционированию магнетита в эволюции островодужных расплавов базальтоидной магмы при фракционировании магнетита несколько увеличивает восстановленность более кислых расплавов (с содержаниями SiO_2 выше 60 вес. %) за счёт удаления магнетита из расплава.
3. Петрологическое моделирование подтверждает обогащённость многих месторождений золота и меди элементами платиновой группы в островодужных относительно кислых гранитоидных магмах, прошедших стадию фракционирования магнетита в расплавах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Müller D., Groves D.I. Direct and indirect association between potassic igneous rocks, shoshonites and goldcopper deposits // *Ore Geol. Review*. – 1993. – V. 8. – P. 383–406.
2. Candela P.A. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals // *Journal Petrol.* – 1997. – V. 38. – P. 1619–1633.
3. Kesler S.E., Chrysosulis S.L., Simon G. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate // *Ore Geol. Review*. – 2002. – V. 21. – P. 103–124.
4. Маракушев А.А. Геохимические особенности золота в условиях его эндогенной концентрации // *Геохимия золота*. – Владивосток: Изд-во «Владос», 1978. – С. 23–39.
5. Рябчиков И.Д., Ефимов А.Е., Кулагин В.М., Шилин Н.А. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации магм // *Проблемы геохимии эндогенных процессов*. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 14–18.
6. Диман Е.Н., Олейников Б.В. О коэффициентах распределения золота между расплавом, флюидом и твёрдой фазой // *Методы экспериментальных исследований гидротермальных равновесий*. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 147–157.
7. Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1992. – 217 с.
8. Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 235 с.
9. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Min. Geol.* – 1977. – V. 27. – P. 293–305.
10. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Miner. Deposita*. – 1999. – V. 34. – P. 323–334.

11. Thompson J.F.H., Newberry R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions // *Society of Economic Geologists, Reviews* 13. – 2000. – P. 377–400.
12. Hart C.J.R., Mair J.L., Goldfarb R.J., Groves D.I. Source and redox controls of intrusion-related metallogeny, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon, Canada // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*. – 2005. – V. 95. – P. 339–356.
13. Hart C.J.R. Reduced Intrusion-Related Gold Systems // *Econ. Geol.* – 2006. – V. 101. – № 7. – P. 1415–1427.
14. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и Горной Шории. – Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. – 370 с.
15. Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С. Восстановленные интрузивно связанные золоторудные системы // *Известия Томского политехнического университета*. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 45–52.
16. Ishihara S. The granitoid Series and mineralization // *Econ. Geology* 75th Anniversary Volume. – 1981. – P. 458–484.
17. Ishihara S., Kimura K., Ohta K., Sato T. Content of gold in Japanese granitoids: preliminary results // *Kodzan Tisitu*. – 1985. – V. 35. – № 4. – P. 295–298.
18. Leveille R.C.A., Newberry R.J., Bull K.F. An oxidation state-alkalinity diagram for discrimination some gold-favorable plutons: An empirical and phenomenological approach // *Geological Society of America Abstracts with Programs*. – 1988. – V. 20. – P. 142.
19. McCoy D., Newberry R.J., Layer P., D. Marchi J.J., Bakke A., Mastermann J.S., Minehane D.L. Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska // *Econ. Geology Monograph*. – 1997. – V. 9. – P. 191–241.
20. Коробейников А.Ф. Золото в аксессуарных минералах интрузивных пород // *Геохимия*. – 1980. – № 8. – С. 1183–1197.
21. Shannon R.D., Prewitt C.T. Effective ionic radii in oxides and fluorides // *Acta Crystall.* – 1969. – V. 25. – № 8. – P. 925–945.
22. Rosa D.R.N. The incompatible behavior of gold in reduced magmas; a working hypothesis // *Comunicações Geológicas*. – 2005. – V. 92. – P. 75–78.
23. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Отложение золота в сульфидах на основе данных ауторадиографического использования радиоизотопа Au¹⁹⁵ // *Геохимия*. – 1980. – № 7. – С. 985–991.
24. Hervig R.L., Mazdab F.K., Danielson L., Sgarp T.G., Hamed A., Williams P. SIMS microanalyses for Au in silicates // *Amer. Mineral.* – 2004. – V. 89. – P. 498–504.
25. Pettke T., Halter W.E., Webster J.D., Aigner-Torres M., Heinrich C.A. Accurate quantification of melt inclusion chemistry by LA-ICPMS: a comparison with EMP and SIMS and advantage and possible limitations of these methods // *Lithos*. – 2004. – V. 78. – P. 333–361.
26. Halter W.E., Pettke T., Heinrich C.A., Rothen-Rutishauer B. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification // *Chem. Geol.* – 2002. – V. 183. – P. 63–86.
27. Halter W.E., Heinrich C.A., Pettke T. Magma evolution and formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions // *Mineral Deposita*. – 2005. – V. 39. – P. 845–863.
28. Cabri L.J., Sylvester P.J., Tubrett M.N., Peregoedova A., Laflamme J.H.G. Comparison of LAM-ICP-MS and micro PIXE results for palladium and rhodium in selected samples of Noril'sk and Talnakh sulfides // *Canadian Mineral.* – 2003. – V. 41. – P. 321–329.
29. Keith J.D., Whitney J.A., Hattori K., Ballantyne G.H., Christiansen E.H., Barr D.L., Cannan T.M., Hook C.J. The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic districts, Utah // *Journ. Petrol.* – 1997. – V. 38. – P. 1679–1690.
30. Vaughan D.J., Craig J.R. Sulfide ore mineral stabilities, morphologies, and intergrowth textures. *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. – New York: The Pennsylvania State University, 1997. – P. 367–434.
31. Borrok D., Kesler S.E., Vogel T.A. Sulfide minerals in intrusive and volcanic rocks of the Bingham-Park City belt, Utah // *Econ. Geol.* – 1999. – V. 94. – P. 1213–1230.
32. Larocque A.C.L., Stimac J.A., Keith J.D., Humminicki M.A.E. Evidence for open-system behavior in immiscible Fe-S-O liquids in silicate magmas: implications for contributions of metals and sulfur to ore-forming fluids // *Can. Mineral.* – 2000. – V. 38. – P. 1233–1249.
33. Whitney J.A., Stormer J.R. Jr. Igneous sulfides in the Fish Canyon tuff and the role of sulfur in calc-alkaline magmas // *Geology*. – 1983. – V. 11. – P. 99–102.
34. Shaw C.S.J. Origin of sulfide blebs in variably metasomatized mantle xenoliths, Quaternary West Eifel volcanic field, Germany // *Can. Mineral.* – 1997. – V. 35. – P. 1453–1463.
35. Cygan G.L., Candela P.A. Preliminary study of gold partitioning among pyrrhotite, pyrite, magnetite, and chalcopyrite in gold-saturated chloride solutions at 600 to 700 °C, 140 MPa (1400 bar) // *Magmas, Fluid, and Ore Deposits, Short Course Series*. – 1995. – V. 23. – P. 129–137.
36. Candela P.A. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals // *Journal Petrol.* – 1997. – V. 38. – P. 1619–1633.
37. Jugo P.J., Candela P.A., Piccoli P.M. Magmatic sulfides and Au: Cu ratios in porphyry deposits: an experimental study of copper and gold partitioning at 850 °C, 100 MPa in a haplogranitic melt–pyrrhotite–intermediate solid solution–gold metal assemblage, at gas saturation // *Lithos*. – 1999. – V. 46. – P. 573–589.
38. Simon G., Kesler S.E., Essene E.J. Gold in porphyry copper deposits: experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400 to 700 °C // *Econom. Geology*. – 2000. – V. 95. – P. 259–270.
39. Poulson S.R., Ohmoto H. An evaluation of the solubility of sulfide sulfur in silicate melts from experimental data and natural samples // *Chem. Geol.* – 1990. – V. 85. – P. 57–75.
40. Carroll M.R., Webster J.D. Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas // *Rev. Miner.* – 1994. – V. 30. – P. 231–279.
41. Holzheid A., Grove T.L. Sulfur saturation limits in silicate melts and their implications for core formation scenarios for terrestrial planets // *Amer. Mineral.* – 2002. – V. 87. – P. 227–237.
42. O'Neill H.St.C., Mavrogenes J.A. The sulfide capacity and the sulfur content at sulfide saturation of silicate melts at 1400 °C and 1 bar // *Journ. Petrol.* – 2002. – V. 43. – P. 1049–1087.
43. Clemente B., Scaillet B., Pichavant M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolite melts // *Journ. Petrol.* – 2004. – V. 45. – P. 2171–2196.
44. Simon G., Pettke T., Candela P.A. Experimental determination of Au solubility in rhyolite melt and magnetite: constraints on magmatic Au budgets // *American Mineralogist*. – 2003. – V. 88. – P. 1644–1651.
45. Morey A.A., Tomkins A.G., Bierlein F.P. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite: examples from the Archean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgarn Craton, Western Australia // *Economic Geology*. – 2008. – V. 103. – № 6. – P. 599–614.
46. Large R.R., Danyushevsky L., Hollit C. Gold and trace element zonation in pyrite using a Laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits // *Econom. Geology*. – 2009. – V. 104. – P. 636–668.
47. Гусев А.И. Петрология золотогенерирующего магматизма. – М.: Изд-во РАЕ, 2012. – 160 с.
48. Yang X.M., Lentz D.R., Sylvester P.J. Gold contents of sulfide minerals in granitoids from southwestern New Brunswick, Canada // *Miner. Deposita*. – 2006. – V. 41. – P. 369–386.
49. Reich M., Kesler C.S., Utsunomiya S. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. et Cosmochimica Acta*. – 2005. – V. 69. – P. 2781–2796.
50. Tamocai C.A., Hattori K., Cabri L.J. «Invisible» gold in sulfides from Campbell mine, Red Lake greenstone belt, Ontario: evidence for mineralization during the peak of metamorphism // *The Canadian Mineralogist*. – 1997. – V. 35. – P. 805–815.

51. Cabri L.J., Newville M., Gordon R.A. Chemical speciation of gold in arsenopyrite // *The Canadian Mineralogist*. – 2000. – V. 38. – P. 1265–1281.
52. Simon G., Kesler S.E., Chryssolis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // *Econom. Geology*. – 1999. – V. 94. – P. 405–422.
53. Widler A.M., Seward T.M. The adsorption of gold (I) hydrothermal complex by iron sulphide surfaces // *Geochim. et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – P. 383–402.
54. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. – London: Longman Group UK Ltd, 1993. – 353 p.
55. Li C., Repley E.M. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits // *Miner. Deposita*. – 2005. – V. 40. – P. 218–230.
56. Frezotti M.L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: application to petrology // *Lithos*. – 2001. – V. 76. – P. 273–299.
57. Baker L.L., Rutherford M.J. Sulfur diffusion in rhyolite melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1996. – V. 123. – P. 335–344.
58. Leshner C.M., Burnham O.M., Keays R.R., Barnes S.J., Hulbert L. Geochemical discrimination of barren and mineralized komatiites in dynamic ore-forming magmatic system // *Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application to mineral exploration, short course notes*. – 1999. – V. 13. – P. 450–477.
59. Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thome K.G. Petrochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada // *Explor. Min. Geol.* – 2004. – V. 31. – P. 34–47.
60. Yang X.M., Lentz D.R. Chemical composition of rock-forming minerals in gold-related granitoid intrusions, southwestern New Brunswick, Canada: implications for crystallization conditions, volatile exsolution and fluorine-chlorine activity // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2005. – V. 150. – P. 287–305.
61. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // *Miner. Deposita*. – 2001. – V. 36. – P. 477–489.
62. O'Neill H.St. C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. The magnetite crisis in the Evolution of Arc-related Magmas and Initial Concentrations of Au, Ag and Cu // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 51. – № 12. – P. 1432–1451.

Поступила 22.11.2012 г.

УДК 553.984;552.54

ВЛИЯНИЕ ГЕРЦИНСКОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ НА СОХРАННОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

А.Е. Ковешников

Томский политехнический университет
Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
E-mail: Koveshka@mail.ru

При анализе мощностей карбонатных отложений Западно-Сибирской геосинеклизы обращает на себя внимание тот факт, что увеличение мощности известняков соответствует трем крупным фрагментам доюрского фундамента, что, вероятно, имеет связь с проявлением герцинской складчатости, так как контуры выделенных областей повышенной мощности известняков имеют определенные параллели с соответствующими границами крупных тектонических блоков, таких как Русская платформа и Восточная Сибирь. Эти участки можно считать синклиниями. Незначительная мощность палеозойских отложений на сопредельных участках связана с тем, что это антиклинории, здесь палеозойские отложения при осуществлении герцинской складчатости были приподняты и в значительной степени разрушены процессами выветривания в континентальный период развития региона. Эти антиклинории сложены породами, в значительной степени преобразованными процессами прогрессивного и особенно прогрессивного эпигенеза, в то время как палеозойские отложения в пределах синклинориев в период герцинской складчатости испытали незначительное поднятие и их преобразование процессами регрессивного эпигенеза незначительно.

Ключевые слова:

Доюрские карбонатные породы, Западно-Сибирская геосинеклиза, герцинская складчатость, синклинорий, антиклинорий, регрессивный эпигенез.

Key words:

Prejurassic carbonate rocks, Western-Siberian geosineclise, Hercynian orogeny, synclinorium, anticlinorium, regressive epigenesis.

Палеозойские отложения, развитые на территории Западно-Сибирской геосинеклизы на основании изучения их вещественного состава, особенностей формирования и распространения, в настоящее время подразделены на 23 структурно-фациальных района (рис. 1). Проведенный нами анализ мощностей позволил выделить отдельные, пространственно совмещенные участки, на которых мощность палеозойских отложений значительна, и территории, на которых эти отложения представлены в ограниченном объеме.

Если подсчитать мощность известняков и доломитов, слагающих палеозойский разрез, то и эти показатели отражают выявленные при первичном подсчете закономерности. Картина развития как палеозойских образований в целом, так и известняков и доломитов суммарно представляется в следующем виде (таблица).

Синклинории и антиклинории

Если прорисовать контуры территорий, на которых мощность карбонатных пород в палеозойском

разрезе превышает 500 м, то четко выделяются три региона, контуры которых имеют северо-западную или северо-восточную ориентировку (рис. 1).

Таблица. Мощность палеозойских отложений, в том числе карбонатных пород, по структурно-фациальным районам Западно-Сибирской геосинеклизы

№ на карте	СФР	Мощность палеозойских пород*	Мощность известняков (доломитов)	Степень денудации от 0 до 1**
1	Бованенковский	1000	0	0,8–1
2	Новопопоровский	2245	1300–1800	0–0,2
3	Тагильский	6380	100–200	0,4–0,6
4	Березово-Сартыньинский	1180/0	0/200	0,4–0,6
5	Ярудейский	70	0	0,8–1
6	Шеркалинский	3050/1300	300/350	0,4–0,6
7	Шаимский	1000	250–300	0–0,2
8	Красноленинский	940/650	580/600	0–0,2
9	Тюменский	400/1000	500/700	0–0,2
10	Косолаповский	6700	1100–1200	0–0,2
11	Уватский	5275	650–700	0–0,2
12	Салымский	225	80–100	0,4–0,6
13	Усть-Балыкский	710	10	0,8–1
14	Ишимский	1350–2450	0/150	0,4–0,6
15	Тевризский	150	0	0,8–1
16	Туйско-Барабинский	365/655	250/300	0,4–0,6
17	Варьеганский	3020	950–1000	0–0,2
18	Нюрольский	4919/4149	3400/1100	0–0,2
19	Никольский	1700	0	0,8–1
20	Колпашевский	1700/960	0/100	1–0,8
21	Вездеходный	2547	500	0–0,2
22	Тыйский	4265	1600	0–0,2
23	Ермаковский	1640	850	0–0,2

*4919/4149 – мощности пород по двум типам разреза соответствующего СФР; **0,8–1; – максимальная; 0,4–0,6 – промежуточная; 0–0,2 – минимальная.

Эти участки перемежаются с участками, где уменьшена как мощность всех вскрытых бурением палеозойских пород, так и известняков и доломитов, развитых на той или иной территории. Карбонатные породы выбраны в качестве индикатора накопления осадков ввиду того, что магматические и эффузивные породы, терригенные породы, такие как песчаники, алевролиты и конгломераты, которые могут составлять значительную часть разреза, накапливаются в геологическом времени относительно быстро, и их мощность не позволяет судить об относительном времени их накопления.

Отсюда получается, что при приблизительно равной мощности известняков и доломитов на сопредельных территориях, например Косолаповский и Нюрольский СФР имеют мощность соответственно 1100 и 3400 м, т. е. более 1000 м, а на разделяющих эти СФР участках (Салымский, Усть-Балыкский, Тевризский, Туйско-Барабинский) мощность известняков составляет: 10, 0, 150, 0, 250...300 м. Такое различие в мощностях трудно объяснить, если предположить параллельное накопление карбонатных образований на всех этих территориях.

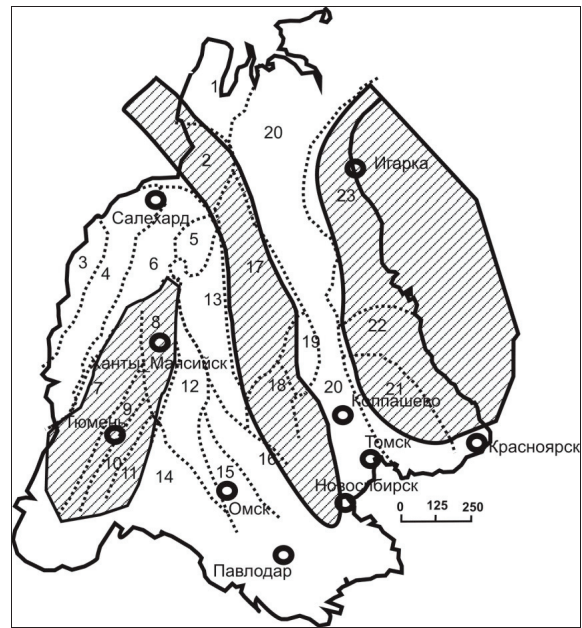


Рис. 1. Развитие известняков на территории Западно-Сибирской геосинеклизы. Штриховка – мощность известняков более 500 м, (в центральной зоне до 1000...1880 м). Остальная территория – малая мощность известняков или их отсутствие. Подразделение палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы на 23 структурно-фациальных района (СФР): 1 – Бованенковский; 2 – Новопопоровский; 3 – Тагильский; 4 – Березово-Сартыньинский; 5 – Ярудейский; 6 – Шеркалинский; 7 – Шаимский; 8 – Красноленинский; 9 – Тюменский; 10 – Косолаповский; 11 – Уватский; 12 – Салымский; 13 – Усть-Балыкский; 14 – Ишимский; 15 – Тевризский; 16 – Туйско-Барабинский; 17 – Варьеганский; 18 – Нюрольский; 19 – Никольский; 20 – Колпашевский; 21 – Вездеходный; 22 – Тыйский; 23 – Ермаковский

Логично предположить, что участки уменьшения в разрезе карбонатных пород соответствуют территориям, которые в результате проявления тектонических движений претерпели то или иное воздымание, при котором значительная часть накопленных известняков была разрушена процессами денудации в период континентального стояния региона.

С целью проверки этого предположения нами взят фрагмент карты России с нанесенными на нее такими участками байкальской складчатости (докембрий), как Русская платформа и Восточная Сибирь, и на эту карту вынесены все СФР Западно-Сибирской геосинеклизы с выделением участков, где мощность известняков и доломитов превышает 500 м (рис. 3). Из приведенного рисунка видно, что выявленные при анализе мощностей участки имеют контуры, ориентировка которых близко параллельна контурам Русской платформы и Восточной Сибири, по границам проявления байкальской складчатости.

Логично сделать предположение, что при осуществлении герцинской складчатости именно сближение этих двух гигантских фрагментов литосферы определило контуры участков, на которых

сохранились в максимальном объеме известняки и доломиты палеозойского моря. Если это так, то участки, на которых карбонатных пород не установлено, не являются зонами отсутствия карбонатонакопления, они просто приподняты относительно более стабильных участков и денудированы в период континентального стояния региона (пермь, триас). В их пределах палеозойские отложения будут представлены наиболее древними отложениями, расположенными в синклиналильных складках третьего порядка, разделенными значительными территориями, сложенными докембрийскими магматическими и осадочными терригенными, значительно метаморфизованными породами.

Синклинии

Отсюда следует, что выявленные зоны повышенной мощности карбонатных пород при проявлении герцинской складчатости не претерпели значительных смещений, эти территории смяты в складки северо-западного и северо-восточного простирания, представляющие собой гигантские синклинии, сложенные синклиналильными складками, где венд-палеозойский разрез представлен полностью. Синклинии перемежаются с участками, относительно денудированными, и редкими участками развития магматических и осадочных терригенных метаморфизованных докембрийских пород. Подобное проявление складкообразования выявлено многими исследователями как для отдельных СФР, в первую очередь Нюрольского, особенно для его наиболее перспективной в плане обнаружения месторождений нефти и газа в палеозойских образованиях территории – Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления, как это показано в [1, 2].

Выделяются следующие синклиновые зоны: Центральная, представленная Нюрольским, Варьеганским и Новопортовским СФР; Западная, в составе Шаимского, Красноленинского, Тюменского, Косолаповского и Уватского СФР; Восточная, соответствующая Вездоходному, Тыйскому и Ермаковскому СФР.

Если Восточная синклиновая зона фактически является западным окончанием Восточной Сибири и в значительной степени сложена докембрийскими и кембрийскими доломитами, то Центральная и Западная синклиновые зоны сложены палеозойскими отложениями. Центральная синклиновая зона как наиболее обширная по площади представляет наибольший интерес в плане поиска месторождений нефти и газа в известняках, преобразованных вторично-катагенетическими процессами (доломитизация и выщелачивание). По рис. 2 видно, что мощности карбонатных пород всех трех СФР сопоставимы и превышают 1000 м. Следовательно, и вся полоса их развития является наиболее перспективной для обнаружения месторождений нефти и газа гидротермально-трещинно-метасоматического генезиса.

Антиклинии

Иное дело с участками между этими синклиниями, которые, по логике изложения, являются гигантскими антиклинами. Эти участки в период проявления герцинской складчатости значительно приподняты, и здесь мы имеем дело либо с синклиналильными складками второго и третьего порядка, либо с антиклинальными участками, на которых палеозойские отложения в значительной степени уничтожены процессами денудации и пе-

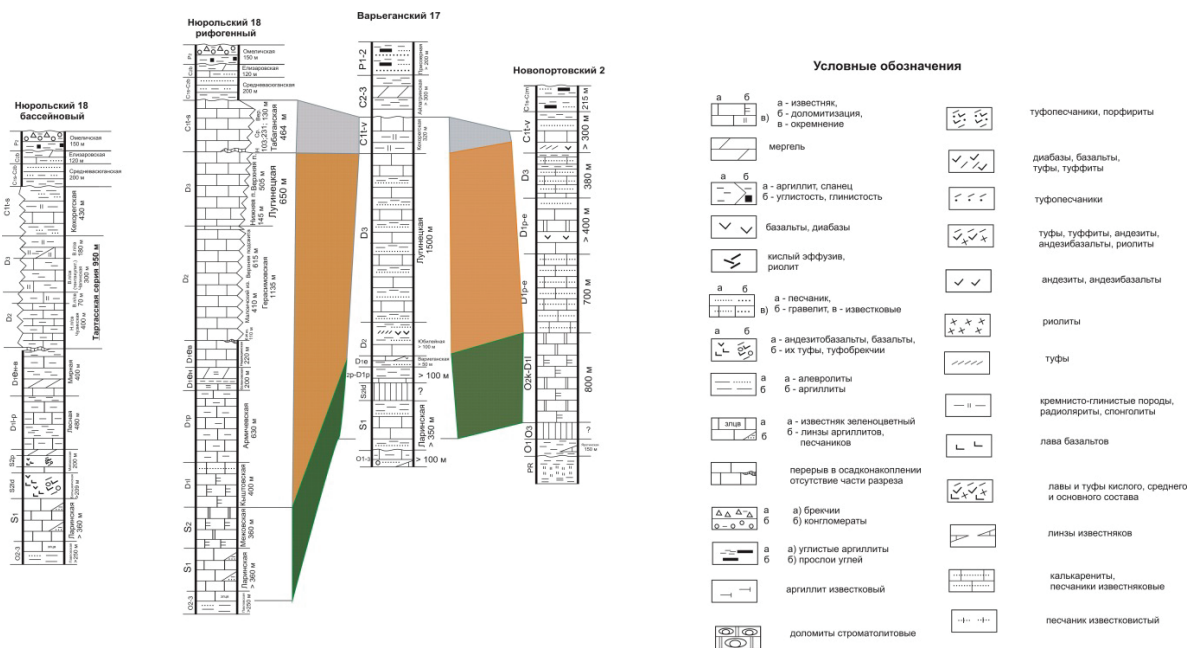


Рис. 2. Палеозойские отложения Центральной синклиновой зоны. Цветами показаны отложения, соответственно: зеленым – силурийские, коричневым – девонские, серым – карбоновые

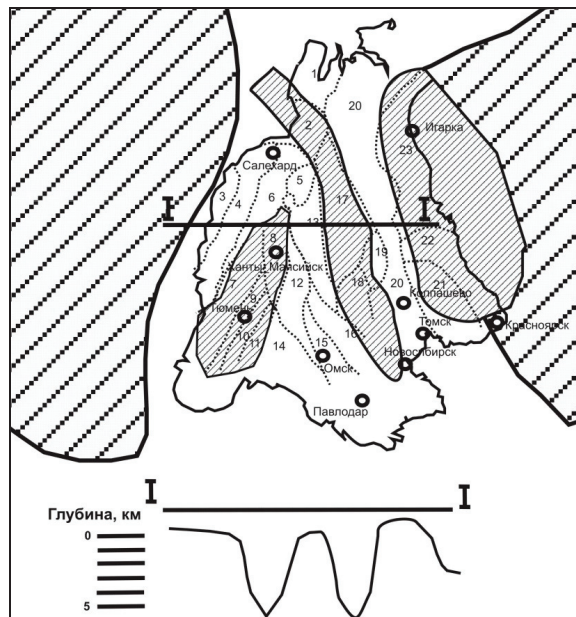


Рис. 3. Синклиновые и антиклиновые зоны, развитые в период герцинской складчатости в пределах Западно-Сибирской геосинеклизы

риод гипергенного преобразования пород в перм-триасе. На рис. 3 показан приблизительный схематичный разрез палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы. Синклиновые участки соответствуют описанным выше Западной, Центральной и Восточной синклиновым зонам. Они разделены двумя антиклиновыми зонами, а самая западная зона примыкает к байкалидам Русской платформы. Если присвоить этим антиклиновым зонам условные наименования, по СФР, на территории которых они расположены, то их можно назвать примерно так (с запада на восток): Тагильско-Шеркалинская антиклиновальная зона, расположенная между байкалидами Русской платформы и Западной синклиновой зоной; Ишимско-Ярудейская, расположенная между Западной и Центральной синклиновыми зонами; Колпашевско-

Никольская, расположенная между Центральной и Западной синклиновыми зонами. Получается следующий профиль наименований байкалид, синклиновых и антиклиновальных зон (с запада на восток): байкалиды Русской платформы; зоны: Тагильско-Шеркалинская антиклиновальная; Западная синклиновальная; Ишимско-Ярудейская антиклиновальная; Центральная синклиновальная; Колпашевско-Никольская антиклиновальная; Западная синклиновальная, байкалиды Восточной Сибири.

Выводы

1. На территории Западно-Сибирской геосинеклизы при формировании карбонатных образований палеозойского (венд-средний карбон) моря существовали условия для накопления мощных, свыше 500 м, толщ карбонатных пород.
2. При осуществлении герцинской складчатости палеозойские отложения были смяты в гигантские складки северо-восточного и северо-западного простирания.
3. Выявленные участки повышенной мощности карбонатных пород в разрезе палеозойских отложений являются гигантскими синклиновыми зонами: Западная, Центральная и Восточная. Выявлены антиклиновальные зоны: Тагильско-Шеркалинская; Ишимско-Ярудейская; Колпашевско-Никольская.
4. На территории синклиновалиев карбонатные породы сохранились в значительном объеме и являются участками, перспективными для формирования пород-коллекторов и связанных с ними месторождений гидротермально-метасоматического трещинного генезиса. На территории антиклиновалиев карбонатные отложения в значительной степени разрушены.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН № 50 «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузикско-Чижапской зоны нефтегазоаккумуляции) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 5. – С. 538–547.
2. Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозой-

ского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // в кн.: Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / под ред. И.С. Грамберга и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 152–171.

Поступила 20.03.2013 г.

УДК 553.984;552.54;551.253

ВЛИЯНИЕ ПРОГРЕССИВНОГО, РЕГРЕССИВНОГО ЭПИГЕНЕЗА, ГИПЕРГЕНЕЗА, ВТОРИЧНОГО КАТАГЕНЕЗА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

А.Е. Ковешников

Томский политехнический университет
Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
E-mail: Koveshnik@mail.ru

Палеозойские отложения при формировании и последующих преобразованиях прошли несколько этапов изменения: диагенез и прогрессивный эпигенез (катагенез); герцинская складчатость и сопутствующий ее проявлению регрессивный эпигенез части отложений; орогенез и формирование кор выветривания; регрессивный эпигенез стадии вторичного опускания или вторичный катагенез с формированием трещинных гидротермально-метасоматических по происхождению пород-коллекторов. Каждый из этих этапов характеризуется своими особенностями проявления, оказывающими различное влияние на конечное формирование в палеозойских образованиях пород-коллекторов и связанных с ними месторождений нефти и газа.

Ключевые слова:

Вторично-эпигенетические преобразования, доюрские отложения, Западно-Сибирская геосинеклиза, метасоматоз, трещинообразование, порода-коллектор.

Key words:

Secondary epigenetic transformation, pre-Jurassic deposits, Western-Siberian geosineclise, metasomatism, crack formation, reservoir rock.

Палеозойские отложения, развитые на территории Западно-Сибирской геосинеклизы по литологическим особенностям вскрытых бурением разрезов подразделены на 23 структурно-фациальные района (СФР), каждый из которых характеризуется присущим только ему комплексом отложений (рис. 1). Эти отложения прошли последовательно ряд преобразований, в различной степени повлиявших на формирование пород-коллекторов в отложениях различного возраста и литологического состава: диагенез, прогрессивный эпигенез (катагенез), тектонические движения при герцинском складкообразовании, в результате которых часть образований палеозоя претерпела поднятие и воздействие процессов регрессивного эпигенеза, а часть – гипергенеза, затем, при формировании юрско-палеогенового моря, палеозойские отложения вторично прошли период регрессивного эпигенеза стадии повторного погружения или стадию вторично-катагенетических преобразований. Рассмотрению этих процессов и посвящена настоящая статья.

При подготовке материалов статьи нами изучены керн, шлифы и литературные данные по литологическому составу и мощности палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы [1], более подробно некоторые разрезы палеозойских отложений Вездеходного, Варьганского, Колпашевского, Краснотенинского СФР [2, 3], значительно более подробно отложения Нюрольского СФР [4], особенно его наиболее перспективной в плане нефтегазонакопления части – Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления [5].

Все осадочные породы в процессе литогенеза с участием газо-водных флюидов, претерпевают последовательно проявляющиеся прогрессивный эпигенез (катагенез) и затем метаморфизм. На

любом этапе прогрессивный эпигенез может смениться регрессивным при воздымании территории. Л.Б. Рухин в 1953 г. предложил выделять регрессивный эпигенез. При очень интенсивном воздымании регрессивно-эпигенетические процессы могут сомкнуться с гипергенными. О.В. Япаскурт пишет: «Регрессивно-эпигенетические новообразования бывают присущи таким участкам стратисферы, которые испытывали погружение вперемежку с инверсионным воздыманием (например, в пределах Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты) либо с латеральными тектоническими смещениями своих отдельных блоков» [6. С. 121].

Как видно из приведенной цитаты, все последующие движения территории описываются одним термином «регрессивный эпигенез» без детализации знака движения. В случае с Западно-Сибирской геосинеклизой мы имеем дело сначала с воздыманием территории и проявлением соответствующих вторичных процессов, связанных с перемещением пород с больших глубин (соответственно температуры и давления) в меньшие. Часть палеозойских отложений достигают поверхности и попадают в зону проявления гипергенных процессов. Затем, во время существования юрско-палеогенового моря, следует погружение палеозойских отложений и прохождение ими вновь процессов прогрессивного эпигенеза (катагенеза), которые будут первичны для юрско-палеогеновых отложений, а в случае с палеозойскими отложениями будут накладываться на изменения, полученные породами во всех названных выше стадиях их преобразования.

Относить и поднятие территории, и последующее опускание к одной стадии «регрессивного эпигенеза» было бы упрощением, поэтому нами поро-

ды, прошедшие прогрессивный катагенез при опускании и регрессивный эпигенез при воздымании рассматриваются в терминах, предложенных в [6]. Для пород же, прошедших эти две стадии преобразования, и вновь вовлеченных в погружение с попаданием в зону катагенеза уже в виде образований, достаточно интенсивно измененных названными выше процессами, и подвергающимся воздействию процессов катагенеза вторично нами предлагается в схему процесса, описанных в [6] процессов стадийного преобразования пород после осуществления прогрессивного эпигенеза (катагенеза) и регрессивного эпигенеза добавить стадию «вторичного катагенеза» или «вторично-катагенетических преобразований», понимая под этой стадией воздействие процессов катагенеза на интенсивно измененные породы, а не на осадок, прошедший последовательно стадии окаменения в диагенезе, затем преобразования по схеме, описанной в [6].

Диагенез и прогрессивный эпигенез (катагенез)

Все палеозойские образования после отложения на морском дне осадка проходят преобразования стадии диагенеза и прогрессивного эпигенеза (катагенеза) [6, 7]. Палеозойские отложения юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы – это последовательно накапливающиеся образования толщ и свит: павловской, ларинской, межовской, армичевской, солоновской, надеждиной, герасимовской, лугинецкой, табаганской, составляющие карбонатный или рифогенно-аккумулятивный тип осадконакопления, и параллельно им накапливающиеся образования бассейнового комплекса, начиная с майзасской свиты, одновозрастной с межовской свитой карбонатного комплекса, и перекрывающие ее образования лесной, мирной, чузыкской, чагинской и кехорегской свит. Вышележащие отложения представлены единым комплексом образований средневасюганской и елизаровской свит. Породы-коллекторы и связанные с ними месторождения нефти и газа развиты по карбонатным или кремнисто-карбонатным и кремнисто-глинистым породам.

Максимальная суммарная, установленная по данным бурения, мощность вскрытых бурением палеозойских пород составляет в рифогенно-аккумулятивном комплексе 4919 и в бассейновом – 4149 м. При этом доля известняков и доломитов в них составляет, соответственно, 3400 и 1100 м. В стадию диагенеза в этих образованиях происходило перераспределение первичного материала карбонатных осадков, отмечено проявление процессов спаритизации и диагенетической доломитизации.

После диагенеза палеозойские отложения проходили стадию прогрессивного эпигенеза или катагенеза [6], выразившуюся в перекристаллизации биогенного карбонатного и кремнистого материала пород.

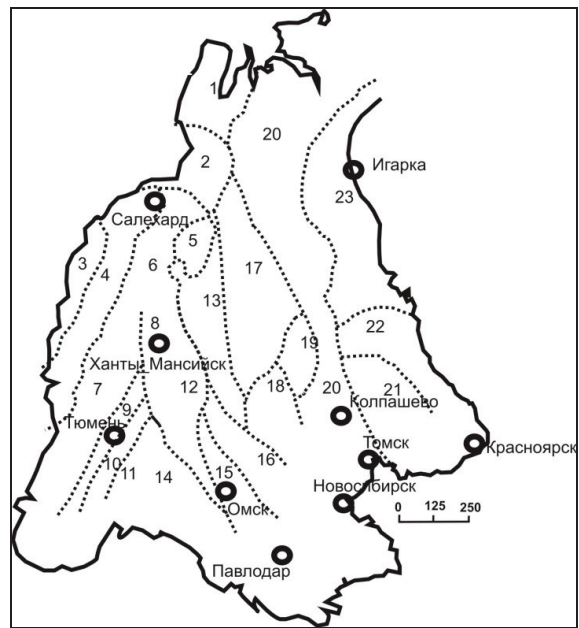


Рис. 1. Подразделение палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы на 23 структурно-фациальных района (СФР): 1 – Бованенковский; 2 – Новопортовский; 3 – Тагильский; 4 – Березово-Сартыньинский; 5 – Ярудейский; 6 – Шеркалинский; 7 – Шаимский; 8 – Красноленинский; 9 – Тюменский; 10 – Коллаповский; 11 – Уватский; 12 – Сальмский; 13 – Усть-Балыкский; 14 – Ишимский; 15 – Тевризский; 16 – Туйско-Барабинский; 17 – Варьеганский; 18 – Нюрольский; 19 – Никольский; 20 – Колпашевский; 21 – Вездеходный; 22 – Тыйский; 23 – Ермаковский

Герцинская складчатость и сопутствующий регрессивный катагенез

После формирования отложений палеозойского моря в конце карбона и прохождения ими диагенеза и прогрессивного эпигенеза (катагенеза) последовало высыхание палеозойского моря и проявление герцинской складчатости, приведшей к длительному периоду континентального стояния региона, во время которого происходило сближение таких крупных тектонических блоков, как Русская платформа и Восточная Сибирь. В результате до этого близко горизонтально залегающие палеозойские отложения были смяты в складки северо-западного и северо-восточного простирания, разбитые на блоки, часть из которых испытала воздымание.

Гипергенез и формирование кор выветривания

Те блоки, которые были приподняты в рельефе, претерпели преобразования стадии регрессивного эпигенеза и преобразованы такими процессами, как окремнение и выщелачивание. Породы, которые были приближены к доюрской поверхности, попали после этого в зону проявления процессов гипергенеза и претерпели следующие преобразования. Карбонатные породы растворялись, и слагающий их материал выносился в виде растворов, а по-

роды кремнисто-глинистого и карбонатно-кремнистого состава механически разрушались, формируя плащеобразно залегающую кору выветривания. По выходам магматических пород основного состава формировались бокситы. Вся территория Западно-Сибирской геосинеклизы в этот период представляла собой всхолмленную равнину в условиях полупустынного климата.

В результате по выходам кремнисто-глинистых и карбонатно-кремнистых пород сформировались коры выветривания, именуемые в литературе горизонтом НГГЗК (нефтегазоносный горизонт зоны контакта палеозойских и юрских отложений). По известнякам такой зоны не сформировано, но отмечается увеличение значений пористости и проницаемости при приближении к доюрской поверхности.

Регрессивный эпигенез вторичной стадии погружения или вторичный катагенез

Во время формирования юрско-палеогенового моря палеозойские отложения были перекрыты мощной (до 3000 м) толщей терригенно-глинистого состава. Отдельные останцы палеозойского палеорельефа были перекрыты даже в конце юрского периода (запад Западно-Сибирской геосинеклизы, район Предуралья).

В процессе перекрытия палеозойских отложений чехлом мезозойско-кайнозойских пород они постепенно включились в диагенетические и катагенетические преобразования, которые проходили юрско-меловые отложения. Диагенетические процессы преобразования юрских отложений вряд ли сильно повлияли на данные породы, так как они уже были в значительной степени преобразованы в зоне НГГЗК процессами гипергенеза. Подобные изменения если и осуществлялись, то только в узкой зоне контакта палеозойских пород с дном юрского моря.

Герцинская складчатость привела к тому, что палеозойские отложения, находящиеся выше условной линии рельефа (рис. 2), были уничтоже-

ны денудационными процессами при гипергенезе. Нижележащие отложения претерпели подъем на высоту, соответствующую мощности отложений, уничтоженных эрозией. Соответствующее развитие получили и процессы регрессивного эпигенеза.

Карбонатные породы, лишенные примеси глинистых минералов, вероятно, как при прохождении прогрессивного, так и регрессивного эпигенеза не претерпели значительного изменения состава, только могли быть в различной степени перекристаллизованы, и в них по системе трещин могли отложиться те или иные минералы (кальцит, доломит, кварц). При попадании пород, претерпевших последовательно прогрессивный и затем регрессивный катагенез в зону гипергенеза, они были в значительной степени разрушены, и все следы изменений, произошедших с породами в предшествующие этапы их преобразования, были уничтожены процессами поверхностного выщелачивания.

Иное дело глинисто-карбонатные отложения бассейнового комплекса, особенно отложения чагинской свиты, сложенной кремнеаргиллитами, радиоляритами с прослоями и линзами известняков, выпадающими вверх по разрезу. Эти породы при прохождении прогрессивного эпигенеза претерпевали процессы преобразования глинистых минералов в сторону формирования хлоритов и перераспределения кремнезема, слагавшего ранее остатки раковин радиолярий. Петрофизические свойства пород менялись в сторону увеличения их проницаемости.

При регрессивном эпигенезе, сопровождавшемся уменьшением давления и температуры, могло происходить как частичное преобразование сформированных при более высоких температуре и давлении хлоритов, так и перераспределение и выщелачивание кремнезема с формированием на месте ранее существовавших существенно кремнистых по составу прослоев – зон развития микропористого кремнисто-глинистого агрегата.

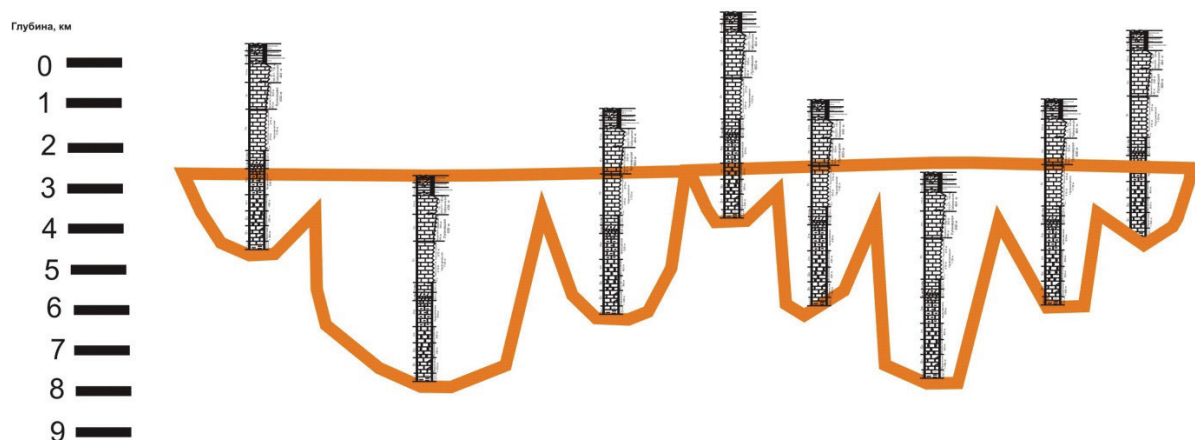


Рис. 2. Схематический разрез палеозойских отложений Нюрольского СФР. Выше горизонтальной линии оранжевого цвета палеозойские отложения разрушены. Нижележащие породы претерпели воздействие процессов регрессивного эпигенеза кратное мощности вышележащих пород, уничтоженных при их эрозии

При дальнейшем воздымании территории, абразии вышележащих отложений и выходе описываемых нами образований на доюрскую поверхность последние претерпели воздействие процессов поверхностного выщелачивания, выразившегося в выносе имевшегося в породе остаточного биогенного кремнезема и биогенного кальцита. При этом сформированный ранее кремнисто-глинистый каркас породы сохранился от разрушения.

При последующем погружении дна юрского моря при перекрытии палеозойских останцов отложениями юрско-палеогенового моря, палеозойские породы, прошедшие описанные выше преобразования, подвергались, наряду с мезозойскими отложениями, процессам каолинизации с сидеритизацией, что несколько ухудшило облик сформированного пустотного пространства пород.

Трещинно-гидротермальный метасоматоз

Карбонатные породы при прохождении стадии вторично-катагенетических преобразований были значительно изменены процессами гидротермально-метасоматической доломитизации и гидротермального выщелачивания с формированием пород-коллекторов трещинно-метасоматического гидротермального генезиса. Эти преобразования ведут в конечном итоге к формированию месторождений нефти и газа в палеозойских образованиях, связанных пространственно с тектоническими нарушениями, по которым поступали те или иные растворы, ведущие к возникновению пород-коллекторов трещинно-каверно-порового типа.

Если для юрских пород, испытывающих погружение под весом перекрывающих их пород, это были процессы прогрессивного катагенеза, то для палеозойских пород – вторичными прогрессивно-катагенетическими преобразованиями. Данные преобразования являются трещинно-метасоматическими, гидротермальными по своей природе. Они вызывают повышенный интерес исследователей, так как с их проявлением связано формирование в палеозойских отложениях как пород-коллекторов, так и миграция по этим вторично-измененным породам нефти и газа, приводящая к возникновению месторождений.

Наиболее значимыми для формирования месторождений нефти и газа в палеозойских отложениях процессами являются следующие: вторично-катагенетическая доломитизация, вторично-катагенетическое выщелачивание, сопровождавшееся процессами каолинизации с сидеритизацией, и вторично-катагенетическое выщелачивание, сопровождающееся развитием инкrustационного доломита [8, 9].

Вторично-катагенетическая доломитизация

Развитие процесса гидротермальной доломитизации, ведущего к формированию пород-коллекторов, установлено в отложениях силурийско-нижнекарбонатового комплекса, в свитах и толщах: ларинской, межовской, кыштовской, и после не-

большого перерыва – в герасимовской, лугинецкой и табаганской.

Породы свит ларинской, межовской и кыштовской отличаются отсутствием значимых примесей глинистых минералов с развитием диагенетической доломитизации по цементной массе породы. Проявление процесса вторично-катагенетической (гидротермальной) доломитизации ограничивается преобразованием скелетных остатков, имеющих кальцитовый состав.

Образования герасимовской свиты в диагенезе доломитизированы как по массе цемента, так и по скелетным остаткам. По ним гидротермальная доломитизация может проявиться равномерно по всей массе породы.

Перспективными для проявления процесса гидротермальной доломитизации являются известняки лугинецкой свиты, где диагенетическая доломитизация не проявилась, и воздействию гидротермальной доломитизации подвергалась вся масса породы.

Отложения табаганской свиты диагенетически окремнены, и процессы доломитизации на формирование в них пород-коллекторов значительного влияния не оказали.

Вторично-катагенетическое выщелачивание, сопровождающееся процессами каолинизации и сидеритизации

Развитие этого процесса наиболее характерно для образований чагинской свиты верхнего девона, в диагенетически окремненных известняках нижнего карбона табаганской свиты и параллельно с ней накапливающимися отложениями кехорегской свиты. В кремнеаргиллитах чагинской свиты, и, соответственно, в диагенетически окремненных известняках кехорегской свиты происходил вынос биогенного кварца, слагающего раковины радиолярий и спикулы губок. Из диагенетически окремненных известняков табаганской свиты происходил вынос остаточного кальцита, не полностью замещенного в стадию диагенеза в результате интенсивно проявившегося диагенетического окварцевания. Процесс вторично-катагенетического выщелачивания, по всем толщам, где установлено его проявление, сопровождается развитием по трещинам новобразованного каолинита и сидерита.

Вторично-катагенетическое выщелачивание с развитием инкrustационного доломита

Наилучшие коллекторские свойства пород сформировались в результате проявления процесса выщелачивания, сопровождавшегося выносом из породы имеющегося в ней карбонатного материала. Данный процесс проявился после описанных выше гидротермальной доломитизации и гидротермального выщелачивания, сопровождающихся в кремнисто-карбонатных и кремнисто-глинистых породах развитием по трещинам вторичного каолинита с сидеритом.

Установлен вынос биогенного карбонатного и кремнистого материала: доломита из диагенетически и гидротермально доломитизированных известняков герасимовской свиты и из гидротермально доломитизированных известняков лугинской свиты, биогенного кварца и остаточного кальцита из известняков окварцованных табанганской свиты.

Выводы

1. Палеозойские отложения юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы последовательно прошли следующие преобразования: диагенез; прогрессивный эпигенез (катагенез); герцинское складкообразование и сопутствующий ему регрессивный катагенез; гипергенез; вторичный катагенез.
2. Породы-коллекторы в палеозойских отложениях сформировались в зоне воздействия процессов регрессивного эпигенеза; последовавшие

го за проявлением герцинской складчатости, гипергенеза с формированием кор выветривания; вторичного катагенеза с проявлением процессов гидротермально-метасоматической трещинной проработки, которые частично накладываются на зоны проявления кор выветривания.

3. Данные процессы проявляются преимущественно по карбонатным породам, в связи с этим зоны повышенной мощности карбонатных пород в составе палеозойских отложений являются наиболее перспективными участками для формирования пород-коллекторов и, соответственно, месторождений нефти и газа в палеозойских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН № 50 «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины // В.С. Бочкарев, Ф.Г. Гурари, В.Н. Дубатовол и др. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1999. – 79 с.
2. Терлеев А.А., Токарев Д.А., Конторович В.А., Сенников Н.В., Ковешников А.Е., Макаренко С.Н., Татьяна Г.М. Палеонтологические данные венд-кембрийских отложений Чкаловской площади в северо-западной части Томской области по результатам бурения (скв. Чкаловская № 10, 17, 26, 501, 210, 9, 4) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещания. – Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 17–20 октября 2012. – Вып. 10. – Т. 2. – С. 117–119.
3. Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Варакина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.С. Разрез переходных венд-кембрийских отложений восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика. – 2008. – № 12. – С. 1238–1247.
4. Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозой-

ского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // в кн.: Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / под ред. И.С. Грамберга и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 152–171.

5. Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузикско-Чижалпской зоны нефтегазоаккумуляции) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 5. – С. 538–547.
6. Япаскурт О.В. Литология. – М.: Издательский центр «Академия», 2008. – 336 с.
7. Рухин Л.Б. Основы литологии. – Л.: Государственное научное издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1961. – 781 с.
8. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 77–81.
9. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Вторично-катагенетические преобразования доюрских пород Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 82–86.

Поступила 20.03.2013 г.

УДК 550.42:577.4 (571.1)

ЗОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

О.Г. Савичев, Фунг Тхай Зыонг

Томский политехнический университет

E-mail: OSavichev@mail.ru

Выполнен анализ геохимических данных о химическом составе донных отложений малых и средних рек Сибири в пределах тундры, лесотундры и тайги. Получены средние значения концентраций 21 химического элемента. Установлено, что в направлении от тундры до тайги возрастает содержание большинства изученных химических элементов. В пределах тундры наиболее высокие концентрации большинства изученных элементов отмечены в почвах, а в тайге – в донных отложениях рек.

Ключевые слова:

Донные отложения, малые и средние реки, химический состав, зональные изменения, Сибирь.

Key words:

River sediments, small and average rivers, chemical compound, zone changes, Siberia.

Введение

Химический состав донных отложений поверхностных водотоков является важной интегральной характеристикой состояния экосистем водосборных бассейнов любых размеров, необходимой для решения чрезвычайно широкого спектра научных и прикладных проблем – от реализации сельскохозяйственных мероприятий и поисков полезных ископаемых до разработки теории формирования их месторождений и прогноза изменений окружающей среды. С учётом этого интерес к различным аспектам изучения донных отложений не ослабевает в течение последних десятилетий во всём мире, в том числе при исследовании геосистем азиатского континента [1].

Проводятся исследования в области геохимии и геоэкологии речных отложений и в Сибири [2–7]. Тем не менее, изученность Азии в целом и Сибири в частности имеет дискретный характер и в настоящее время не может считаться удовлетворительной при решении задач оценки, прогноза и моделирования состояния водных экосистем. Недостаточно полно изучены и зональные закономерности изменения концентраций микроэлементов в речных отложениях, что и определило цель рассматриваемой работы.

Методика исследования и исходные данные

Методика исследования базируется на использовании ландшафтно-геохимического и географо-гидрологического методов с учётом опыта региональных обобщений по Сибири, выполненных ранее Д.В. Московченко [7], Е.Г. Нечаевой [8], Н.П. Солнцевой [9], А.И. Сысо [10] и коллективом авторов из различных институтов Сибирского отделения Российской академии наук [11]. Алгоритм исследования включал обобщение и анализ опубликованных материалов [4, 6, 12, 13], полученных в Томском политехническом университете (ТПУ), ОАО «Томскгеомониторинг», Томском филиале Института геологии нефти и газа СО РАН в 1998–2013 гг. при непосредственном участии О.Г. Савичева, а также данных других авторов [3, 5, 7, 9]. Природное районирование принято согласно [14].

Отбор проб проводился из поверхностного слоя донных отложений мощностью 20 см в местах со спокойным течением, в которых донные отложения достигают максимального развития [15]. Опробование выполнялось преимущественно в летне-осенний период с одновременным отбором речных вод. Определение химического состава фракции донных отложений с диаметром частиц до 1 мм осуществлялось в аккредитованных лабораториях.

риях ТПУ, ОАО «Томскгеомониторинг», Томского государственного университета и ООО «Плазма» (г. Томск) методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, инверсионно-вольтамперометрическим и атомно-абсорбционным. Статистический анализ выполнялся с учётом требований [16].

Объектами исследования послужили донные отложения преимущественно малых и средних рек (с площадью водосбора до 2000 и 50000 км² соответственно) вне участков значительного антропогенного воздействия в бассейнах рек Обь и Енисей, состояние которых отражает локальные природные особенности и зональные закономерности изменения геохимических условий по территориям. В отдельных случаях привлекались данные по гиперзональным большим рекам Сибири и других регионов Азии, включая данные по р. Меконг, полученные при участии Фунг Т.З.

Результаты исследования и их обсуждение

Обобщение данных наблюдений в различных природных зонах показало, что от тундры до тайги в донных отложениях малых и средних рек возрастает содержание большинства изученных химических элементов (табл. 1). Эта тенденция соответствует увеличению биологической продуктивности ландшафтов, являющейся, согласно А.И. Перельману и его последователям [8, 17], важным показателем их геохимической развитости. В этом же направлении происходит определённый рост значений рН водных вытяжек из речных отложений (в среднем 6,09 для тундры и 6,68 – для тайги) и непосредственно речных вод (в среднем 5,81 для тундры и 7,40 – для тайги) – двух важнейших характеристик кислотно-щелочной обстановки и условий миграции веществ в водной среде.

Для количественной оценки влияния указанных выше факторов (рН речных вод, рН водных вытяжек, содержания в донных отложениях органического вещества как косвенного показателя биопродуктивности геосистем), а также слоя водного стока (характеристики интенсивности водообмена в процессе формирования донных отложений), площади водосборов, содержания взвешенных веществ в речных водах, суммы главных ионов TDS (Total Dissolved Solids) и концентраций соответствующих элементов в речных водах (показателей взаимодействия речных вод и донных отложений) был проведён корреляционный анализ, результаты которого приведены в табл. 2.

Их анализ свидетельствует о наличии тенденций общего увеличения концентраций большинства изученных химических элементов в донных отложениях с ростом рН речных вод, рН водных вытяжек, содержания органических веществ в донных отложениях и минерализации речных вод (по величине Σ_{ин}), причём связи с рН речных вод в целом более значимы, чем с рН водных вытяжек, несмотря на статистически значимую корреляцию двух последних показателей (рисунок). В случае

среднемноголетнего слоя водного стока установлены обратные связи с концентрациями V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, что объясняется более благоприятными условиями аккумуляции веществ в донных отложениях при снижении интенсивности водообмена [6]. Обратные связи выявлены также между площадью водосбора и концентрациями Ti, V, Mn, Co, Ni.

Таблица 1. Средние значения гидрохимических и физико-химических показателей донных отложений малых и средних рек Сибири, мг/кг

Показатель	Тундра			Лесотундра			Тайга		
	A	δ _A	N	A	δ _A	N	A	δ _A	N
Na	н.д.	н.д.	н.д.	156	8	10	8131	183	16
Mg	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2768	138	18
Al	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	42271	1294	17
Si	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	360000	2582	15
P	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	956	19	39
K	н.д.	н.д.	н.д.	199	10	10	12200	184	15
Ca	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	6563	290	16
Ti	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	4232,3	45,1	33
V	9,4	0,7	43	н.д.	н.д.	н.д.	111,1	2,2	54
Cr	7,7	0,7	27	6,8	0,3	10	141,2	2,0	54
Mn	73,4	1,9	43	232,0	6,7	10	839,7	13,0	80
Fe	н.д.	н.д.	н.д.	6164	373	10	22548	563	48
Co	1,6	0,1	43	н.д.	н.д.	н.д.	15,6	0,2	54
Ni	4,1	0,1	43	11,2	1,5	10	35,9	0,4	57
Cu	1,7	0,1	27	5,9	0,4	10	22,3	0,3	94
Zn	8,7	0,3	43	10,0	0,8	10	46,9	0,4	94
As	0,5	0,1	9	н.д.	н.д.	н.д.	5,1	0,2	28
Cd	0,16	0,01	25	н.д.	н.д.	н.д.	0,35	0,01	49
Ba	76,3	4,2	25	н.д.	н.д.	н.д.	558,6	3,5	33
Hg	0,012	0,001	9	н.д.	н.д.	н.д.	0,027	0,003	6
Pb	2,0	0,1	27	6,8	0,2	10	9,9	0,1	94

Примечание: A – среднее арифметическое; N – объём выборки; δ_A – погрешность определения среднего; $\delta_A = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$, где σ – стандартное отклонение; «н.д.» – нет данных или N менее 5.

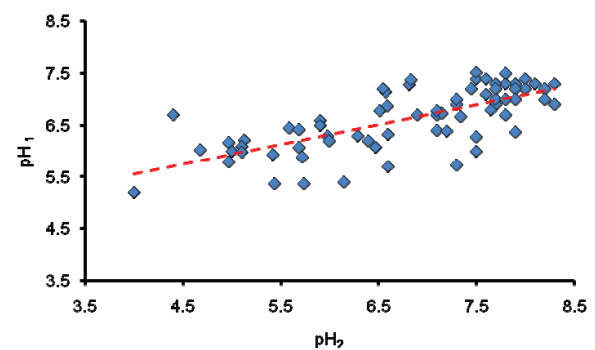


Рисунок. Соотношение рН речных вод и водной вытяжки из донных отложений в целом для всех природных зон ($pH_1 = (4,02 \pm 0,32) + (0,38 \pm 0,05) \cdot pH_2$; рН₁ и рН₂ – показатели водной вытяжки и речных вод соответственно; коэффициент корреляции $r = 0,70 \pm 0,06$)

Объяснение связи между концентрациями веществ в речных отложениях, водным стоком и площадью водосбора может быть получено в результате анализа решения (1) упрощённого уравнения переноса (2), полученного при представлении пере-

Таблица 2. Статистически значимые коэффициенты корреляции между концентрациями химических элементов в донных отложениях малых и средних рек, среднемноголетними значениями слоя водного стока (Y_0), площадью водосбора (F), рН речных вод, рН водных вытяжки из донных отложений, суммой главных ионов в речных водах (TDS), содержанием взвешенных веществ в речных водах (SS_r) и углерода органических веществ в донных отложениях (C_{os}), концентраций соответствующих веществ в речных водах

Химический элемент, мг/кг	Y_0 , мм	F , км ²	рН речных вод	рН водных вытяжек	Σ_{min} , мг/дм ³	SS_r , мг/дм ³	C_{os} , %	Содержание элемента в воде, мг/дм ³
Na	–	–	0,60±0,05	–	0,49±0,21	–	н.д.	–
Mg	–	–	0,70±0,23	н.д.	–	н.д.	н.д.	0,68±0,10
Al	–	–	–	н.д.	–	н.д.	н.д.	–
Si	–	–	–	н.д.	–	н.д.	н.д.	–
P	–	–	–	н.д.	–	–	н.д.	–
K	–	–	0,83±0,10	0,62±0,21	0,67±0,16	–0,70±0,13	н.д.	–0,64±0,20
Ca	–	–	0,67±0,32	н.д.	–	н.д.	н.д.	–
Ti	–	–0,63±0,16	–	н.д.	–	н.д.	н.д.	н.д.
V	–0,39±0,16	–0,49±0,15	0,64±0,07	–	0,60±0,10	–	н.д.	–
Cr	–0,48±0,13	–	0,46±0,10	0,63 0,11	0,56±0,09	–	н.д.	–
Mn	–	–0,31±0,13	0,41±0,08	–	0,57±0,07	–	0,67±0,21	–
Fe	–0,35±0,14	–	–	0,56±0,14	0,45±0,12	0,37±0,14	–	–
Co	–0,42±0,16	–0,58±0,15	0,71±0,06	–	0,66±0,08	–	н.д.	–
Ni	–0,58±0,12	–0,40±0,15	0,51±0,08	0,55±0,14	0,63±0,08	–	н.д.	–
Cu	–0,39±0,12	–	0,44±0,08	0,40±0,11	0,54±0,07	–	0,54±0,21	–
Zn	–0,44±0,11	–	0,48±0,07	–	0,55±0,07	–	0,50±0,22	0,25±0,10
As	–	–	0,34±0,14	–	0,46±0,13	–	н.д.	0,40±0,16
Cd	–	–	–	–	0,40±0,10	–	н.д.	–
Hg	–	–	0,56±0,11	–	–	–	н.д.	–
Pb	–	–	0,40±0,08	–	0,28±0,09	–	–	–

Примечание: «н.д.» – нет данных; символ «–» соответствует условию $|r| < 2 \cdot \frac{1-r^2}{\sqrt{N-1}}$, где r – коэффициент корреляции.

носа вещества по водосбору площадью F в виде радиально сходящегося (от истоков к устью) стационарного потока слоем Y :

$$C = C_0 \cdot \frac{Y_0}{Y} \cdot \left(\frac{F_0}{F} \right)^\mu, \quad (1)$$

$$\frac{1}{Q} \cdot \frac{\partial(C \cdot Q)}{\partial x} = -k_c \cdot C \cdot \frac{w}{Q}, \quad (2)$$

где Q – расход воды; C – концентрация переносимого потоком вещества; w – площадь сечения условного потока глубиной, пропорциональной слою стока на участке водосбора; x – простран-

ственная координата; $\mu = 1 + \frac{k_y \cdot k_c \cdot T}{a}$; k_c – коэф-

фициент трансформации вещества; k_y – коэффициент перехода от слоя стока к условной средней глубине потока при расчёте w ; a – коэффициент размерности; T – расчётный период времени; C_0 и Y_0 – концентрация вещества и слой водного стока в истоках реки (участок водосбора без выраженного русла площадью F_0); значения F и w получены при допущении представления водосбора в виде части кругового кольца. Величина μ , как правило, может быть обобщена для группы малых или средних водотоков, водосборы которых характеризуются примерно одинаковыми ландшафтами, но не для всей природной зоны или, тем более, нескольких зон.

Значимые связи между концентрациями элементов в донных отложениях и речных водах выявлены только в 4 случаях из 19 (21 %), что, как было показано Е.В. Венициановым [18], может объясняться сглаживанием влияния относительно быстрых колебаний химического состава речных вод в пределах поверхностного слоя отложений, ниже которого определяющую роль играют физико-химические процессы, протекающие непосредственно в осадках. Ещё меньше количество выявленных достоверных связей (13 %) со срочными (то есть на момент опробования) концентрациями в водной среде взвешенных веществ (табл. 2). С учётом этого, а также ранее полученных данных о взаимосвязях химического состава речных отложений, средних значений твёрдого стока и содержания взвешенных веществ в речных водах [6] можно предположить, что влияние данного фактора целесообразно оценивать не отдельно, а только в сравнении с транспортирующей способностью потока.

Можно предположить, что ещё одним важным фактором формирования состояния речных отложений являются почвы водосборной территории. Однако корреляционный анализ соответствующих данных провести достаточно сложно ввиду не всегда очевидной соподчинённости исследуемых участков пробоотбора в ландшафтной структуре водосбора. С учётом этого было выполнено сопоставление средних по природным зонам концентраций ряда химических элементов в донных отло-

жениях и минеральных почвах на территориях водосборов, ограниченных створами отбора проб речных отложений с явно выраженным уклоном в сторону русловой сети. Полученные в результате данные в целом свидетельствуют о более высоком содержании большинства изученных элементов: в тундре – в почвах; в тайге – в речных отложениях (табл. 3). Общие для обеих зон тенденции установлены только для кадмия (максимумы – в донных отложениях) и свинца (максимумы – в почвах). Подобное распределение химических элементов связано, с одной стороны, с более интенсивным их выносом с водосборов и аккумуляцией в речной сети таёжных равнинных территорий, а с другой стороны, с относительно замедленной миграцией веществ в ландшафтах с многолетнемерзлыми грунтами.

Таблица 3. Средние значения геохимических показателей донных отложений малых и средних рек Сибири и сопряжённых с ними почв*, мг/кг

Показатель	Тундра				Тайга				Почвы Западной Сибири [10]	
	Почвы		Донные отложения		Почвы		Донные отложения		А	N
	A	N	A	N	A	N	A	N		
P	7	7	н.д.	н.д.	309	24	956	39	679	310
K	92	7	н.д.	н.д.	446	10	12200	15	н.д.	н.д.
V	15,5	127	9,4	43	24,6	73	111,1	54	87	466
Cr	14,5	162	7,7	27	14,1	83	141,2	54	84	453
Mn	159,5	162	73,4	43	579,7	30	839,7	80	797	519
Fe	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	33780	14	22548	48	25104	368
Co	2,8	148	1,6	43	3,4	83	15,6	54	13	516
Ni	6,1	153	4,1	43	8,3	83	35,9	57	42	418
Cu	4,0	150	1,7	27	20,7	51	22,3	94	31	511
Zn	18,2	162	8,7	43	33,4	51	46,9	94	73	487
As	1,2	146	0,5	9	0,8	70	5,1	28	13	340
Cd	0,13	73	0,16	25	0,16	33	0,35	49	н.д.	н.д.
Pb	5,1	153	2,0	27	13,6	51	9,9	94	18	485

Примечание: при расчёте не использовались данные о составе минеральных почв замкнутых понижений рельефа; примерно 70 % проб почв отобрано в долинах рек, около 30 % – на водоразделах с явно выраженным уклоном в сторону водотока; торф не рассматривался.

Сравнение с донными отложениями больших рек показало, что концентрации ряда элементов (Cu, Co, Pb и др.) в гиперзональных реках Сибири больше соответствующих показателей для малых и средних рек тундры и меньше – для малых и средних рек тайги (табл. 1, 4). В целом же с ростом биопродуктивности геосистем водосборных бассейнов происходит увеличение концентраций целого ряда элементов в донных отложениях не только малых и средних рек, но и больших, о чём косвенно свиде-

тельствуют данные о химическом составе речных отложений Меконга, Брахмапутры и Ганга (табл. 4).

Таблица 4. Минимальные, максимальные и средние значения геохимических показателей донных отложений больших рек, мг/кг

Показатель	р. Обь ¹ , от г. Новосибирск до устья р. Чулым		р. Томь ¹ , на участке от г. Междуреченск		р. Меконг ² , нижнее течение		р. Брахмапутра ³	р. Ганг ³
	A	N	A	N	A	N	A	A
Mn	194,2	36	463,5	23	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Fe	3367	36	7993	23	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Co	3,9	36	6,9	19	Н.д.	Н.д.	14,5	23,9
Cu	5,3	37	10,6	21	33,4	20	Н.д.	Н.д.
Zn	19,7	37	30,7	21	96,6	20	78,3	37,4
Pb	1,3	37	2,6	21	3,8	20	9,6	22,8

Примечание: 1 – обобщение данных [3, 4, 6]; 2 – данные, полученные Фунг Т.З. в университете Донгхап республики Вьетнам; 3 – [19].

Заключение

Выполнен анализ данных о химическом составе донных отложений малых и средних рек Сибири в пределах различных природных зон, и получены средние значения концентраций 21 химического элемента в речных осадках. Установлено, что в направлении от тундры к тайге возрастает содержание большинства изученных химических элементов по мере увеличения биопродуктивности геосистем водосборных территорий. Выявлены прямые статистически значимые связи между концентрациями K, Cr, Ni, Cu в речных осадках одновременно с минерализацией и pH речных вод, pH водных вытяжек из донных отложений и обратные – между концентрациями V, Co, Ni, с одной стороны, слоем водного стока и площадью водосбора, с другой. Зависимости между концентрациями веществ в донных отложениях и речных водах (на момент пробоотбора) в целом слабые.

В пределах тундры наиболее высокие концентрации большинства изученных элементов отмечены в почвах, а в тайге – в донных отложениях рек. Концентрации тяжёлых металлов (Mn, Co, Cu, Zn, Pb) в донных отложениях больших рек в среднем занимают промежуточное положение между крайними значениями соответствующих показателей для природных зон, пересекаемых этими водотоками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект Р_ОФИ «Моделирование и прогноз изменения состояния водных объектов при планируемой разработке железорудных месторождений на заболоченных территориях Томской области»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Химический состав органических и минеральных веществ иловых отложений незагрязненных водных объектов // Водные ресурсы. – 2006. – Т. 33. – № 1. – С. 71–77.

2. Летувнинкас А.И. Донные отложения водотоков: типоморфность загрязнителей и комплексность техногенных геохимических полей // Природокомплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1995. – С. 213–223.

3. Эйрих А.К. Разработка метода оценки загрязненности рек тяжёлыми металлами для системы экологического мониторинга: автореф. дис. ... канд. техн. наук. – Барнаул, 2003. – 20 с.
4. Савичев О.Г., Колоколова О.В., Жуковская Е.А. Состав и равновесие донных отложений р. Томь с речными водами // Геоэкология. – 2003. – № 2. – С. 108–119.
5. Грива Г.И. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 2005. – 352 с.
6. Савичев О.Г., Льготин В.А. Пространственные изменения химического состава донных отложений рек Томской области // География и природные ресурсы. – 2008. – № 3. – С. 46–51.
7. Московченко Д.В. Геохимия ландшафтов севера Западно-Сибирской равнины: структурно-функциональная организация вещества геосистем и проблемы экодиагностики: автореф. дис. ... д-ра географ. наук. – Санкт-Петербург, 2010. – 33 с.
8. Нечаева Е.Г. Ландшафтно-геохимическое районирование Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 1990. – № 4. – С. 77–82.
9. Солнцева Н.П. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 376 с.
10. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. – Новосибирск, 2004. – 32 с.
11. Экогеохимия Западной Сибири. Тяжёлые металлы и радионуклиды / под ред. Г.В. Полякова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН; НИЦ ОИГГиМ, 1996. – 248 с.
12. Савичев О.Г., Копылова Ю.Г., Хвощевская А.А. Эколого-геохимическое состояние окружающей среды в Северном Приангарье (Восточная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 129–136.
13. Savichev O.G., Kolesnichenko L.G., Saifulina E.V. The ecologo-geochemical state of water bodies in the Taz-Yenisei interflaves // Geography and Nature Resources. – V. 32. – № 4. – P. 333–336, DOI: 10.1134/S1875372811040056.
14. Национальный атлас России: в 4-х т. Т. 1. Общая характеристика территории. – М.: Роскартография, 2005. – 170 с. URL: www.national-atlas.ru (дата обращения: 30.11.2007).
15. Организация и проведение наблюдений за содержанием загрязняющих веществ в донных отложениях. РД 52.24.609–99. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 33 с.
16. Проведение расчётов фоновых концентраций химических веществ в воде водотоков. РД 52.24.622–2001. – М.: Росгидромет, 2001. – 68 с.
17. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975. – 342 с.
18. Веницианов Е.В. Физико-химические процессы в поверхностных водах // Водные проблемы на рубеже веков / отв. ред. М.Г. Хубларян. – М.: Наука, 1999. – С. 241–255.
19. Ramesh R., Ramanathan Al., Ramesh S., Purvaja R., Subramanian V. Distribution of rare earth elements and heavy metals in the surficial sediments of the Himalayan river system // Geochemical Journal. – 2000. – V. 34. – P. 295–319.

Поступила 24.04.2013 г.

УДК 624.131

ПРОГНОЗ ОСЕДАНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГОРОДЕ ХАНОЙ (ВЬЕТНАМ)

Х.Т. Фи, Л.А. Строкова

Томский политехнический университет

E-mail: geyer@tpu.ru

Многофакторный корреляционный анализ используется впервые для прогноза оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод. Разработан алгоритм для построения функций среднегодовой скорости деформации земной поверхности (V_s) и деформации земной поверхности во времени (S_t) в результате извлечения подземных вод в микрорайонах Фапван, Льюнгиен и Тханьконг города Ханой. Сравнение с фактическими данными мониторинга указывает, что прогнозируемые значения осадки относительно близки к наблюдаемым результатам.

Ключевые слова:

Оседание земной поверхности, извлечение подземных вод, многофакторный корреляционный анализ, средняя скорость деформации, деформация во времени.

Key words:

Land subsidence, groundwater extraction, multivariate correlation analysis, average surface settlement rate, time-dependent settlement.

Город Ханой является одним из крупнейших мегаполисов азиатского региона с развитой промышленностью, инфраструктурой, высокой плотностью населения.

Большая часть территории Ханоя находится на равнине Бакбо, которая имеет наклон с северо-запада на юго-восток (по течению Красной реки). На севере средние отметки поверхности составляют 8...12 м над уровнем моря, в центре – 5...7 м, на

юго-востоке – 3...4 м [1]. Невысокие горы охватывают $\frac{1}{4}$ территории города.

Река Красная является самой большой рекой, протекающей по Ханю на расстоянии 163 км. Кроме Красной реки на территории города текут и другие реки: Дай, Дуонг, Кало, Толик, Кимнгу, Ньюе. В Ханое также расположено много озёр: Западное (500 га), Тханьчи, Баймау, Хоанкьем, Чукбак, Тхуле и т. д.

Ханой расположен в области субэкваториального муссонного климата. Тропический климат характеризуется делением года на два сезона – летний дождливый период муссонов с мая по ноябрь, и зимний сухой период с ноября по март.

В разрезе четвертичных отложений выделяют пять свит, различающихся по возрасту и генезису (снизу вверх):

- раннеплейстоценовые аллювиальные отложения (свита Лэчи) представлены гальками, гравием, с включением линз песков, супесей или суглинков. Мощность 25...30 м;
- средне-, позднеплейстоценовые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные (свита Ханой) отложения сложены гальками, гравием и песками, местами суглинками и супесями, развитыми в верхней части разреза. Мощность 10...34 м;
- позднеплейстоценовые аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения (свита Виньфук) имеют определенные закономерности перехода от песков в нижней части разреза к суглинкам и глинам в верхней, местами прослеживаются суглинки с органическими остатками. Мощность 10...45 м;
- ранне- и среднеголоценовые озерно-болотные, морские и болотные отложения (свита Хайхынг) относятся к специфическим слабым водоносным грунтам в Ханое и представлены суглинками и глинами с органическими остатками в основании разреза, постепенно сменяющимися морскими глинами синего цвета. Мощность 0,5...15 м;
- позднеголоценовые аллювиальные и аллювиально-озерно-болотные отложения (свита Тхайбинь) имеют широкое распространение и характеризуются постепенным переходом от песков к супесям и суглинкам, местами с включениями органических остатков. Мощность 20...35 м.

В тектоническом отношении большая часть территории г. Ханой расположена в рифтовой зоне реки Красной. В этой зоне имеются активные разломы, перемещения отдельных крупных тектонических блоков составляют до 8 мм в год. Только в XX в. зафиксировано 144 землетрясения, в том числе два сильных землетрясения около 7–8 баллов.

Характерной особенностью геологического строения территории Ханоя является наличие в разрезе мощной толщи слабых грунтов и интенсивное проявление опасных инженерно-геологических процессов природного и техногенного характера.

Одним из наиболее опасных природно-техногенных процессов на территории г. Ханой является оседание поверхности, вызванное интенсивными откачками подземных вод для водоснабжения и сопровождающееся деформациями зданий и сооружений.

В пределах Ханоя зафиксировано наличие двух поэтажно расположенных водоносных комплексов [2].

Повсеместное распространение в городе имеет *плейстоценовый слабонапорный водоносный комплекс* (qr), водовмещающими породами которого являются крупнообломочные образования (галька и гравий) и пески свит Ханой и Виньфук, которые рассматриваются и как важный несущий слой для свайных фундаментов в Ханое.

В верхней части разреза современных аллювиальных отложений, представленных водоносными песками, местами с гравием, прослеживается *голоценовый водоносный комплекс* (qh). На некоторых участках города грунтовые воды загрязнены хозяйственно-бытовыми стоками.

По данным гидрогеологической службы г. Ханоя [3], в городе действуют три основные формы водозабора подземных вод: общественные, промышленных предприятий и частные.

В г. Ханое действуют 19 крупных и 11 мелких общественных предприятий (станций водоснабжения), занимающихся обеспечением населения водой. Они в общей сложности имеют 290 скважин, пробуренных на плейстоценовый водоносный горизонт, со средней мощностью 680 тыс. м³/сутки (по данным 2010 г.). Для водоснабжения промышленных предприятий в общей сложности действует 1100 скважин. Они также пробурены на плейстоценовый водоносный горизонт, на глубину от 32 до 85 м, при средней производительности 309 тыс. м³/сут (по данным 2010 г.). Частных водозаборных скважин насчитывается около 790 тыс. Их глубина небольшая, они используют голоценовый водоносный комплекс или верхнюю часть плейстоценового и имеют общую производительность 778 тыс. м³/сут. (по данным 2010 г.). Общая добыча подземных вод в 2010 г. составила 1767 тыс. м³/сут. Большая часть воды забирается из плейстоценового водоносного комплекса (qr).

Мониторинг оседания поверхности и снижения уровня грунтовых вод проводится Ханойским институтом технологий строительства (НІВТ) на 10 наземных станциях.

Оценка и прогноз оседания поверхности имеет большое значение в предупреждении и уменьшении его вреда в отношении гражданских и промышленных сооружений. Исследование оседания поверхности различными методами выполняли многие авторы: Л.Ч. Тханг, Н.Б. Ке, Ф.Х. Жао, Ч.М. Тху и др., но результаты прогноза и мониторинга значительно отличаются друг от друга.

Прогноз оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод представляется сложной геотехнической задачей, зависящей от различных факторов, таких как снижение уровня подземных вод; состав, мощность и физико-механические свойства грунтов; нагрузки от зданий, сооружений и насыпных грунтов; разложение органических соединений в породах; тектонические движения и др.

Для решения подобных задач наиболее эффективным методом является комбинация факторного и корреляционного анализа, а именно многофак-

торный корреляционный анализ. Данный метод представляет собой методику исследования факторов (параметров системы или их совокупностей), связь которых с результивным показателем в отличие от функциональной является неполной, вероятностной (корреляционной). Если при функциональной (полной) зависимости с изменением аргумента всегда происходит соответствующее изменение функции, то при корреляционной связи изменение аргумента может дать несколько значений прироста функции в зависимости от сочетания других факторов, определяющих данный показатель. Данные особенности этого метода позволяют решить поставленную задачу.

Решение задачи многофакторного корреляционного анализа проводится на ПЭВМ по типовым программам. Сначала формируется матрица исходных данных, в первой колонке которой записывается порядковый номер наблюдения, во второй – результивный показатель (Y), а в следующих – факторные показатели (X_i). Эти сведения вводятся в ПЭВМ, и рассчитываются матрицы парных и частных коэффициентов корреляции, уравнение множественной регрессии, а также показатели, с помощью которых оцениваются надежность коэффициентов корреляции и уравнения связи: критерий Стьюдента, критерий Фишера, средняя ошибка аппроксимации, множественные коэффициенты корреляции и детерминации. Изучая матрицы парных и частных коэффициентов корреляции, делается вывод о тесноте связи между изучаемыми явлениями [4]. Метод позволяет количественно оценить внос каждого фактора в величину осадки поверхности в результате извлечения подземных вод, представляя тем самым более надежные результаты прогноза.

Определение интегрированного показателя геотехнических факторов (целевая функция) основывается на анализе и синтезе геотехнических факторов, влияющих на осадку поверхности по данным наблюдений; моделировании связи между факторными и результивными показателями, т. е. подборе соответствующего уравнения, которое наилучшим образом описывает изучаемые зависимости; оценке надежности показателей связи и правомерности его использования для практической цели.

В качестве целевой функции для прогноза оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод может быть выбрана величина деформации земной поверхности во времени (S_t) или среднегодовая скорость деформации земной поверхности (V_s). Целевая функция $Y(S_t$ или $V_s)$ является функцией геотехнических факторов (X_i):

$$Y(S_t \text{ или } V_s) = f(X_1, X_2, \dots, X_n).$$

Геотехническими факторами (X_i) могут быть: уровень или скорость снижения подземных вод; характеристики грунтов (литологический состав, мощность и физико-механические свойства грунтов) и время t . Все эти факторы связаны с процессом оседания земной поверхности и между собой.

По фактическим данным мониторинга записывается уравнение множественной регрессии между S_t или V_s с геотехническими факторами и между самими геотехническими факторами. Затем определяется вес g_i каждого геотехнического фактора в целевой функции S_t или V_s . Таким образом, деформация земной поверхности по времени S_t или скорость деформации земной поверхности V_s на любом месте в исследуемом регионе определяются как

$$Y = \sum_{i=1}^p g_i R_i^H,$$

где Y – интегрированный показатель геотехнических факторов или целевая функция, может быть S_t или V_s ; g_i – вес геотехнического фактора i ; R_i^H – количественный параметр стандартизованного геотехнического фактора i .

Определение веса геотехнических факторов g_i осуществляется следующим образом:

- сбор и статистическая оценка фактических данных мониторинга, связанных с геотехническими факторами и целевой функцией;
- моделирование связи между факторными и результивными показателями, т. е. подбор соответствующего уравнения, которое наилучшим образом описывает изучаемые зависимости;
- вычисление парного коэффициента корреляции (r_{ij}, r_{ji}) между геотехническим фактором и целевой функцией и между геотехническими факторами;
- вычисление стандартизованных коэффициентов ($\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_p$);
- вычисление многомерного коэффициента корреляции R

$$R^2 = \sum_{i=1}^p \beta_i r_{iy}. \quad (1)$$

Многомерный коэффициент корреляции R позволяет оценить, являются ли значимыми геотехнические факторы в целевой функции. Если $R \geq 0,75$, то выбранные геотехнические факторы являются значимыми и адекватными. Если $R < 0,75$, то отсутствуют некоторые важные геотехнические факторы и необходимо пересмотреть геотехнические факторы в целевой функции.

- вычисление веса геотехнических факторов g_i .
- Вес геотехнических факторов g_i в целевой функции определяется по формуле (2)

$$g_i = \frac{|\beta_i r_{iy}|}{\sum_{i=1}^p |\beta_i r_{iy}|}. \quad (2)$$

В том числе $\sum_{i=1}^n g_i = 1$ (общий вес геотехнических факторов равен 1).

Метод многофакторного корреляционного анализа применялся по данным станций мониторинга за осадками поверхности «Фапван», «Льонгиен» и «Тханьконг». Местонахождение и внешний вид станций мониторинга показаны на рис. 1–3.

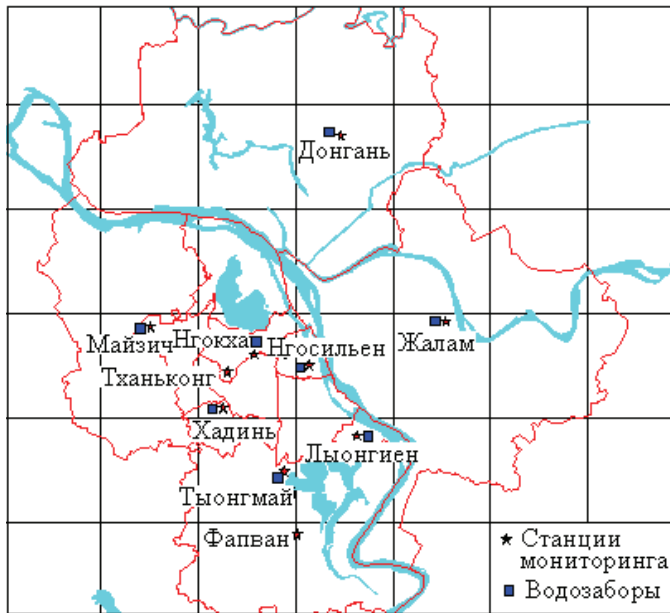


Рис. 1. Местонахождение станций мониторинга за осадками поверхности «Фапван», «Лыонгиен» и «Тханьконг» на карте Старого Ханоя [2]



Рис. 2. Станция Фапван



Рис. 3. Станция Лыонгиен

В геологическом разрезе на станциях мониторинга за осадками поверхности «Фапван», «Лыонгиен» и «Тханьконг» присутствует один слой слабого грунта, представленный глинами и суглинками свиты Хайхынг, перекрывааемый глинами и суглинками свиты Тхайбинь, а подстилаемый глинами и суглинками свиты Виньфук.

Исходными данными для построения функций V_s и S_t являются:

- Слои грунта: мощность слоя слабого грунта, коэффициент средней относительной сжимаемости и плотность природного грунта.

- Данные мониторинга: глубина подземных вод, среднегодовая скорость деформации земной поверхности, деформация земной поверхности во времени.

Исходные данные для построения функций представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Исходные факторы для V_s [3, 5, 6]

Станция мониторинга за осадками поверхности	Год	Глубина подземных вод H (м)	Средняя скорость деформации V_s (мм/год)	Коэффициент средней относительной сжимаемости m_{cm} (см ² /кг)	Мощность слоя слабого грунта B_{ϕ} (м)	Плотность природного грунта ρ (г/см ³)
Фапван	1996	17,957	28,952	0,034	26,0	1,59
	1997	18,010	21,198	0,034	26,0	1,59
	1998	20,205	23,070	0,034	26,0	1,59
	1999	20,005	19,908	0,034	26,0	1,59
	2000	20,947	19,245	0,034	26,0	1,59
	2001	19,232	15,019	0,034	26,0	1,59
	2002	20,997	18,283	0,034	26,0	1,59
Лыонгиен	2000	19,123	26,785	0,035	14,0	1,62
	2001	18,893	13,257	0,035	14,0	1,62
	2002	19,203	11,055	0,035	14,0	1,62
	2003	20,593	14,300	0,035	14,0	1,62
Тханьконг	1997	14,300	35,790	0,035	16,0	1,67
	1998	15,370	37,057	0,035	16,0	1,67
	1999	15,615	39,458	0,035	16,0	1,67
	2000	16,583	43,168	0,035	16,0	1,67
	2001	16,637	38,824	0,035	16,0	1,67
	2002	17,650	35,163	0,035	16,0	1,67
2003	18,713	32,810	0,035	16,0	1,67	

Таблица 2. Исходные факторы для S_t [3, 5, 6]

Станция мониторинга за осадками поверхности	Время t (месяц)	Глубина подземных вод H (м)	Деформация земной поверхности по времени S_t (мм)	Коэффициент средней относительной сжимаемости m_{vm} (см ² /кг)	Мощность слоя слабого грунта B_{dy} (м)	Плотность природного грунта ρ (г/см ³)
Фапван	0	18,240	13,810	0,034	26,0	1,59
	4	17,355	20,058	0,034	26,0	1,59
	8	15,720	24,507	0,034	26,0	1,59
	12	17,957	28,952	0,034	26,0	1,59
	16	17,830	38,053	0,034	26,0	1,59
	20	16,290	42,287	0,034	26,0	1,59
	24	18,010	50,150	0,034	26,0	1,59
	28	18,015	58,022	0,034	26,0	1,59
	32	18,470	63,072	0,034	26,0	1,59
	36	20,205	73,220	0,034	26,0	1,59
	40	20,727	81,427	0,034	26,0	1,59
	44	18,540	85,952	0,034	26,0	1,59
	48	20,005	93,128	0,034	26,0	1,59
	52	20,133	100,453	0,034	26,0	1,59
	56	19,453	105,295	0,034	26,0	1,59
	60	20,947	112,373	0,034	26,0	1,59
	64	20,987	119,008	0,034	26,0	1,59
	68	19,133	121,472	0,034	26,0	1,59
	72	19,323	127,392	0,034	26,0	1,59
	76	21,017	134,900	0,034	26,0	1,59
80	19,360	138,965	0,034	26,0	1,59	
84	20,997	145,675	0,034	26,0	1,59	
88	20,197	149,948	0,034	26,0	1,59	
92	19,537	154,755	0,034	26,0	1,59	
96	22,803	163,318	0,034	26,0	1,59	
Льонгиен	0	18,633	11,792	0,035	14,0	1,62
	4	18,243	16,818	0,035	14,0	1,62
	8	15,487	18,863	0,035	14,0	1,62
	12	19,123	26,785	0,035	14,0	1,62
	16	19,303	33,585	0,035	14,0	1,62
	20	15,363	33,177	0,035	14,0	1,62
	24	18,893	40,042	0,035	14,0	1,62
	28	19,333	45,785	0,035	14,0	1,62
	32	14,750	45,440	0,035	14,0	1,62
	36	19,203	51,097	0,035	14,0	1,62
	40	20,093	56,385	0,035	14,0	1,62
	44	17,700	58,615	0,035	14,0	1,62
48	20,593	65,397	0,035	14,0	1,62	
Тханьконг	0	14,277	2,853	0,035	16,0	1,67
	4	14,643	12,438	0,035	16,0	1,67
	8	13,920	24,438	0,035	16,0	1,67
	12	14,300	35,790	0,035	16,0	1,67
	16	14,905	46,595	0,035	16,0	1,67
	20	14,495	59,100	0,035	16,0	1,67
	24	15,370	72,847	0,035	16,0	1,67
	28	15,907	86,150	0,035	16,0	1,67
	32	15,500	99,930	0,035	16,0	1,67
	36	15,615	112,305	0,035	16,0	1,67
	40	16,247	126,380	0,035	16,0	1,67
	44	16,120	141,590	0,035	16,0	1,67
	48	16,583	155,473	0,035	16,0	1,67
	52	17,027	169,987	0,035	16,0	1,67
	56	16,257	183,000	0,035	16,0	1,67
	60	16,637	194,297	0,035	16,0	1,67
	64	17,173	207,552	0,035	16,0	1,67
	68	16,800	218,000	0,035	16,0	1,67
	72	17,650	229,460	0,035	16,0	1,67
	76	18,083	243,953	0,035	16,0	1,67
80	18,313	258,857	0,035	16,0	1,67	
84	18,713	262,270	0,035	16,0	1,67	

Построение целевой функции S_t

Из данных, представленных в табл. 1 и 2, целевая функция S_t построена по следующей схеме:

- а. Выбор геотехнических факторов: время t , глубина подземных вод H , коэффициент средней относительной сжимаемости m_{vm} , мощность слоя слабого грунта B_{dy} и плотность природного грунта ρ в целевой функции S_t . Коэффициенты парной корреляции между целевой функцией и параметрами, а также между факторами, представлены в табл. 3.

Таблица 3. Коэффициенты парной корреляции между S_t , t , H , m_{vm} , B_{dy} и ρ установленные по данным наблюдений на станциях Фапван, Льонгиен и Тханьконг

	S_t	t	H	m_{vm}	B_{dy}	ρ
S_t	1,000	0,862	0,232	0,062	0,009	0,321
t	0,862	1,000	0,545	-0,235	0,266	-0,071
H	0,232	0,545	1,000	-0,556	0,499	-0,667
m_{vm}	0,062	-0,235	-0,556	1,000	-0,990	0,854
B_{dy}	0,009	0,266	0,499	-0,990	1,000	-0,774
ρ	0,321	-0,071	-0,667	0,854	-0,774	1,000

- а. Стандартизованные коэффициенты $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4, \beta_5$ являются корнями системы уравнений 3:

$$\begin{cases} 0,862 = \beta_1 + 0,545\beta_2 - 0,235\beta_3 + 0,266\beta_4 - 0,071\beta_5 \\ 0,232 = 0,545\beta_1 + \beta_2 - 0,556\beta_3 + 0,499\beta_4 - 0,667\beta_5 \\ 0,062 = -0,235\beta_1 - 0,556\beta_2 + \beta_3 - 0,990\beta_4 + 0,854\beta_5 \\ 0,009 = 0,266\beta_1 + 0,499\beta_2 - 0,990\beta_3 + \beta_4 - 0,774\beta_5 \\ 0,321 = -0,071\beta_1 - 0,667\beta_2 + 0,854\beta_3 - 0,774\beta_4 + \beta_5 \end{cases} \quad (3)$$

Решив систему уравнений (3), получаем: $\beta_1=0,787$; $\beta_2=0,106$; $\beta_3=-0,013$; $\beta_4=0,221$; $\beta_5=0,629$.

- б. Многомерный коэффициент корреляции R определяется по формуле (1), с результатом $R=0,952$. Значение $R=0,952$ свидетельствует о том, что геотехнические параметры, выбранные для участия в целевой функции, являются значимыми и адекватными.

- с. Вес параметров времени t , глубины подземных вод H , коэффициента средней относительной сжимаемости m_{vm} , мощности слоя слабого грунта B_{dy} и плотность природного грунта ρ в целевой функции, обозначенные соответственно g_1, g_2, g_3, g_4, g_5 и определяемые по формуле (2), равны: $g_1=0,748$; $g_2=0,027$; $g_3=0,001$; $g_4=0,002$, $g_5=0,222$.

Таким образом, целевая функция S_t имеет вид $S_t=0,748t+0,027H+0,001m_{vm}+0,002B_{dy}+0,222\rho$ (4)

Деформация земной поверхности за время S_t на станциях Фапван, Льонгиен и Тханьконг рассчитывается по формуле (4) и сравнивается с результатами мониторинга (рис. 4).

Прогнозируемые деформации земной поверхности за время S_t на станциях Фапван, Льонгиен и Тханьконг в 1,1–1,2 раза выше действительных наблюдаемых деформаций земной поверхности.

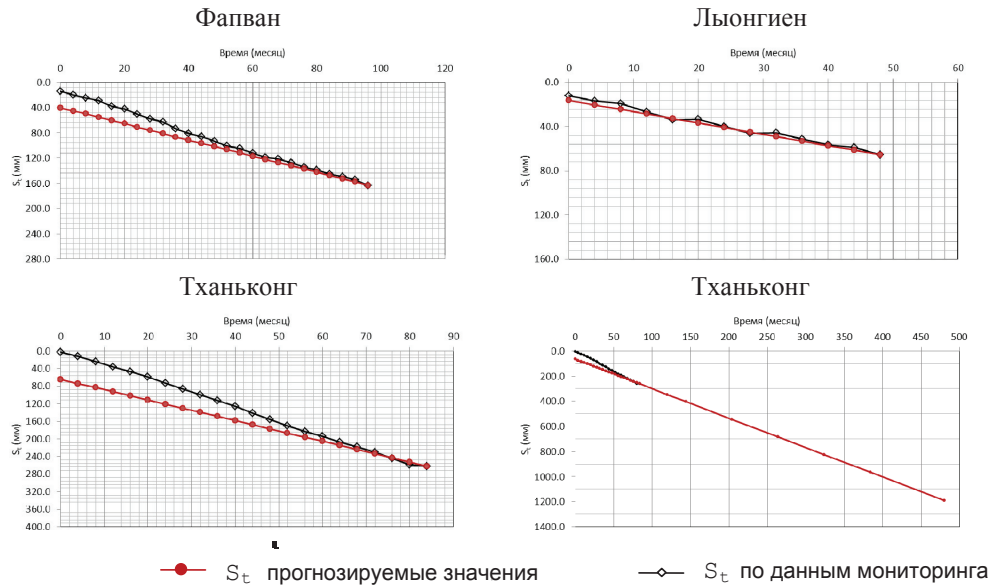


Рис. 4. Деформация земной поверхности во времени в связи с водоотбором подземных вод S_t на станциях Фапван, Лыонгиен и Тханьконг

Построение целевой функции V_s

Из данных, представленных в табл. 1 и 2, целевая функция V_s построена в следующей последовательности:

- а. Выбор геотехнических факторов: глубина подземных вод H , коэффициент средней относительной сжимаемости m_{vm} , мощность слоя слабого грунта B_{dy} и плотность природного грунта ρ в целевой функции V_s . Парный коэффициент корреляции между целевой функцией и параметрами в функции, а также парный коэффициент корреляции между параметрами представлены в табл. 4.

Таблица 4. Коэффициенты парной корреляции между V_s , H , m_{vm} , B_{dy} и ρ определяется по данным мониторинга на станциях Фапван, Лыонгиен, Тханьконг и Тханьконг

	V_s	H	m_{vm}	B_{dy}	ρ
V_s	1,000	-0,771	0,465	-0,354	0,797
H	-0,771	1,000	-0,581	0,504	-0,767
m_{vm}	0,465	-0,581	1,000	-0,990	0,858
B_{dy}	-0,354	0,504	-0,990	1,000	-0,779
ρ	0,797	-0,767	0,858	-0,779	1,000

- а. Стандартизованные коэффициенты $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4$ являются корнями системы уравнений (5)

$$\begin{cases} -0,771 = \beta_1 - 0,581\beta_2 + 0,504\beta_3 - 0,767\beta_4 \\ 0,465 = -0,581\beta_1 + \beta_2 - 0,990\beta_3 + 858\beta_4 \\ -0,354 = 0,504\beta_1 - 0,990\beta_2 + \beta_3 - 0,779\beta_4 \\ 0,797 = -0,767\beta_1 + 0,858\beta_2 - 0,779\beta_3 + \beta_4 \end{cases} \quad (5)$$

Решив систему уравнений (5), получаем: $\beta_1 = -0,245$; $\beta_2 = -0,797$; $\beta_3 = -0,031$; $\beta_4 = 1,270$.

- б. Многомерный коэффициент корреляции R определяется по формуле (1), $R = 0,917$. Значение

$R = 0,917$ свидетельствует о том, что выбранные геотехнические параметры являются значимыми и адекватными.

- с. Вес параметров: глубина подземных вод H , коэффициент средней относительной сжимаемости m_{vm} , мощность слоя слабого грунта B_{dy} и плотность природного грунта ρ в целевой функции V_s обозначаются соответственно g_1, g_2, g_3, g_4 и равны $g_1 = 0,119$; $g_2 = 0,234$; $g_3 = 0,007$; $g_4 = 0,640$.

Таким образом, целевая функция V_s имеет вид:
 $V_s = 0,119H + 0,234m_{vm} + 0,007B_{dy} + 0,640\rho$ (6)

Формула (6) применена для прогноза среднегодовой скорости деформации земной поверхности V_s на станциях Фапван, Лыонгиен и Тханьконг. Результаты сравнения прогнозируемых значений с реальными данными наблюдений представлены на рис. 5.

Прогнозируемые среднегодовые скорости деформации земной поверхности V_s на станциях Фапван, Лыонгиен и Тханьконг незначительно отличаются от средних значений по данным наблюдений.

Выводы

Многофакторный корреляционный анализ позволил оценить влияние некоторых геотехнических факторов, таких как глубина подземных вод H , коэффициент средней относительной сжимаемости m_{vm} , мощность слоя слабого грунта B_{dy} , время t и плотность природного грунта ρ в формулах S_t и V_s .

Прогноз деформации земной поверхности за время t и среднегодовой скорости деформации земной поверхности на станциях мониторинга за осадками поверхности Фапван, Лыонгиен и Тханьконг путем применения целевых функций S_t и V_s (уравнения 4 и 6) показывает результат относительно близкий к фактическим данным мониторинга (рис. 2 и 3). Прогнозируемые среднегодовые скорости дефор-

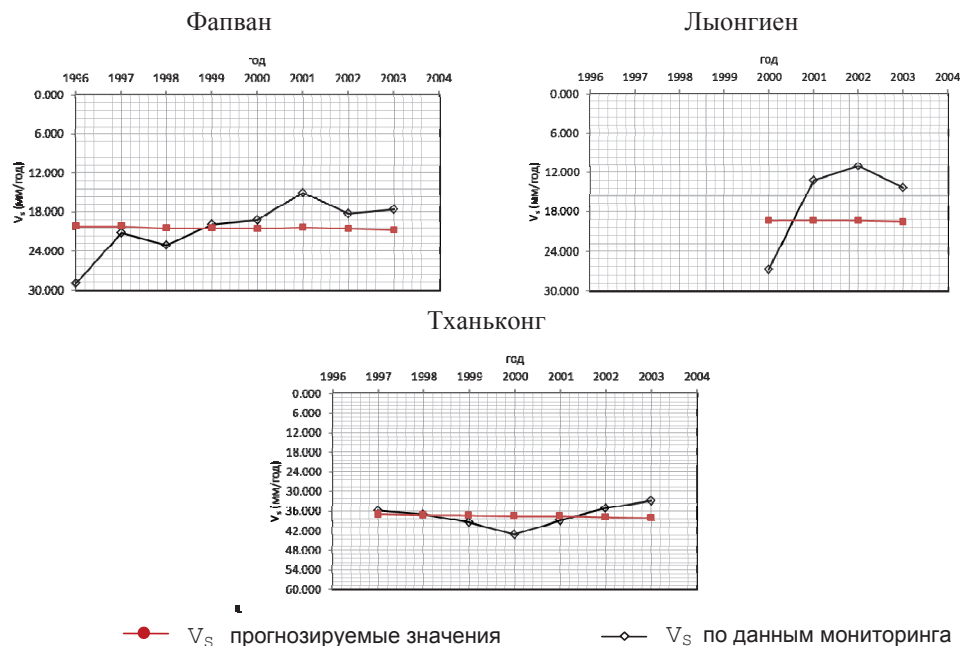


Рис. 5. Среднегодовая скорость деформации земной поверхности в связи с водоотбором подземных вод V_s на станциях Фапван, Лыонгиен и Тханьконг

мации земной поверхности V_s на станциях Фапван, Лыонгиен и Тханьконг не очень отличаются от средних значений по данным наблюдений; прогнозируемые деформации земной поверхности за время S , в 1,1–1,2 раза выше действительных наблюдаемых деформаций земной поверхности.

Из этого можно сделать вывод о том, что метод многофакторного корреляционного анализа явля-

ется надежным методом и может быть использован для прогноза оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод в Ханое.

Для более точного прогноза необходимо построить другие станции мониторинга за осадками поверхности, чтобы дополнить данные мониторинга оседания и данные об инженерно-геологических условиях территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фи Х.Т., Строкова Л.А. Опасные геологические процессы на территории г. Ханой (Вьетнам) // Вестник Томского государственного университета. – 2011. – № 349. – С. 200–204.
2. Фи Х.Т., Нгуен Н.М., Строкова Л.А. Оценка и прогноз оседания земной поверхности в результате извлечения подземных вод в городе Ханой (Вьетнам) // Инженерная геология. – 2012. – № 2. – С. 52–59.
3. Report on research program on Hanoi land subsidence due to changing of groundwater level // НИБТ. – 2004. – № 38. – 125 p.
4. Савицкая Г.В. Анализ хозяйственной деятельности предприятия. – Минск: ООО «Новое знание», 2000. – 688 с.
5. Phuong N.H. Report on research and prediction of land subsidence due to changes in engineering-geological and hydrogeological conditions in Thanh tri district / The project code: B2001–36–01-T. – Hanoi, Vietnam, 2004. – 230 p.
6. Phuong N.H. Report on collecting and verifying data, additional studies for mapping of soft soils distribution in Hanoi to plan for construction in the capital of Vietnam // The project code: TC-DT/06–02–3. – Hanoi, Vietnam, 2004. – 261 p.

Поступила 06.02.2013 г.

УДК 550.42:577.4(571.1)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД ОБСКОГО БОЛОТА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) И ЕГО ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ СБРОСОВ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

О.Г. Савичев, Н.В. Гусева, Е.А. Куприянов, А.А. Скороходова, К.В. Ахмед-Оглы

Томский политехнический университет
E-mail: OSavichev@mail.ru

Проведен анализ химического состава вод Обского болота (Западная Сибирь). Получены данные о средних концентрациях главных ионов, микроэлементов, биогенных и органических веществ в естественных и загрязнённых болотных водах, подземных и речных водах в районе Обского болота. Установлены критерии загрязнения болотных вод. Выявлены три группы веществ с различным характером изменения концентраций по мере удаления от выпуска хозяйственно-бытовых сточных вод. Показано, что снижение минерализации, содержания органических и биогенных веществ вплоть до фоновых значений происходит в полосе шириной до 600 м от границы болота.

Ключевые слова:

Болотные воды, химический состав, Обское болото, антропогенное влияние, Западная Сибирь.

Key words:

Bog waters, chemical composition, Obskoe bog, anthropogenous influence, Western Siberia.

Введение

Особенностью бассейна реки Оби на участке её среднего течения, примерно соответствующего подзонам южной и средней тайги, является значительная заболоченность, составляющая в пределах Томской области 37 % (рис. 1, а), а по центральной части южнотаёжной подзоны Западной Сибири – 47 % [1, 2]. Уже столь широкое распространение болот предопределяет актуальность их постоянного изучения, важность которого еще более возрастает при решении целого спектра фундаментальных и прикладных задач в области геохимии, гидрохимии, гидрологии, геоэкологии, геоботаники. В частности, понимание биогеохимической, гидрохимической и гидрологической роли болот является совершенно необходимым при прогнозе долгосрочных изменений окружающей среды в Западной Сибири и определении допустимого антропогенного воздействия на экосистемы, в том числе и болотные.

Особое значение при этом имеют исследования крупных болот, возникновение и эволюция которых, как правило, являются индикатором каких-либо существенных региональных изменений окружающей среды и климата. Наиболее известный подобный объект в таёжной зоне Западной Сибири – Васюганское болото площадью более 50 тыс. км² [3]. Но есть ещё одно крупное болото, внимание к которому пока незаслуженно незначительное.

Это – Обское (евтрофное) болото, протянувшееся в левобережной части долины реки Оби, от с. Кожевниково на юге до с. Иштан на севере, полосой шириной от 1,5 до 7 км и длиной 104 км. Торфяная залежь – низинного типа, со средней мощностью 3,2 м при максимуме до 6 м. Участок, расположенный южнее с. Мельниково (соответствует торфяному месторождению «Обское I»), характеризуется средними значениями: зольности торфа 28,7 %, степени разложения – 34 %; влажности –

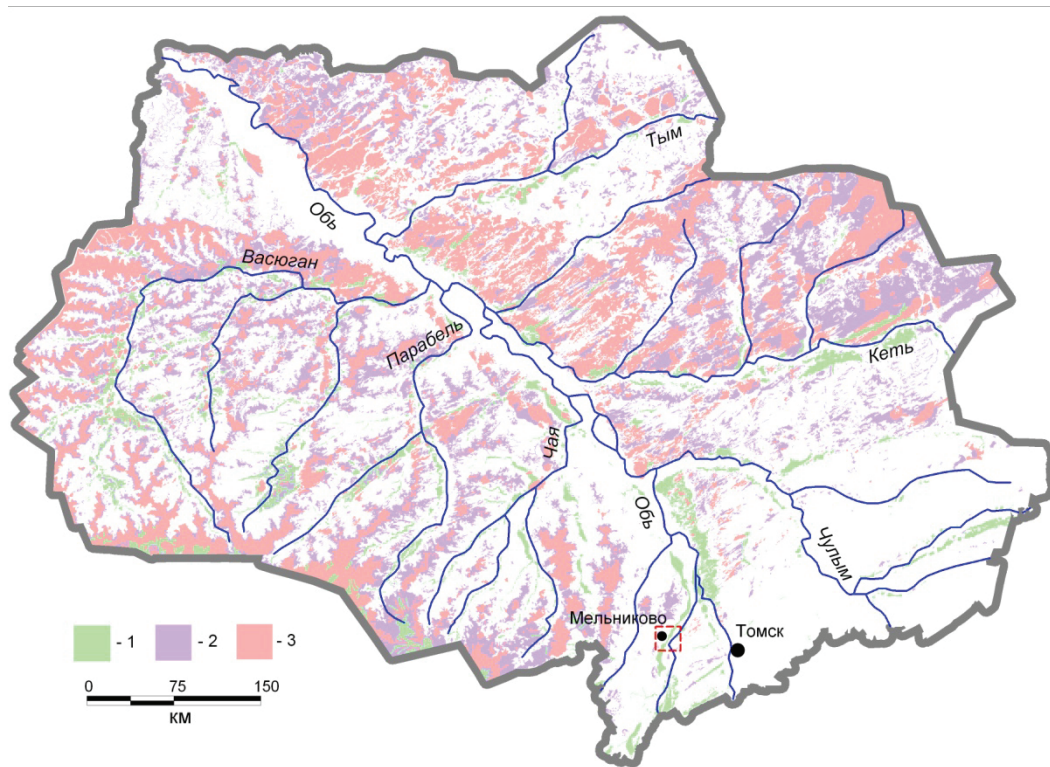
83,7 %; рН – от 5,5 до 7,3. Средние значения северного участка (торфяное месторождение «Обское II») составляют: степень разложения торфа – 34 %; зольность – 28,7 % [4].

Объект и методика исследования

В данной статье представлены результаты первого этапа исследований, в рамках которого основное внимание было уделено изучению пространственно-временных изменений химического состава вод Обского болота на участке сброса сточных вод жилищно-коммунального хозяйства с. Мельниково (муниципальное унитарное предприятие МУП «Комхоз») – административного центра Шегарского района Томской области. На исследуемом участке распространён берёзово-тростниковый тип биогеоценозов с полосами, занятыми преимущественно тростником. Его положение показано на рис. 1, а его место в поперечном профиле долины реки Оби – на рис. 2.

С целью выявления пространственно-временных изменений химического состава болотных вод и изучения факторов его формирования проводился: 1) отбор болотных вод, сточных вод жилищно-коммунального хозяйства и подземных вод эксплуатируемого водоносного горизонта в с. Мельниково (отложения палеогенового возраста) согласно [6, 7]; 2) определение химического состава болотных, сточных и подземных вод в стационарных аккредитованных лабораториях Томского политехнического университета (ТПУ) и ОАО «Томскгеомониторинг»; 3) обобщение и статистический анализ данных ТПУ и ОАО «Томскгеомониторинг» о химическом составе болотных, сточных, подземных и речных вод в соответствии с [8].

Отбор проб болотных вод выполнен из деятельного горизонта торфяной залежи (0,2...0,5 м от поверхности растительного покрова). Одновременно с отбором проб воды проводилось определение рН, Eh, удельной электропроводности и темпера-



а



б

Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдений за химическим составом вод Обского болота у с. Мельниково: а) типы болот: 1 – евтрофные; 2 – мезотрофные; 3 – олиготрофные; б) пункты гидрохимических наблюдений: 1 – сточные воды МУП «Комхоз» с. Мельниково; 2 – фоновый участок; 3 – участок загрязнённого болота (I – створ выпуска сточных вод; II – створ вдоль дороги Мельниково – Старая Шегарка)

туры воды и атмосферного воздуха. Пункты отбора проб болотных вод расположены в границах трёх профилей (рис. 1): 1) профиль I, размещённый перпендикулярно границе суходола (с. Мельниково) и болота у выпуска сточных вод жилищно-коммунального хозяйства (ЖКХ) с. Мельниково; 2) профиль II, размещённый в 50 м выше дороги с. Мельниково – с. Старая Шегарка перпендикулярно границе суходола (с. Мельниково) и болота; 3) фоновый участок Обского болота 0,5 км вы-

ше дороги г. Томск – с. Мельниково, пункт пробоотбора в 2012 г., – в 90 м от границы болота и суходола (окраина с. Нашёково). Средний продольный уклон долины р. Обь составляет 0,085 ‰ (расчёт по средним уровням воды р. Обь у п. Победа и с. Никольское), уклон поверхности грунтовых и болотных вод по поперечному профилю долины – ориентировочно 0,49 ‰ (по разнице отметки поверхности границы болота и суходола и среднего уровня воды в р. Обь).

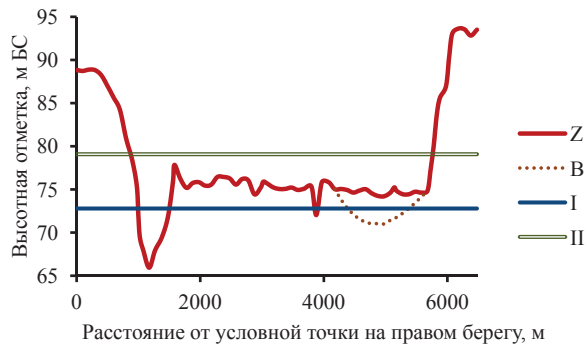


Рис. 2. Профиль долины р. Оби и Обского болота у с. Мельниково: Z – высотная отметка твёрдой поверхности [5]; B – оценочное положение минерального дна Обского болота (расчёт по средней толщине торфяной залежи); I – средний уровень воды в р. Оби у с. Победа [2]; II – средний уровень подземных вод в режимной скважине б3р ($2a_{Q_{II}} + P_{3,t}$) в с. Мельниково [2]

При определении гидрохимических и геохимических показателей использовались следующие методы: удельная электропроводность χ – кондуктометрический; pH и Eh – потенциометрический; SO_4^{2-} , Cl^- – ионная хроматография; Ca^{2+} , HCO_3^- , бихроматная окисляемость (Б.О.), фульво- (ФК) и гуминовые (ГК) кислоты, перманганатная окисляемость (П.О.), растворённый углекислый газ – титриметрический; NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , Si – фотометрический; Na^+ , K^+ , Al, Li – атомная абсорбция и атомно-эмиссионная спектрометрия; Zn, Pb, Cd, Cu – инверсионная вольтамперометрия и атомно-эмиссионная спектрометрия [9]. Анализ гидрохимических данных на наличие экстремальных значений проведён согласно [8].

Результаты исследования и их обсуждение

Наиболее подробное исследование химического состава вод Обского болота, его пространственной изменчивости в районе с. Мельниково выполнено в ноябре 2012 г., когда были отобраны пробы из деятельного горизонта Обского болота на незагрязнённом (фоновом) участке у с. Нашёково, в створе выпуска сточных вод ЖКХ с. Мельниково и вдоль дороги с. Мельниково – с. Старая Шегарка, а также точные воды ЖКХ с. Мельниково (табл. 1). Болотные воды фонового участка Обского болота в этот период характеризовались как пресные с повышенной минерализацией, гидрокарбонатные кальциевые, жёсткие, нейтральные, с окислительной обстановкой (по классификациям О.А. Алёкина [10], требованиям [11, 12]), сточные воды и болотные воды в зоне влияния выпуска сточных вод – как солоноватые, гидрокарбонатные натриевые, жёсткие, слабощелочные и нейтральные, с преимущественно восстановительной обстановкой (в створе II – с переходной или окислительной). Во всех случаях болотные и сточные воды содержат значительное количество органических и биогенных веществ, железа (табл. 1), что позволяет их отнести к поли- и гиперсапробным, гипертрофным.

По характеру изменения по мере удаления от выпуска и границы болота и суши выделяются три основные группы веществ: 1) хорошо выраженное изменение в обоих створах (Б.О., П.О., БПК₅, нефтепродукты – уменьшение; Li, Ca^{2+} , Mg^{2+} – увеличение); 2) однозначное изменение в одном из створов и скачкообразное – в другом (сумма главных ионов, Si, NH_4^+ , HCO_3^- , Cl^- , Na^+ , PO_4^{3-} , Cu, ГК, ФК – уменьшение; Al – увеличение в створе выпуска сточных вод); 3) скачкообразное изменение в обоих створах (pH, Fe, CO_2 , K^+ , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , F⁻, Zn, Pb).

При этом необходимо отметить, что, во-первых, наиболее заметное уменьшение значений физико-химических и гидрохимических показателей в большинстве случаев отмечено в створе II, расположенном в 400 м ниже (по уклону долины р. Обь) выпуска хозяйственно-бытовых сточных вод (МУП «Комхоз»). Во-вторых, более или менее резкие колебания веществ из второй и третьей групп отмечаются на границе тростникового и берёзово-тростникового биогеоценозов или в пограничной полосе с преимущественно древесной растительностью. В-третьих, анализ регрессионных моделей изменения ряда гидрохимических показателей в створе II показал, что самоочищение загрязнённых болотных вод до фоновых значений, определённых на незагрязнённом участке Обского болота в это же время, ориентировочно достигается на расстоянии: нефтепродукты – 220...250 м; БПК₅, PO_4^{3-} , NH_4^+ – 300...320 м; минерализация и бихроматная окисляемость – 550...600 м.

Обобщение данных, полученных в 2012 г., с материалами ранее выполненных исследований [2, 13, 14] показало, что воды низинного Обского болота по химическому составу и минерализации на незагрязнённых участках занимают промежуточное положение между подземными и речными водами (с учётом значительно более высокого уровня содержания органических веществ и продуктов их трансформации), а болотные воды на загрязнённых участках – между подземными, сточными и незагрязнёнными водами (табл. 2). Критерием явного загрязнения болотных вод могут считаться: сумма главных ионов $\Sigma_{ин} > 1000...1100$ мг/дм³; $Na^+ > 170...180$ мг/дм³; $Cl^- > 120...140$ мг/дм³; $NH_4^+ > 5...7$ мг/дм³; $PO_4^{3-} > 0,5$ мг/дм³; БПК₅ $> 5,8$ мгО₂/дм³; Б.О. $> 190...200$ мгО/дм³; П.О. > 40 мгО/дм³; нефтепродукты $> 0,2$ мг/дм³; фенолы $> 0,03$ мг/дм³.

Сравнение данных о химическом составе болотных вод вдоль дороги Мельниково–Старая Шегарка 29.09.2002 г. [2, 13, 14] и 16.11.2012 г. позволило сделать вывод о существенной временной изменчивости как содержаний ряда веществ в стоках, так и характера их трансформации в болотных водах (рис. 3), что, возможно, связано с различным водным и термическим режимом Обского болота. В частности, летний период 2012 г. был значительно более засушливым и отличался пониженными уровнями болотных и речных вод в регионе. Тем не менее, эффективное самоочищение болотных вод в полосе шириной около 200 м от границы болота и

Таблица 1. Физико-химические и гидрохимические показатели вод Обского болота и хозяйственно-бытовых сточных вод, поступающих в Обское болото в с. Мельниково в ноябре 2012 г.

Показатель	Единицы измерения	Стоки ЖКХ с. Мельниково	Обское болото у с. Мельниково (расстояние от суходола в сторону р. Обь, м)						Обское болото с. Нащёково (фон)
			створ выпуска стоков ЖКХ с. Мельниково			вдоль дороги Мельниково–Старая Шегарка			
			110	220	300	120	200	300	
pH	–	7,54	7,48	7,68	7,63	7,4	7,7	7,6	7,3
CO ₂	мг/дм ³	17,6	20,24	26,4	22	52,8	35,2	22	30,8
Σ _{гп}	мг/дм ³	1418,9	1425,4	1461,7	1477,2	1486,2	1361,0	1103,0	580,5
Ca ²⁺	мг/дм ³	80,0	76,0	102,0	104,0	90,0	106,0	123,0	108,0
Mg ²⁺	мг/дм ³	26,8	26,8	25,6	24,4	26,1	29,9	32,3	21,2
Na ⁺	мг/дм ³	218,0	237,0	218,0	216,0	244,8	219,6	152,6	11,1
K ⁺	мг/дм ³	20,9	21,1	21,1	25,8	23,6	21,0	12,8	1,6
HCO ₃ ⁻	мг/дм ³	920,0	854,0	888,0	950,0	927,0	793,0	622,0	433,0
Cl ⁻	мг/дм ³	142,0	160,0	156,0	149,0	167,0	177,5	150,9	3,5
SO ₄ ²⁻	мг/дм ³	11,2	50,5	51,0	8,0	7,7	14,0	9,3	2,1
NH ₄ ⁺	мг/дм ³	78,00	62,40	46,80	63,18	74,00	37,00	1,05	0,10
NO ₂ ⁻	мг/дм ³	0,005	0,005	0,060	0,055	0,005	0,005	0,025	0,012
NO ₃ ⁻	мг/дм ³	0,41	0,40	0,26	0,29	0,31	0,20	3,67	0,19
PO ₄ ³⁻	мг/дм ³	28,00	18,20	24,50	36,40	30,80	7,70	0,46	0,154
Si	мг/дм ³	23,45	20,97	16,69	18,79	21,54	18,59	13,33	8,17
БПК ₅	мгО ₂ /дм ³	8,35	8,38	8,13	7,66	7,99	7,84	0,84	1,08
Б.О.	мгО/дм ³	204,0	104,1	101,6	82,7	102,9	68,8	56,6	13,8
П.О.	мгО/дм ³	31,30	34,40	17,60	16,70	12,56	8,48	4,88	1,92
ГК	мг/дм ³	6,99	9,37	0,34	0,02	2,19	0,54	0,17	0,34
ФК	мг/дм ³	38,65	73,26	10,95	28,97	28,8	17,78	5,02	20,79
Нефтепродукты	мг/дм ³	3,080	2,950	1,280	0,330	0,080	0,032	0,014	0,028
F ⁻	мг/дм ³	0,22	0,24	0,24	0,21	0,25	0,21	0,22	0,28
Al	мг/дм ³	0,083	0,111	0,256	0,312	0,071	1,020	0,022	0,099
Fe _{общ}	мг/дм ³	2,89	0,65	8,72	2,01	0,62	5,78	0,27	1,13
Li	мкг/дм ³	6,0	6,0	6,5	8,0	0,5	4,5	6,2	4,0
Cu	мкг/дм ³	3,4	3,1	1,4	1,1	0,6	2,0	1,0	1,0
Zn	мкг/дм ³	30,0	45,0	7,5	7,3	2,1	12,0	2,0	2,3
Pb	мкг/дм ³	0,92	0,98	0,22	0,38	0,22	2,30	0,10	0,39

Примечание: χ – удельная электропроводность; $\Sigma_{гп}$ – сумма главных ионов; Б.О. – бихроматная окисляемость; П.О. – перманганатная окисляемость; БПК₅ – биохимическое потребление кислорода за пять суток; ГК – гуминовые кислоты; ФК – фульвокислоты.

суходола отмечено и в 2002, и в 2012 г., причём в пределах первых 100...150 м возможно даже некоторое увеличение минерализации и концентраций некоторых веществ (по сравнению со сточными водами на момент обследования).

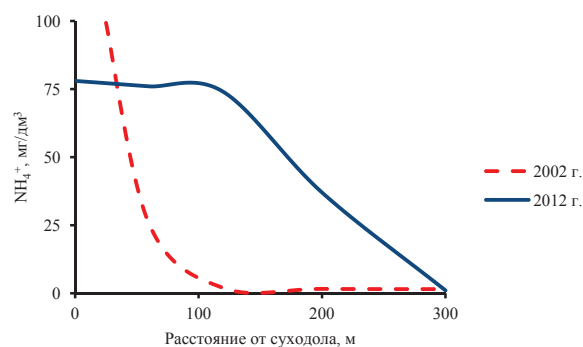


Рис. 3. Изменение концентраций NH₄⁺ в болотных водах в створе II (вдоль дороги Мельниково–Старая Шегарка) 29.09.2002 г. и 16.11.2012 г.

Заключение

Установлены средние уровни содержания главных ионов, микроэлементов, органических и биогенных веществ в водах Обского болота на его естественных и загрязнённых участках (в районе выпуска хозяйственно-бытовых сточных вод административного центра Шегарского района Томской области – с. Мельниково). Наиболее типичными загрязняющими веществами, сбрасываемыми в Обское болото, являются растворённые соли, нефтепродукты, NH₄⁺, PO₄³⁻, органические вещества по Б.О., П.О. и величине БПК₅.

В пределах загрязнённых участков: 1) выделены группы гидрохимических и физико-химических показателей с различными тенденциями пространственных изменений (или их отсутствием); 2) по мере удаления от выпуска сточных вод отмечено снижение минерализации, Б.О., П.О, БПК₅, концентраций соединений азота фосфора, нефтепродуктов, Si, металлов; различия в изменении гидро-

Таблица 2. Средние многолетние значения физико-химических и гидрохимических показателей болотных и речных вод у с. Мельниково, подземных вод в южном Приобье Томской области (с. Мельниково, Кожевниковский район)

Показатель	Ед. измерения	Обское болото		Сточные воды, с. Мельниково	р. Обь - п. Победа	Подземные воды в южном Приобье (палеогеновый водоносный горизонт)
		незагрязнённые участки	загрязнённые участки			
pH	ед. pH	7,24	7,41	7,71	7,97	7,31
χ	мКС/см	170,3	1810,8	1977,0	205,6	-
ги	мг/дм ³	552,9	1198,5	1372,8	185,0	638,2
Ca ²⁺	мг/дм ³	94,0	118,3	106,8	32,8	89,9
Mg ²⁺	мг/дм ³	18,3	30,0	40,3	6,2	20,6
Na ⁺	мг/дм ³	18,0	107,3	72,7	6,7	44,7
K ⁺	мг/дм ³	2,6	10,5	7,0	1,1	1,9
HCO ₃ ⁻	мг/дм ³	405,4	771,3	1056,7	121,4	450,2
Cl ⁻	мг/дм ³	8,3	140,4	125,7	3,3	18,8
SO ₄ ²⁻	мг/дм ³	1,6	20,8	20,4	13,5	6,2
NH ₄ ⁺	мг/дм ³	3,01	45,26	66,11	0,26	0,57
NO ₂ ⁻	мг/дм ³	0,014	0,144	0,011	0,022	0,022
NO ₃ ⁻	мг/дм ³	0,40	2,95	0,45	0,75	0,624
PO ₄ ³⁻	мг/дм ³	0,15	18,89	15,22	0,04	0,315
Si	мгSi/дм ³	8,17	18,32	23,45	2,56	19,39
БПК ₅	мгO ₂ /дм ³	1,08	76,74	125,45	2,82	-
Б.О.	мгO/дм ³	99,6	306,2	332,6	12,0	<4,0
П.О.	мгO/дм ³	25,93	15,77	31,30	3,85	2,17
ГК	мг/дм ³	0,34	2,11	6,99	0,68	-
ФК	мг/дм ³	20,79	27,46	38,65	3,74	-
Нефтепродукты	мг/дм ³	0,03	0,47	1,03	0,04	0,05
Фенолы	мг/дм ³	-	0,0175	0,0470	0,0009	0,0090
СПАВ	мг/дм ³	-	0,22	0,38	0,01	-
F ⁻	мг/дм ³	0,28	0,23	0,14	0,24	0,26
Al	мг/дм ³	0,099	0,299	0,083	0,056	-
Fe _{общ}	мг/дм ³	0,616	3,036	4,120	0,326	1,990
Li	мкг/дм ³	4,0	5,3	6,0	7,0	-
Cu	мкг/дм ³	1,0	1,5	3,4	7,0	7,7
Zn	мкг/дм ³	2,3	12,7	30,0	1,9	24,3
Pb	мкг/дм ³	0,4	0,7	0,9	0,4	0,8
Количество проб	-	3...4	12	4	15...22	6...9

Примечание: СПАВ – синтетические поверхностно-активные вещества.

химических показателей по территории болота, выявленные в сентябре 2002 и ноябре 2012 гг., возможно, связаны с замедлением биохимических и гидрохимических процессов при отрицательной температуре атмосферного воздуха; 3) зафиксировано увеличение концентраций Ca²⁺, Mg²⁺, Al и изменение гидрохимического типа вод (с гидрокарбонатного натриевого на гидрокарбонатный кальциевый) по мере удаления от выпуска сточных вод.

В целом и загрязнённые, и незагрязнённые воды Обского болота характеризуются нарушением предельно допустимых значений (для объектов хозяйственно-питьевого и рыбохозяйственного назначения) по величине бихроматной и перманганатной окисляемости, содержанию Fe, NH₄⁺, PO₄³⁻, нефтепродуктов. Самоочищение загрязнённых болотных вод до фоновых значений достигается на расстоянии от выпуска сточных вод: 400 м и более вниз по течению р. Обь (по продольному профилю) и от 220 до 600 м и более от границы болота и суходола по поперечному профилю долины р. Обь.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-93112-НЦНИЛ а и ГК № 11.519.11.6044 ГК № 11.519.11.6044), Госзадания «Наука» № 5.4573.2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bazanov V.A., Berezin A.E., Savichev O.G., Skugarev A.A. The phytoindication method for mapping peatlands in the taiga zone of the West-Siberian Plain // International Journal of Environmental Studies. – 2009. – V. 66. – № 4. – P. 473–484.
2. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. – Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2010. – 248 с.
3. Львов Ю.А. Болотные ресурсы // в кн.: Природные ресурсы Томской области / под ред. И.М. Гаджиева и А.А. Земцова. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 67–75.
4. Торфяные месторождения Томской области / под ред. Я.Н. Задунецкого, И.И. Казакова, В.Д. Маркова. – М.: Геолгорфразведка, 1971. – 306 с.
5. Лыгин В.А., Савичев О.Г. Проблемы определения границ водоохранных зон водных объектов // Вода: химия и экология. – 2008. – № 9. – С. 3–6.
6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8. Гидрометеорологические наблюдения на болотах / под ред. С.М. Новикова. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 360 с.
7. Вода. Общие требования к отбору проб. ГОСТ Р 51592–2000. – Госстандарт России, 2000. – 31 с.
8. РД 52.24.622–2001. Методические указания. Проведение расчетов фоновых концентраций химических веществ в воде водотоков. – М.: Федер. служба России по гидрометеор. и мониторинг. среды, 2001. – 68 с.
9. Зарубина Р.Ф., Копылова Ю.Г., Зарубин А.Г. Анализ и улучшение качества природных вод: в 2-х ч. Ч. 1. Анализ и оценка качества природных вод. – Томск: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2007. – 168 с.
10. Алёкин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 444 с.
11. Показатели состояния и правила таксации рыбохозяйственных водных объектов. ГОСТ 17.1.2.04–77. – М.: Изд-во стандартов, 1977. – 17 с.
12. Молчанова Я.П., Заика Е.А., Бабкина Э.И., Сурнин В.А. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды / под ред. Т.В. Гусевой. – М.: Изд-во «ФОРУМ», 2007. – 192 с.
13. Лыгин В.А., Савичев О.Г. Оценка допустимых сбросов загрязняющих веществ в болота Томской области // Водоснабжение и санитарная техника. – 2007. – № 5. – С. 33–38.
14. Савичев О.Г. Химический состав болотных вод на территории Томской области (Западная Сибирь) и их взаимодействие с минеральными и органоминеральными соединениями // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 314. – № 1. – С. 72–77.

Поступила 25.01.2013 г.

УДК 631.811.944:631.445.12

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАЛЬЦИЯ И ЖЕЛЕЗА В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ТАЁЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Архипов, В.К. Бернатонис

Томский политехнический университет

E-mail: vsa@tpu.ru

Изучено совместное распределение кальция и железа по глубине торфяных залежей в болотах Западной Сибири. С этой целью отобрано 1410 проб торфа на 17 болотах в таёжной зоне Западной Сибири. Методом нейтронно-активационного анализа определено содержание кальция и железа в отобранных пробах. Построены кривые послойного распределения элементов. Установлено, что на болотах водораздельного залегания накопление кальция и железа происходило синхронно. В низинных болотах речных долин бассейна Оби аккумуляция кальция и железа протекала отдельно, что нашло своё отражение в формах послойных кривых.

Ключевые слова:

Торф, залежь, кальций, железо, распределение.

Key words:

Peat, peat deposit, calcium, iron, distribution.

Кальций и железо относятся к основным золотообразующим элементам торфов, во многом определяющим их свойства и направления использования. Поступление этих элементов в торфяную залежь происходит различными путями в зависимости от водно-минерального режима торфяника. В таёжной зоне Западной Сибири торфообразование протекало с высокой интенсивностью, что отразилось и на особенностях распределения золотообразующих элементов в торфяных залежах [1, 2]. По мнению специалистов, накопление зольных элементов в торфах обеспечивается за счет следующих источников [3, 4]:

1. Минеральная часть растений торфообразователей, включая биогенные минералы (первичная или конституционная зола);
2. Привнесённые в торфяную залежь минеральные соединения с потоками водной и воздушной миграции (вторичная зола). В составе вторичной золы обычно различают кластогенную (механически задержанные частицы), сорбционную золу, а также золу различных органо-минеральных соединений, образовавшихся при взаимодействии торфа с болотными водами.

Различная биофильность Са и Fe, а также специфичные формы миграции этих элементов в болотных ландшафтах наложили свой отпечаток на процессы их накопления в торфяных залежах [1, 2]. В связи с этим в данной работе изучено совместное распределение Са и Fe в торфяных залежах таёжной зоны Западной Сибири.

Методика исследований

В ходе полевых работ обследовано 17 болот таёжной зоны (южная и средняя тайга), расположенных на территории Томской области. Доминирующие в южной тайге верховые сфагновые болота сложены разнотипными залежами. В Обь-Иртышском междуречье такие болота занимают водоразделы рек, образуя крупнейшую в мире Васюганскую бо-

лотную систему (рис. 1). Обследованные участки этой системы (№ 5, 22 и Югинский) входят в состав Большого Васюганского болота (БВБ) общей площадью 3,582 млн га [4]. Состав и строение изученных участков характерны для северных отрогов БВБ, занимающих вторичные водоразделы рек бассейна Оби: Шегарки, Иксы, Бакчара, Андармы и других рек, впадающих в левобережные притоки Оби (Чая, Парабель, Васюган). Ряд изученных верховых болот южной тайги (Семиозерье, Колпашевское, Полудёновское) расположены на террасах и склонах водоразделов правых притоков Оби (Чулым, Кеть). Верховые болота средней тайги представлены двумя крупными болотными массивами – Айгарово и Саим, расположенными на вторых террасах Оби. Кроме того, в труднодоступных районах средней тайги отобраны послойные пробы в четырех единичных пунктах на Сосново-Махнинском участке Васюганской болотной системы и на правобережных террасах в низовьях Тыма.

Крупные низинные болота, расположенные в южнотаёжной зоне, представлены торфяниками Суховское, Гусевское (левобережье Оби) и Клюквенное, Березовая Грива (правобережье Оби). Особенности минерализованных залежей изучены на болоте Аркадьёво, расположенном на границе таёжной и лесостепной зон.

Пробы торфа отбирали на типичных для каждого болота участках торфяной залежи в 10–25 пунктах, выбранных по материалам геологической разведки и в основном совпадающих с пунктами разведочной сети. Пробы отбирали ручным торфяным буром на полную глубину залежи послойно с интервалом 0,5 м. Всего было отобрано 1410 проб торфа с 17 болот и участков крупных болотных систем (рис. 1). Образцы торфа проанализированы на содержание золы, влаги, Са и Fe. Зольность и влажность определяли стандартным методом (ГОСТ 11306-83, ГОСТ 11305-83). Валовое содержание Са и Fe определяли в числе 20 других эл-

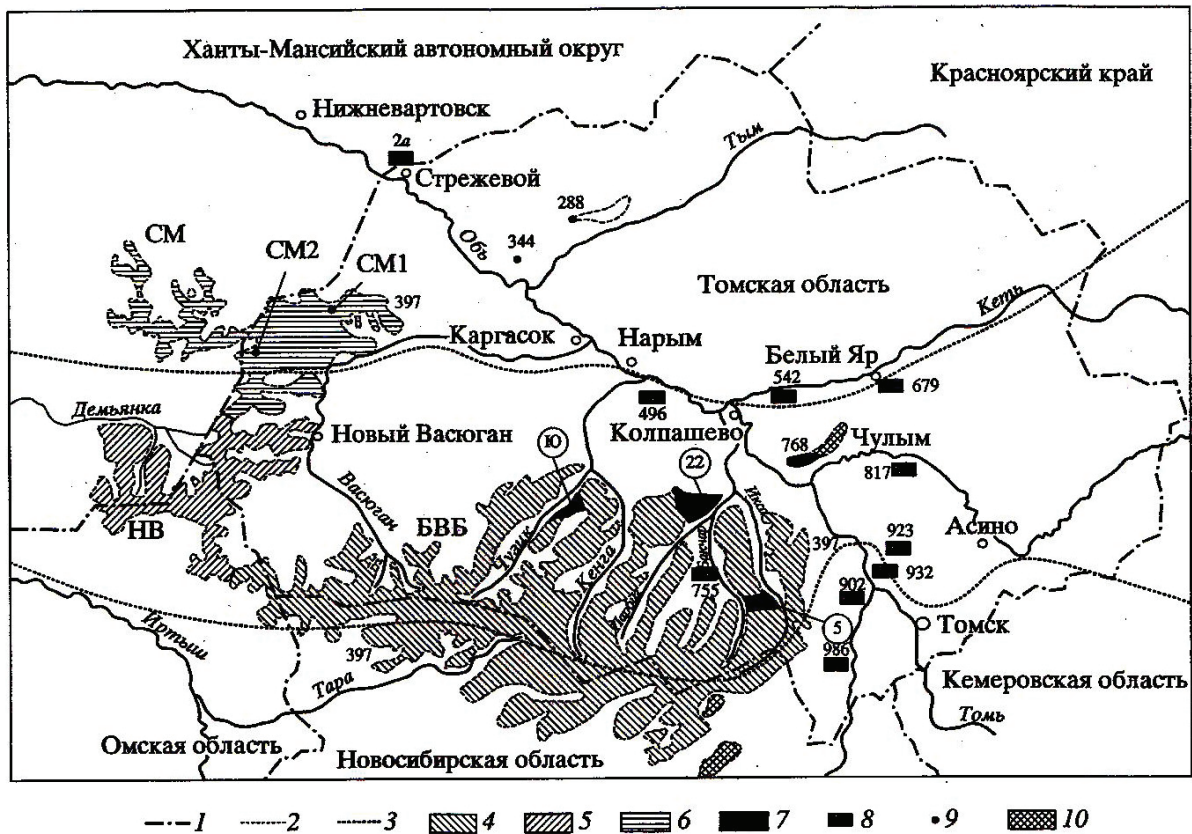


Рис. 1. Схема расположения изученных торфяных болот. Верховые сфагновые болота водоразделов, склонов и высоких террас (номера и названия болот приняты по данным разведки на 1971 г.): 2a – Саим; 344 – Жарково (отдельный пункт отбора); 288 – Пульсеевское (отдельный пункт отбора); 542 – Колпашевское; 679 – Полуденское (восточный участок); 768 – Семиозерье (юго-западный участок); 923 – Чистое (юго-западный участок); 496 – Айгарово; 397 – Васюганская болотная система и ее главные участки: Большое Васюганское болото (БВБ), Ново-Васюганское (НВ); Сосново-Махнинское (СМ). Участки опробования торфяной залежи на БВБ: № 5 при с. Красный Бакчар (5), № 22 (22), Югинское (Ю); СМ1, СМ2 – отдельные пункты опробования на Сосново-Махнинском участке Васюганской болотной системы. Низинные болота в долинах рек: 755 – Суховское (южный участок); 902 – Гусевское (южный участок); 986 – Аркадьёво; 817 – Березовая Грива; 932 – Клюквенное.
Условные обозначения: 1 – границы административных областей; 2 – границы Васюганской болотной системы; 3 – границы южнотаежной болотной зоны по Лисс [5]. Главные участки Васюганской болотной системы по данным «Гипро-торфразведки» 1964 г.: 4 – Большое Васюганское (БВБ); 5 – Ново-Васюганское (НВ); 6 – Сосново-Махнинское (СМ); 7 – участки отбора проб торфа на БВБ и других болотах; 8 – болото и его номер; 9 – отдельный пункт опробования торфяной залежи; 10 – крупный болотный массив

ментов методом нейтронно-активационного анализа (НАА). При этом использован наиболее экспрессный, широко распространённый относительно вариант инструментального НАА, то есть одновременное облучение потоком нейтронов анализируемого образца и образца сравнения (этало-на) с известным составом. Облучение образцов и измерение наведённой γ -активности проводили на аппаратуре Института ядерной физики (НИИЯФ) при Томском политехническом университете [1].

Обсуждение результатов

По результатам анализов проб торфа построены кривые послойного распределения Са и Fe по всем опробованным пунктам. При сравнении полученных кривых выявлены различные сочетания совместного распределения Са и Fe в торфяных залежах. Наблюдается как сходство в накоплении элементов, так и определенный антагонизм. На рис. 2–5

представлены наиболее распространённые варианты послойного распределения Са и Fe. Для удобства сравнения кривые послойного распределения Са и Fe совмещены: в левой половине рисунка приведены кривые распределения Са, а в правой – Fe для одинаковых пунктов опробования торфяной залежи.

В верховых сфагновых болотах водоразделов распространено стабильное содержание Са и Fe по глубине торфяной залежи (рис. 2, кривые 1а, 1б). Такое распределение характерно для фускум-залежи однородного строения и встречается обычно на центральных участках водораздельных болот южной и средней тайги. Содержание Са и Fe в таких залежах обычно не превышает 0,2 %, а весовое соотношение Са/Fe составляет в среднем 2–3. Такое соотношение Са/Fe свойственно торфяным залежам БВБ (участок 5, 22) и другим крупным болотным системам (Айгарово, Семиозёрье).

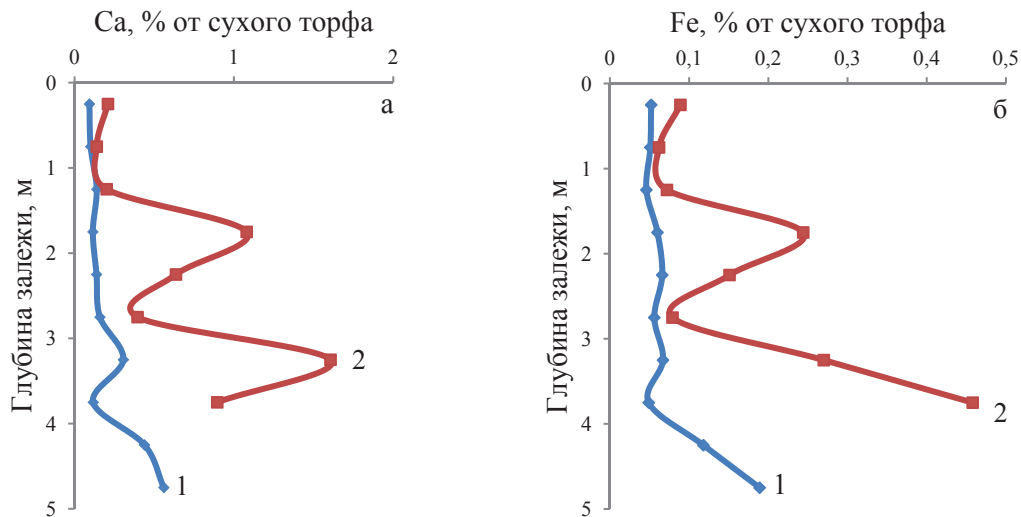


Рис. 2. Послойное распределение Ca и Fe в залежи верховых сфагновых болот (центр массива): 1 – фушкун-залежь (Васюганское, уч. 5 вершина массива); 2 – фушкун-залежь (Васюганское, уч. 5 склоны массива)

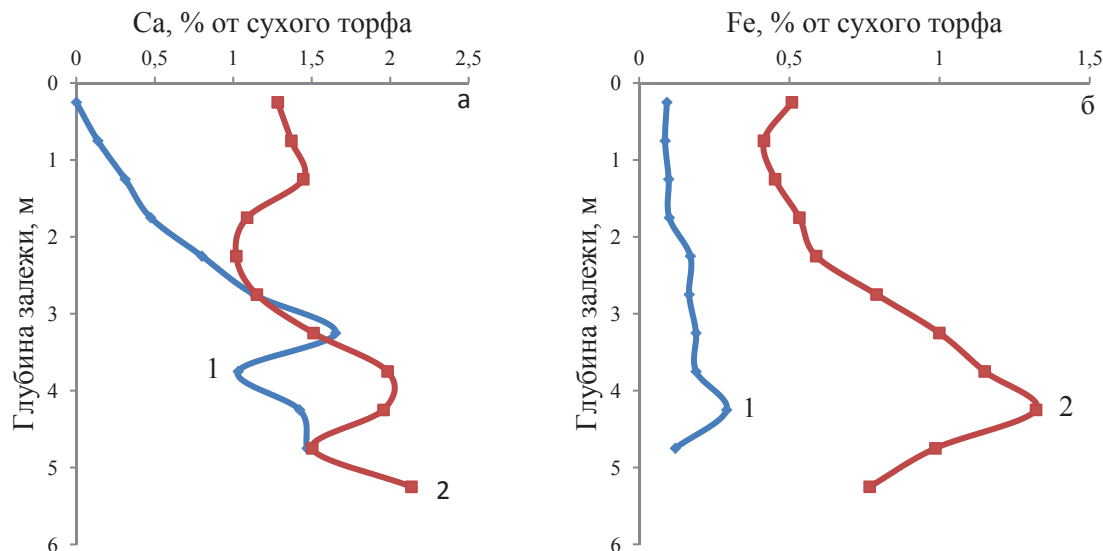


Рис. 3. Послойное распределение Ca и Fe в залежи верховых сфагновых болот (периферия): 1 – смешанная топяная (Васюганское, уч. 22); 2 – низинная лесо-топяная (Васюганское, уч. 22)

Однородные фушкун-залежи формировались в условиях преимущественно атмосферного питания и образовывали наиболее мощные участки массивов, приуроченные к древним генетическим центрам торфообразования. В сложной системе сопряженных болотных геохимических ландшафтов такие участки играют роль автономного звена, где формируются ультрапресные кислые воды с повышенным содержанием органического вещества [6]. В южной тайге они зачастую образуют центральные участки залежей на северных отрогах БВБ [7] и на водораздельных равнинах Кеть-Тымского [8] и Кеть-Чулымского междуречья. В средней тайге они встречаются в составе крупных болотных систем на водоразделах рек Вах-Ватинский Еган [9] и других правых притоков Оби. Однородность строения таких залежей и их автономность от внешних условий обусловлена, по мнению О.Л. Лисс [10], их огромной массой, накопленной уже в среднем голоцене.

Основная часть площади верховых сфагновых болот водоразделов и высоких террас занята залежью неоднородного строения, в профиле которой чередуются генетические слои торфа. Особенно широко распространены такие залежи в подзоне южной тайги. Послойное распределение Ca и Fe по глубине таких залежей представлено на рис. 2 (кривая 2а, 2б). Как видно, содержание Ca и Fe в таких залежах повышено по сравнению с предыдущим вариантом (рис. 2, кривые 1а, 1б) и составляет в среднем 0,8...1,0 % для Ca и 0,15...0,3 % для Fe.

Содержание Ca и Fe по глубине изменяется синхронно и выражается кривой с максимумами (рис. 2, кривые 2а, 2б). Анализ строения таких залежей показал, что чередование максимумов содержания Ca и Fe коррелирует со сменой генетических слоёв торфа. В частности, рассматриваемая фушкун-залежь имеет выраженное двухслойное строение: придонные слои переходного (сфагнутого и

осокового) торфа сменяются слоями фускум-торфа на глубине 3,0...3,5 м. Кроме того, на поздней стадии развития залежи в слоях фускум-торфа на глубине 1,5...2,0 м резко возрастает содержание sph.fuscum от 50 до 90 %.

Залежи такого строения занимают понижения и протяженные склоны крупнейших водораздельных массивов на северо-восточных отрогах БВБ. В системе сопряженных геохимических ландшафтов такие участки играют подчиненную роль и находятся под постоянным влиянием водных потоков, стекающих с центральных водораздельных участков торфяного массива. Тем не менее, определяющую роль в питании болотного массива играют атмосферные осадки. Это подтверждается сходством соотношения $Ca/Fe=2-4$, в торфах и современной растительности верховых болот [4].

Значительную часть площади водораздельных болот составляют обширные окраины, занятые переходными, низинными и смешанными залежами. Послойное распределение Ca и Fe таких залежей характеризуется неравномерным ростом содержания элементов с глубиной особенно в средних и придонных слоях (рис. 3). Это связано с особенностями водно-минерального режима окраины торфяного массива. Поскольку периферийные участки находятся в зоне сброса болотных вод, стекающих с повышенных участков массива, они являются подчиненными звеньями в системе сопряженных геохимических ландшафтов болотного массива (транзитные топи, зоны формирования болотных водотоков). Минерализация таких залежей несколько повышена по сравнению с центром массива за счет постоянной подпитки водами выщелачивания подстилающих пород, расположенных выше по склону водораздела. Содержание Ca и Fe в глубоких слоях залежи доходит соответственно до 2 и 1,4 %. Соотношение Ca и Fe в торфах краевых участков болотных массивов колеблется в более широком интервале (1,5–6), чем на участках с преобладанием атмосферного питания. В строении периферийных залежей и соответственно в накоплении Ca и Fe наиболее четко отражаются изменения климатических фаз голоцена [10].

В южной тайге наряду с водораздельными болотами распространены болота речных долин, занимающие террасы и поймы рек. Послойное распределение Ca и Fe в торфяных залежах речных террас южной тайги представлено на рис. 4, 5. Распределение Ca и Fe в таких залежах существенно отличается от распределения в залежах водоразделов, как по уровню накопления элементов, так и по их послойному распределению. Специфика низинных болот террасного залегания определяется их положением в системе сопряженных геохимических ландшафтов. Болота террасного залегания занимают низшие уровни рельефа и характеризуются минимальной степенью геохимической автономности. В заболоченных ландшафтах южной тайги они выступают как геохимические барьеры на путях миграции химических элементов от водоразделов

до речной сети. Вследствие этого в структуре торфяных болот речных долин преобладают низинные торфа с повышенной зольностью: осоковые, осоково-гипновые, древесно-осоковые и древесные. Эти виды торфа составляют основной объем залежи в низинных болотах Суховское, Гусевское, Клюквенное.

Среднее содержание Ca (1,5...3,0 %) и Fe (0,9...1,8 %) в торфяных залежах низинных болот почти на порядок выше, чем в верховых сфагновых болотах [1, 2]. Сложный комплекс геолого-геохимических и гидрогеологических условий обуславливает более разнообразный режим питания низинных болот по сравнению с верховыми, что отразилось и на послойном распределении Ca и Fe.

Характерной особенностью послойного распределения Ca и Fe в торфяных залежах низинных болот является отсутствие синхронности в накоплении этих элементов. Кривые распределения Ca и Fe в одном профиле существенно различаются по форме. В низинных залежах Обь-Иртышского междуречья распространено обогащение кальцием средних слоёв залежи на глубине 2,5...4 м [2], что отражается в виде пика на кривой распределения Ca (рис. 4, кривая 1а).

Соответствующий пик на кривой распределения Fe (рис. 4, кривая 1б) слабо выражен и смещен ближе к поверхности залежи. В минерализованной залежи низинного осоково-гипнового болота Аркадьёво качественно разный характер накопления Ca и Fe выражен особенно наглядно (рис. 4, кривые 2а, 2б). Содержание Ca и Fe по глубине залежи изменяется в прямо противоположном направлении (противофазе). Еще один вариант антагонизма в распределении Ca и Fe представлен на рис. 5 (кривые 2а, 2б). Такой характер распределения обнаружен в топяно-лесных залежах болота Гусевское. Гораздо реже в низинных болотах встречается синхронное распределение Ca и Fe по глубине залежей. В частности, монотонное снижение содержания Ca и Fe от поверхности к подошве залежи отмечается на мелкозалежных участках болота Аркадьёво (рис. 5, кривые 1а, 1б).

Соотношение Ca/Fe в низинных залежах колеблется в более широком интервале, чем в верховых. Особенно велик размах колебаний этого показателя ($R=0,25...25$) в залежах с минерализованными слоями торфа (рис. 4). При этом пониженные значения R свойственны поверхностным слоям низинных залежей, а высокие – средним и глубоким. Такая закономерность согласуется с известной локализацией карбонатных и железистых слоёв [2, 11, 12] в низинных болотах южной тайги.

Следует отметить, что карбонатная и железистая минерализация торфяной залежи болота Аркадьёво свойственна и другим низинным болотам. Нередко она встречается в небольших (менее 1000 га) долинных болотах южной тайги со средней зольностью торфа выше 25 %. Особенно распространены минерализованные болота на Обь-Иртышском междуречье. Наряду с болотом Аркадьёво

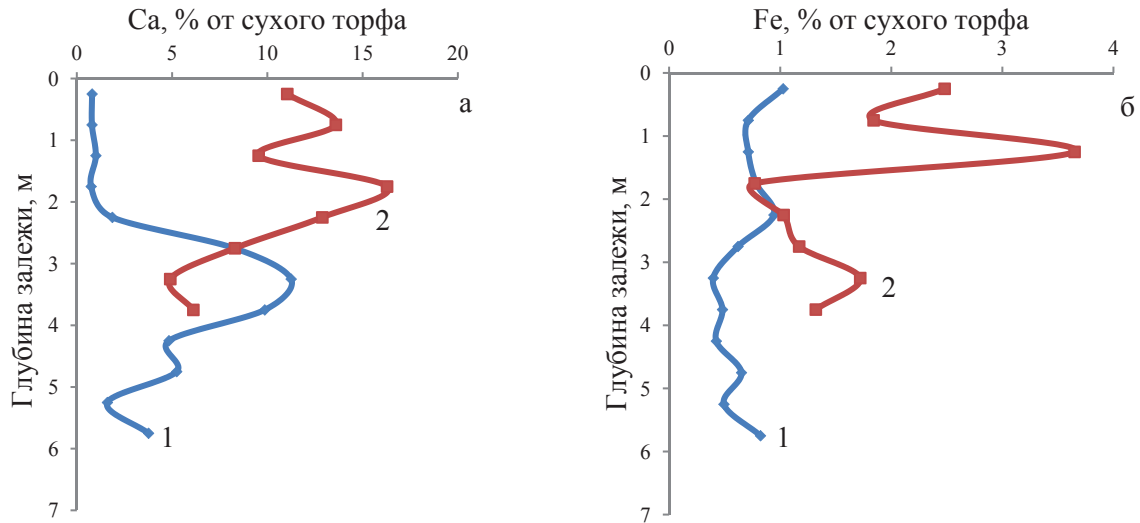


Рис. 4. Послойное распределение Ca и Fe в залежах с нормальной и повышенной зольностью (низинные болота речных долин): 1 – низинная осоково-гипновая (Суховское); 2 – низинная осоковая (Аркадьево)

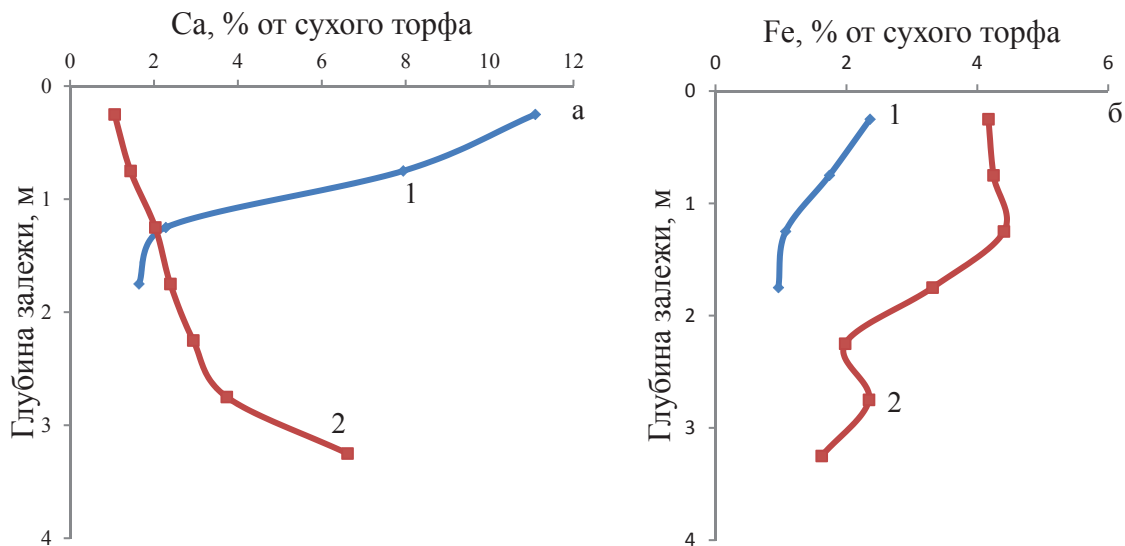


Рис. 5. Послойное распределение Ca и Fe в минерализованных залежах (низинные болота речных долин): 1 – низинная осоково-гипновая (Аркадьево); 2 – низинная топяно-лесная (Гусевское)

(зольность $A=26,7\%$) к ним относятся [13] Карбышевское ($A=31,5\%$), Усть-Кандинское ($A=27,5\%$), Чилинское ($A=32,4\%$), Колмахтон ($A=45,2\%$). Перечисленные болота имеют природоохранное значение, как геохимические барьеры на путях водной миграции в речную сеть Обского бассейна. Наиболее крупным представителем подобных болот является болотный массив Обское (1,2), протянувшийся в левобережной пойме Оби на расстояние 100 км от с. Кожевниково до устья р. Шегарки.

Заключение

Таким образом, по результатам обследования 17 болотных массивов (200 скважин) торфяные залежи таёжной зоны Западной Сибири можно разделить на две крупные группы с качественно разным послойным распределением Ca и Fe.

В первую группу входят залежи со сходным (синхронным) накоплением Ca и Fe по глубине за-

лежи (рис. 2, 3). Таким распределением характеризуются крупнейшие олиготрофные болотные массивы преимущественно водораздельного залегания: северо-восточные отроги БВБ, болотные массивы Айгарово, Семиозёрье, Полудёновское, Колпашевское (рис. 1). Выявленное сходство в накоплении элементов обусловлено преимущественно атмосферным питанием болот. Благодаря своему автономному положению в системе сопряжённых геохимических ландшафтов (автоморфных и гидроморфных) эта группа болот оказывает наибольшее влияние на формирование почвенно-грунтовых вод таёжной зоны Западной Сибири [14].

Во вторую группу включены залежи с выраженными отличиями в накоплении Ca и Fe по глубине залежи. Кривые послойного распределения Ca и Fe во второй группе залежей существенно различаются по своей форме (рис. 4, 5), что свидетельствует о разных источниках поступления элементов в торф-

яную залежь. Такое распределение Са и Fe характерно для низинных болот долин рек с нормально-зольными и минерализованными залежами (осоково-гипновые, древесно-осоковые, топяно-лесные). Болота такого строения (Суховское, Гусевское, Клюквенное, Аркадьёво) широко распространены в южной тайге, занимая, как правило, речные террасы и поймы рек. Качественно разный

характер накопления Са и Fe в залежах такого строения обусловлен сложным режимом питания с преобладанием поверхностно-сточных и грунтовых вод. Занимая подчинённое положение в системе сопряженных геохимических ландшафтов, эти болота играют роль сложных комплексных геохимических барьеров и имеют определённое водоохранное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов В.С., Бернатонис В.К., Резчиков В.И. Распределение соединений железа в торфяных залежах Центральной части Западной Сибири // Почвоведение. – 1994. – № 9. – С. 37–42.
2. Архипов В.С., Бернатонис В.К. Распределение кальция в торфяных залежах Центральной части Западной Сибири // Почвоведение. – 2006. – № 3. – С. 293–302.
3. Лиштван И.И., Базин Е.Т., Гамаюнов Н.И., Терентьев А.А. Физика и химия торфа. – М.: Недра, 1989. – 304 с.
4. Бернатонис В.К., Архипов В.С., Здвизков М.А. и др. Геохимия растений и торфов Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002. – С. 204–215.
5. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
6. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н., Здвизков М.А. Геохимия природных вод района Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002. – С. 139–149.
7. Лапшина Е.Д., Мульдьяров Е.Я. Основные этапы развития Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002. – С. 36–44.
8. Предтеченский А.В. Основные особенности торфяных месторождений юго-западной части Кеть-Тымского междуречья // Исследование торфа и торфяных месторождений / под ред. В.Д. Маркова. – М.: Торфгеология, 1972. – С. 35–55.
9. Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири / под ред. М.И. Нейштадта. – М.: Наука, 1977. – 227 с.
10. Лисс О.Л., Березина Н.А. О взаимодействии болот и окружающей среды (на примере болот центральной части Западно-Сибирской равнины) // Значение болот в биосфере. – М.: Наука, 1980. – С. 95–112.
11. Елисеева В.М. О путях сельскохозяйственного освоения низинных болот таёжной зоны Томской области. – Томск: Изд-во ТГУ, 1963. – 98 с.
12. Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. – Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1986. – 192 с.
13. Отчёт по теме 1/414 «Обобщение материалов и прогнозная оценка торфяных ресурсов в перспективных районах интенсивного хозяйственного освоения Западной Сибири». Т. 2. Кн.3. Томский район / Мингео РСФСР. ПГО «ТОРФГЕОЛОГИЯ». – М.: 1983. – 64 с.
14. Орлов Д.С., Лыткин И.И. Сорбционная способность торфянистых почв и их роль в формировании состава почвенно-грунтовых вод // Водные ресурсы. – 1983. – № 1. – С. 81–83.

Поступила 14.11.2012 г.

Технология и техника геологоразведочных работ

УДК 622.232.72

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПЕРЕДАЧИ СИЛОВЫХ ИМПУЛЬСОВ НА РАЗРУШАЕМЫЙ ГРАНИТ ПРИ ВРАЩАТЕЛЬНО-УДАРНОМ СПОСОБЕ БУРЕНИЯ СКВАЖИН МАЛОГО ДИАМЕТРА

Д.В. Федин, А.В. Шадрина, Л.А. Саруев

Томский политехнический университет

E-mail: dvf_87@mail.ru

Приведены результаты экспериментальных исследований необходимых параметров удара бойка по хвостовику колонны бурильных труб (штанг) длиной 50 м для получения максимальной скорости бурения скважин малого диаметра в граните при минимальных энергетических затратах.

Ключевые слова:

Колонна бурильных труб, силовой импульс, боек, ниппельное соединение, энергия удара.

Key words:

Drilling string, impact, striker, nipple connection, energy of impact.

Введение

В современных условиях любой производственный процесс должен быть ориентирован на ресурсосбережение.

При эксплуатационной разведке рудных месторождений (при проходке скважин в породах средней твердости и выше) важными направлениями сбережения ресурсов являются: уменьшение диаметра скважин (до 40...70 мм); применение вращательно-ударного способа бурения горных пород для интенсификации вращательного бурения.

В настоящее время проходка скважин в твердых породах осуществляется в основном погружными ударными машинами. В современных условиях, когда временной и ценовой факторы во многом являются определяющими, ударное бурение обеспечивает существенно более высокую скорость (в 3–4 и более раз в зависимости от геологического разреза и типа породоразрушающего инструмента по сравнению с колонковым бурением) [1].

Кроме того, бурение, дающее образцы в виде шлама, в том числе и для твердых пород, достаточно распространено, особенно в зарубежных странах (США, Австралия, Юго-Восточная Азия). Так называемое бурение с обратной циркуляцией воздуха (RC – Reverse Circulation), осуществляемое погружным ударником (или шарошечными долотами) с двухстенными трубами и одновременным выносом на поверхность буро-

вой мелочи, применяется как более экономичный и быстрый способ добраться до рудного тела, выполнить так называемое «предзабуривание» [2].

Анализ зарубежного геологоразведочного оборудования показал, что предлагаемые установки обеспечивают возможность бурить скважины средних и больших диаметров (95...1000 мм) (буровой станок «Explo-Drill» (модель ET635-OK), Канада; Exploras R50 – «Atlas Copco», Швеция; гидравлическая буровая установка WDH-300 компании «Bohwa Machinery Corporation», Китай; буровые комплексы SCHRAMM, США и др.).

В связи с этим возникает ограничение в применении эффективного для твердых пород вращательно-ударного способа бурения применительно к скважинам малого диаметра при геологоразведочных работах.

Применение станков с ударными механизмами, расположенными вне скважины, и независимыми от них вращателями, реализующими вращательно-ударный способ бурения, позволяет эффективно проводить неглубокие (до 50 м) геологоразведочные скважины малого диаметра на месторождениях, имеющих сложное геологическое строение, в частности, в том случае, когда геометрия рудного тела уже известна и нет необходимости в непрерывной информации, требуется лишь подтверждение границ его залегания.

Очевидно, лучшее разрушение твердых горных пород машинами вращательно-ударного действия (по сравнению с машинами вращательного действия) основано на использовании эффекта распространения волн в системе «бурильная машина–буровой инструмент–горная порода».

В горнодобывающей отрасли накоплен значительный опыт в плане применения машин с мощными ударными механизмами, расположенными вне скважины, и с независимым от ударного механизма вращением колонны бурильных труб – колонковые пневмоударники (серия Simba H157, 1257, 1250-series, M2C и др.).

В практике геологоразведочного бурения скважин малого диаметра по твердым породам из подземных горных выработок, где целесообразно использовать удар, применение вращательно-ударного способа сдерживается по причине ошибочного мнения о неэффективности передачи энергии удара к породоразрушающему инструменту, а также из-за постоянного разрушения соединительных узлов. Представленное в работе новое резьбовое соединение бурильных труб технически решает эту проблему.

Как известно, основным физическим критерием интенсивности воздействия внешних сил при механическом бурении является удельная контактная энергия удара. Не менее важной характеристикой для эффективного разрушения твердых горных пород, наряду с энергией удара, является его сила. Сохранение амплитуды силы удара является не менее важной задачей.

Для каждой породы при вращательно-ударном бурении существует критическая энергия удара, обеспечивающая наиболее рациональное использование кинетической энергии [3]. Бурение с малыми силовыми усилиями сопровождается высокой энергоемкостью разрушения горных пород. Как правило, с увеличением энергии удара энергоемкость процесса уменьшается и бурение осуществляется более эффективно.

Исследования, направленные на выявление условий увеличения энергетической эффективности формируемых силовых импульсов, являются актуальными.

Методика экспериментального исследования

Исследование разрушения гранита, породы, характеризующейся коэффициентом крепости по М.М. Протодяконову $f=10...12$, силовыми импульсами проводилось в лабораторных условиях, максимально приближенных к натуральным, на специальном стенде, представленном на рис. 1. Бурильную колонну длиной 50 м, состоящую из труб внешним диаметром 33,5 мм, а внутренним – 24 мм, соединенных ниппелями, полностью скрытыми внутри труб, с круглым профилем резьбы [4, 5] (рис. 2) располагали на специальных поддерживающих стойках.

В массивное основание была забетонирована гранитная плита размером 750×750×250 мм. Породоразрушающим наконечником служила долотчатая коронка диаметром 42 мм с углом заострения 115°.

Для нанесения ударов по хвостовику колонны использовался маятниковый копер МК–30 с подвешиваемыми на него цилиндрическими бойками весом 7,65; 14,7; 28,2 Н (таблица). Выбор параметров бойков производился с таким расчетом, чтобы можно было оценить влияние длины и диаметра бойка на амплитуду сформированных импульсов и эффективность передачи энергии импульса в горную породу.

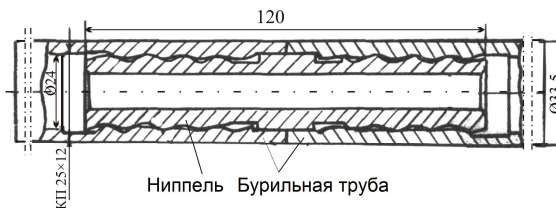


Рис. 2. Ниппельное соединение бурильных труб

В экспериментах использовался один и тот же хвостовик, и в каждом бойке жестко крепился один и тот же наконечник с радиусом закругления $R=300$ мм, принятым на основании рекомендаций работы [6], которым, собственно, и наносились удары по хвостовику.

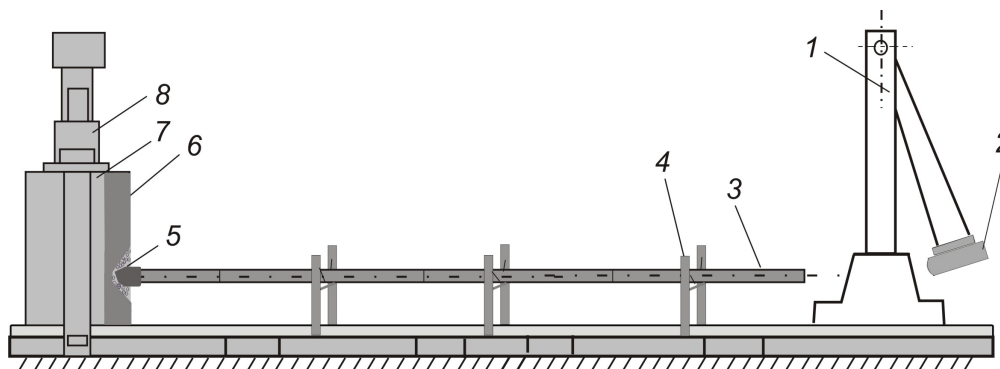


Рис. 1. Стенд для исследования разрушения гранита силовыми импульсами: 1 – маятниковый копер; 2 – цилиндрический боек; 3 – бурильная колонна, 4 – стойка-опора; 5 – породоразрушающий наконечник; 6 – гранитная плита; 7 – бетонная плита; 8 – домкрат

Таблица. Параметры бойков

Вес бойка, Н	Длина, мм	Скорость, м/с
7,65	250	3,96
28,2	360	2,05
14,7	220	2,86
	220	3,96
	450	2,86
	450	3,96

С изменением высоты сбрасывания бойков весом 14,7 Н их энергия менялась вдвое. Вес и высота сбрасывания остальных бойков подбирались таким образом, чтобы энергия удара оставалась постоянной (≈ 6 кгс·м).

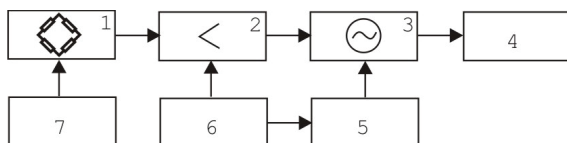


Рис. 3. Блок-схема датчиков линейных перемещений: 1 – тензометрический мост; 2 – электронный усилитель постоянного тока; 3 – осциллограф; 4 – фотоаппарат; 5 – схема синхронизации запуска развертки; 6 – блок питания усилителя и схемы синхронизации; 7 – блок питания измерительного моста

Перемещение бурильных труб, то есть глубина внедрения лезвия коронки в породу, замерялось фотоэлектронным датчиком перемещения (рис. 3), регистрировалось универсальным осциллографом и фотоаппаратом.

Фотоэлектронный датчик имеет линейную выходную характеристику в пределах 27 мм продольного перемещения бурильной колонны, чувствительность схемы 0,5 В/мм.

Принцип действия датчика заключается в том, что на поверхность трубы в плоскости продольной оси привариваются шторки из стали толщиной 1,5...2 мм. Шторка размещается на пути светового луча, от осветителя с фокусирующим устройством к приемнику (фотоэлектронный датчик). Перемещение шторки вызывает изменение светового потока, падающего на приемник, что вызывает соответственно перемещение луча на экране осциллографа. Сам датчик смонтирован на неподвижной станине.

Кроме того, с помощью проволочных тензодатчиков сопротивления с базой 20 мм, сопротивлением 200 Ом и нелинейностью выходной характеристики 2 % замерялось механическое напряжение в четырех характерных точках пятидесятиметровой колонны труб: 0,5; 26; 44 и 49,5 м от хвостовика.

Датчики наклеивались на поверхность бурильной трубы диаметрально противоположно, тем самым исключалось влияние изгиба на точность измерения напряжений. Балансировка измерительного моста проводилась компенсационным датчиком, который наклеивался на стальную пластину, меняя величину изгиба этой пластины, при помощи микрометрического винта добивались баланса моста. Другой компенсационный датчик накле-

ивался на пластину, сделанную из такого же материала, что и труба.

Транзисторный усилитель постоянного тока имел линейную выходную характеристику и полосу пропускания от 0 до 1 МГц.

Удары по породе наносились в один и тот же забой скважины. При этом после каждого удара колонна бурильных труб поворачивалась на 30°, то есть на угол, близкий к углу поворота бура между ударами, принятый для большинства отечественных перфораторов.

Объем разрушенной породы определялся по объему воды, вытесненной штыбом в мерной стеклянной колбе, исходя из среднего значения объема за 24 удара.

Результаты исследования

Как показали результаты исследований, при одинаковой энергии ударов бойков полученные объемы разрушенной породы и динамическое состояние колонны бурильных труб при нанесении по ней ударов различными бойками существенно отличаются.

Эксперименты показали, что сила удара, наряду с энергией, является важнейшей характеристикой силового импульса, от которой зависит возможность эффективного разрушения твердых горных пород. В этих условиях сохранение амплитуды удара становится не менее важной задачей, чем сохранение энергии, на что не всегда обращают внимание.

Амплитуда напряжения в бурильных трубах определяется в основном предупредительной скоростью бойка, поэтому при одной и той же энергии удара для наибольшего ударника (28,2 Н) было зафиксировано наименьшее значение амплитуды напряжения. Следует отметить, что для этого бойка амплитуда напряжений в колонне по всей ее длине практически не снижалась. Амплитуда же импульса бойка весом 7,65 Н снижается примерно на 20 %, а у бойков весом 14,7 Н – на 8...10 %. Однако вследствие того, что напряжение, созданное бойком весом 7,65 Н в начале бурильной колонны, выше по сравнению с напряжением, сформированным бойком весом 14,7 Н, величины данного параметра, зафиксированные на расстоянии 0,5 м от породы, для двух этих ударников были приблизительно равны. Увеличение энергии удара бойка весом 14,7 Н вдвое только за счет увеличения предупредительной скорости приводит к увеличению амплитуды напряжения в трубах на 40...42 %.

Наибольший объем гранита разрушил боек весом 7,65 Н (225 мм³ за один удар), несмотря на то, что коэффициент передачи энергии удара при этом бойке, определенный методом отпечатка [7], предположенным Н.Н. Давиденковым, наименьший и составил 75 %. Минимальный объем породы за удар (154 мм³) разрушил боек с наибольшим весом (28,2 Н). Эти результаты можно объяснить сравнительно высокой твердостью гранита, для которого предупредительная скорость бойка наибольшего веса,

равная 2,05 м/с, оказалась явно недостаточной. То есть при импульсном разрушении такой породы как гранит наиболее важную роль играет амплитуда и передний фронт импульса напряжения, который создает боек в бурильной трубе.

Что касается продольного перемещения поперечного сечения труб, то здесь наблюдается совершенно противоположная картина. Так, при ударе бойком весом 28,2 Н перемещение поперечного сечения труб на расстоянии 0,5 м от хвостовика на 15...20 % выше, чем при ударах остальными бойками, а на расстоянии 49,5 м, то есть в 0,5 м от породы (практически это внедрение лезвия коронки в породу), на 20...22 % ниже, чем при других бояках. Таким образом, для бояка весом 28,2 Н снижение амплитуды продольного перемещения поперечного сечения бурильных труб оказывается наибольшим – около 60 % (с 4 до 1,6 мм), что обуславливает малое внедрение лезвия коронки в породу, а следовательно, и меньший по сравнению с другими бойками объем разрушенной породы.

Можно предположить, что при ударе бойком весом 28,2 Н со сравнительно небольшой предупредительной скоростью происходит продольный изгиб бурильной колонны труб, при котором увеличивается продольное перемещение хвостовика и соответственно продольное перемещение сечения бурильных труб. В то же время указанный изгиб труб, являясь поперечной деформацией, не только не способствует внедрению коронки в гранит, а напротив, снижает объем разрушаемой коронкой горной породы при воздействии силовых импульсов, так как часть энергии удара бойка уходит на формирование продольного изгиба бурильных труб. Следует учесть, что скорость распространения продольных волн в стали ($\approx 5100...5200$ м/с) значительно больше скорости распространения поперечных волн (≈ 3000 м/с), поэтому поперечные волны, формируемые одновременно с продольными, при ударе бойком по хвостовику, по мере распространения по бурильной колонне к коронке, отстают от продольных силовых импульсов и самостоятельно не разрушают горную породу при бурении.

Результаты проведенных опытов показывают, что изменение длины бояка не приводит к замет-

ной разнице объема разрушаемого гранита. Например, бойки одного веса (14,7 Н), но различной длины и диаметра давали один и тот же результат – $183(\pm 10)$ мм³ разрушенной породы за один удар.

С увеличением энергии удара вдвое объем разрушенной породы за один удар составил соответственно: бойком длиной 220 мм – 320 мм³, бойком длиной 450 мм – 334 мм³. При этом энергия удара на единицу длины лезвия коронки увеличилась с 1,45 до 2,98 кгс·м/см, а объемная работа разрушения увеличилась соответственно с 33 до 36...38 кгс·м/см³.

Таким образом, с точки зрения энергозатрат, эффективности передачи ударного импульса по колонне бурильных труб и снижения напряжений в них энергию удара на единицу длины лезвия долотчатых коронок при разрушении породы аналогичных граниту следует ограничить до 2,5...2,7 кгс·м/см при скорости удара бойка не менее 3,5...4 м/с.

Выводы

В процессе проведения эксперимента разрушения гранита ударными силовыми импульсами было выявлено:

1. Амплитуда удара является важной характеристикой силового импульса, ее рост способствует повышению эффективности бурения скважины. Величина амплитуды увеличивается с повышением предупредительной скорости бояка.
2. Изменение длины и диаметра бойков при их одинаковом весе не оказывает значительного влияния на эффективность разрушения гранита.
3. Повышение массы бояка при неизменной энергии удара способствует увеличению продольного перемещения поперечного сечения бурильных труб, тем самым часть энергии силового импульса расходуется на продольный изгиб (поперечную деформацию) и не оказывает влияния на разрушение горной породы.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. Наименование и регистрационный номер проекта: «Исследование взаимодействия силовых импульсов в буровом инструменте и массиве горных пород при бурении шпуров и скважин из подземных горных выработок», ГК 2.445С2010 от 03.09.2009 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологоразведочные работы. Бурение по технологии обратной циркуляции // СЕТСО: Capital Equipment & Technology Corporation. 2008. URL: <http://coralina.ru/files/mining/5.pdf>. (дата обращения: 12.09.2012).
2. Йонсон Я. Найти оптимальный баланс // Горное дело и строительство. – 2005. – № 3. – С. 18–20.
3. Иванов К.И., Латышев В.А., Андреев В.Д. Техника бурения при разработке месторождений полезных ископаемых. 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1987. – 272 с.
4. Саруев Л.А., Казанцев А.А. Влияние конструкции резьбовых соединений буровых штанг на эффективность работы буровой колонны // Горное оборудование и электромеханика. – 2007. – № 3. – С. 18–20.
5. Ниппельное соединение буровых штанг: пат. 79926 Рос. Федерация. № 2008130004/22, заявл. 21.07.08; опубл. 20.01.09, Бюл. № 2. – 3 с.
6. Топоров Г.В., Левандовский М.Я. Оптимальная форма поверхностей контакта деталей машин ударного действия // Известия вузов. Горный журнал. – 1969. – № 11. – С. 83–85.
7. Шадрин А.В., Саруев Л.А. Закономерности распространения силовых импульсов по колонне бурильных труб к породоразрушающему инструменту. – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. – 115 с.

Поступила 17.09.2012 г.

УДК 62-522.2

УСТРОЙСТВО ДЛЯ РЕГУЛИРОВАНИЯ ЭНЕРГИИ ИМПУЛЬСА ГИДРОИМПУЛЬСНОГО МЕХАНИЗМА БУРОВОГО СТАНКА

Д.В. Федин, Л.А. Саруев

Томский политехнический университет

E-mail: dv.fedin@gmail.com

Представлен способ регулирования энергии гидроимпульсного механизма для бурения геологических скважин малого диаметра, используемого при проходке горных пород различной прочности.

Ключевые слова:

Бурение, импульс, регулирование, разрушение горной породы.

Key words:

Drilling, pulse, regulation, destruction of rock.

На сегодняшний день исследования в области бурения скважин малого диаметра (40...70 мм) для проведения геологоразведочных работ имеют высокое значение в части повышения производительности и ресурсосбережения производственных процессов. Прогрессивным направлением в развитии машин и механизмов вращательно-ударного действия является создание силовых импульсных систем с гидравлическим приводом.

В работе [1] показано действие разработанного гидроимпульсного силового механизма (рис. 1), способствующего интенсификации разрушения за счет снижения динамических характеристик прочности горной породы.

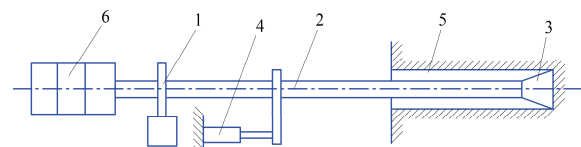


Рис. 1. Станок для бурения скважин в подземных условиях

Станок для бурения скважин в подземных условиях включает следующие основные технологические узлы и механизмы (рис. 1):

- вращательный узел – 1 шпиндельного или роторного типа. Он предназначен для придания вращения колонне буровых штанг – 2 с буровым долотом – 3;
- механизм подачи – 4 с гидравлическим или механическим приводом для подачи бурового инструмента в составе колонны буровых штанг – 2 и бурового долота – 3 на забой буровой скважины – 5;
- генератор ударных гидравлических импульсов – 6.

Станок для бурения скважин в подземных условиях работает следующим образом (рис. 1). Приводят в действие вращательный узел – 1, в результате чего буровой инструмент в составе колонны буровых штанг – 2 и бурового долота – 3 получает вращение. После этого включают в работу механизм подачи – 4, который обеспечивает продвижение бурового инструмента к забою скважины – 5 и плотный контакт бурового долота – 3 с горной по-

родой забоя. Затем приводят в действие генератор ударных гидравлических импульсов – 6 [1].

Исследования вращательного бурения режущим инструментом с наложением на него высокоэнергетических упругих колебаний показали возможность в 2...2,5 раза интенсифицировать процесс разрушения горных пород, в 1,5...2 раза повысить износостойкость режущего инструмента, на 2–3 категории крепости пород по шкале проф. М.М. Протодеяконова, расширить область эффективного применения вращательного бурения скважин при повышении производительности труда на 40...70 % [1]. Применение гидроимпульсного механизма в буровых установках способствует интенсификации разрушения за счет снижения динамических характеристик прочности горной породы.

При бурении слоев породы различной твердости возникают сложности в выборе режима бурения. При проходке слоев горной породы высокой твердости требуется увеличение интенсивности бурения, при бурении породы низкой твердости, наоборот – уменьшение. В связи с этим возникает необходимость в регулировании интенсивности процесса бурения. С этой целью было разработано устройство для регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма.

Устройство для регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма бурового станка содержит вращательный узел, механизм подачи бурового инструмента на забой и ударный узел. Ударный узел выполнен в виде генератора ударных гидравлических импульсов, который состоит из гидравлически соединенных между собой гидропульсатора с приводом и размещенных в одном корпусе устройства для коррекции формы гидравлических импульсов и силового гидроцилиндра с поршнем. Устройство для коррекции формы гидравлических импульсов представляет собой полый упругий элемент с нелинейной характеристикой, заполненный рабочей жидкостью и зажатый посредством пружины между инерционной массой и днищем силового гидроцилиндра. Поршень силового гидроцилиндра подпружинен и расположен на хвостовике колонны буровых штанг. Гидропульсатор

представлен в виде генератора ударных гидравлических импульсов с регулируемым объемом вытесняемой жидкости в замкнутую полость, включающий нерегулируемые генераторы колебаний, концы валов которых имеют винтовые шлицы противоположного наклона и шлицевую муфту с возможностью ее перемещения и изменения угла сдвига фаз между валами генераторов колебаний.

Генератор ударных гидравлических импульсов (рис. 2) состоит из гидравлически связанных между собой генератора формирования импульсов давления замкнутой полости и размещенных в одном корпусе – 7 устройства для коррекции формы гидравлических импульсов – 8 и силового гидроцилиндра – 9. Генератор формирования импульсов давления в замкнутой полости состоит из нерегулируемых генераторов – 10, 11. Генератор – 10 выполнен в виде кулачкового механизма, генератор – 11 представлен в виде плунжера и соединен с электродвигателем – 12 кривошипно-шатунным механизмом – 13. Концы валов – 14 нерегулируемых генераторов имеют винтовые шлицы противоположного наклона и шлицевую муфту – 15. Устройство для коррекции формы гидравлических импульсов представляет собой полый упругий элемент – 8, который заполнен жидкостью, имеет нелинейную характеристику и посредством патрубка – 16 соединен с силовым гидроцилиндром – 9. Этот полый упругий элемент с помощью пружины – 17 зажат между инерционной массой – 18 и днищем гидроцилиндра – 9, вследствие чего в поперечном сечении он приобретает эллипсоидную форму. При этом поршень – 19 силового гидроцилиндра – 9 поджат пружиной – 20 и оперт о хвостовик – 21 колонны буровых штанг.

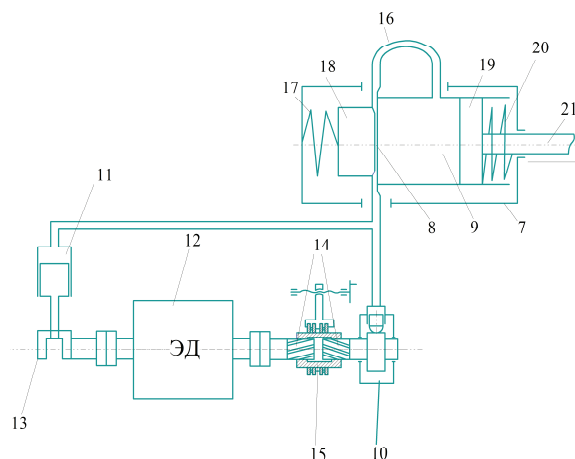


Рис. 2. Генератор ударных гидравлических импульсов

При включении привода – 12 генератора формирования импульсов давления в замкнутой полости нерегулируемые генераторы – 10, 11 совершают возвратно-поступательные движения (рис. 2), которые вызывают образование гидравлических импульсов, в том числе в полости силового гидроцилиндра – 9. Сформированный ударный гидравлический импульс поступает в силовой гидравли-

ческий цилиндр – 9, воздействует на поршень – 19 и через хвостовик – 21 по колонне буровых штанг – 2 достигает бурового долота – 3. Под его воздействием буровое долото – 3 внедряется в горную породу забоя скважины – 5 и тем самым обеспечивает повышение эффективности процесса бурения.

Регулирование происходит за счет изменения объема жидкости [2].

Как следует из кинематики между перемещением A плунжеров генераторов – 10, 11 и угловой скорости ω приводного двигателя существует соотношение:

$$A=A_1 \cdot \sin \omega t, A=A_2 \cdot \sin \omega t,$$

где A – текущая координата плунжера; ω – угловая скорость приводного двигателя; t – время; $A_{1,2}$ – ход плунжера.

Тогда объем пульсирующего потока или просто пульсирующий поток, развиваемый первым и вторым генераторами, соответственно, равен:

$$Q_1=A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t, A=A_2 \cdot f_2 \cdot \sin \omega t,$$

где $f_{1,2}$ – площадь плунжера.

Поскольку генераторы колебаний – 10 и 11 гидравлически между собой связаны и через муфту – 15 имеют жесткую регулируемую кинематическую связь, то, когда плунжеры перемещаются синфазно, т. е. когда одновременно проходят верхнюю и нижнюю «мертвые точки», суммарный пульсирующий поток, развиваемый генераторами, равен сумме

$$Q=Q_1+Q_2, Q=A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t+A_2 \cdot f_2 \cdot \sin \omega t, \quad (1)$$

если $A_1 \cdot f_1=A_2 \cdot f_2$, то $Q=2A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t$.

Если между перемещениями плунжеров генераторов колебаний – 10 и 11 нарушена синфазность, т. е. верхние и нижние «мертвые точки» они проходят неодновременно, то это рассогласование характеризуется углом сдвига фаз ψ и является углом относительного поворота валов генераторов колебаний – 10 и 11.

Так как генераторы колебаний – 10 и 11 имеют общий приводной двигатель – 12, вращающий их с угловой скоростью ω , а валы – 14 генераторов рассогласованы на угол ψ муфтой – 15, то суммарный пульсирующий поток определится теперь как геометрическая сумма $Q=Q_1+Q_2$, или как сумма сдвинутых на угол ψ синусоид одинаковой частоты:

$$Q=A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t+A_2 \cdot f_2 \cdot \sin(\omega t+\psi). \quad (2)$$

Отсюда видно, что если $\psi=0$, то в результате получаем формулу (1), если $\psi=180^\circ$, то

$$Q=A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t+(-A_2 \cdot f_2 \cdot \sin \omega t),$$

и при условии $A_1 \cdot f_1=A_2 \cdot f_2$ $Q=0$ (при условии одинакового объема нерегулируемым генераторов).

Формула (2) отражает случай, когда за один оборот вала генератора ударных гидравлических импульсов плунжеры совершают один двойной ход. Если конструктивное выполнение генераторов колебаний таково, что плунжеры совершают n двойных ходов за один оборот вала, то формула для определения пульсирующего потока принимает вид:

$$Q=A_1 \cdot f_1 \cdot \sin \omega t+A_2 \cdot f_2 \cdot \sin(n\omega t+n\psi).$$

Таким образом, изменяя относительный угол сдвига фаз между валами генераторов колебаний – 10 и 11 от 0 до $180^\circ/n$, пульсирующий поток изменяется от максимума до 0.

Регулирование угла сдвига фаз ψ осуществляется осевым перемещением муфты – 15 по винтовым шлицам валов генераторов колебаний.

Рациональным выбором угла наклона шлицев определяется необходимая величина осевого перемещения муфты – 15 для изменения пульсирующего потока от 0 до максимума.

Как было показано в работе [1] изменение объема пульсирующей жидкости способствует изменению амплитуды формируемого импульса, а соответственно и энергии силового импульса в бурильной трубе. Увеличение объема пульсирующего потока при неизменных параметрах рукава высокого давления (полый упругий элемент, рис. 2, 8) приводит к увеличению интенсивности бурения, при уменьшении наоборот – интенсивность снижается.

В условиях сложного геологического строения исследуемого контура залегания горной породы инженер способен регулировать интенсивность бурения, опираясь на возможности разработанного

устройства, и тем самым придерживаться заданной производительности бурения.

Выводы

Применение разработанного устройства регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма позволяет выбрать оптимальный режим бурения при проходке горных пород различной твердости за счет изменения подаваемого объема пульсирующей жидкости генераторами колебаний в полость силового гидроцилиндра.

Устройство регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма позволяет производить регулирование в пределах от 0 до $2Q$ (где Q – объем генератора колебаний) при условии равенства объемов используемых генераторов колебаний.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. Наименование и регистрационный номер проекта: «Исследование взаимодействия силовых импульсов в буровом инструменте и массиве горных пород при бурении штуров и скважин из подземных горных выработок», ГК 2.445С2010 от 03.09.2009 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федин Д.В., Шадрин А.В., Саруев Л.А. Экспериментальные исследования механизма формирования гидравлических импульсов для разрушения горных пород при бурении // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 175–178.

2. Устройство для регулирования энергии импульса гидроимпульсного механизма бурового станка: пат. 124298 Рос. Федерация. № 2012132378; заявл. 27.07.12; опубл. 20.01.13, Бюл. № 2. – 3 с.

Поступила 14.05.2013 г.

УДК 622.243.2

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД НА ПРОЦЕСС ИСКРИВЛЕНИЯ СКВАЖИН ПРИ ИХ РАЗРУШЕНИИ МЕХАНИЧЕСКИМИ И ТЕРМИЧЕСКИМИ СПОСОБАМИ

В.В. Нескоромных

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

E-mail: sovair@bk.ru

Рассмотрены основные закономерности формирования поля механических напряжений в анизотропных горных породах при механическом разрушении в процессе бурения и поля распространения тепловой энергии при термомеханическом или термическом бурении, например, плавлением горных пород. Показано, что при механическом разрушении горных пород при бурении формируется асимметричная форма поля деформации и распространения напряжений в слоистой породе, причем порода в большей степени деформируется в направлении перпендикулярно ориентировки слоев. В результате неравномерного деформирования и последующего разрушения горной породы создаются условия для возникновения опрокидывающего момента и последующего искривления скважин. При нагревании породы поле температуры активнее развивается в направлении вдоль слоистости, в отличие от направления перпендикулярно слоям породы. Показано, что вследствие разных направлений развития деформаций в породе и распространения тепловой энергии искривление скважин, буримых механическим и термическим способами, будет разнонаправленным, а при термо-механическом разрушении горных пород возможен эффект компенсации направлений неравномерного разрушения, а значит и вероятно снижение искривление скважин.

Ключевые слова

Горная порода, поле механических напряжений, тепловая энергия, искривление скважин.

Key words:

Rock, field of mechanical tension, thermal energy, curvature of wells.

Как показывают исследования упругих характеристик анизотропных – слоистых, сланцеватых горных пород, для таких пород характерно следующее соотношение модулей упругости вдоль E^I и перпендикулярно E^\perp слоистости (сланцеватости):

$$\frac{E^{II}}{E^\perp} > 1 \quad [1-3, 5].$$

Для получения напряжения в породе под индентором, тождественного напряжению разрушения σ , анизотропная порода должна получить различную деформацию в различных направлениях относительно слоистости или сланцеватости – ξ^\perp , ξ^{II} – перпендикулярно или в направлении распространения слоев породы, то есть следуя закону Р. Гука:

$$\xi^\perp = \frac{\sigma}{E^\perp} > \xi^{II} = \frac{\sigma}{E^{II}}.$$

Из данного неравенства следует, что при нагружении анизотропной породы индентором (рис. 1) деформация её будет неодинакова в равноудаленных от торца индентора точках деформированного ядра, а учитывая соотношение упругих характеристик породы, можно утверждать, что ядро сжатия под индентором получит вытянутость в направлении минимального значения модуля упругости (в направлении перпендикулярно слоистости или сланцеватости) и будет сжато в направлении максимального модуля Т. Юнга (вдоль слоистости или сланцеватости, рис. 1, а).

Форма ядра сжатия анизотропной породы в отличие от шаровой формы для изотропных пород, сформированная при равенстве параметров упругости в любом из направлений от прикладываемого усилия нагружения индентора, очевидно, будет близка к эллипсоиду вращения для породы с двумя

плоскостями изотропии и трехосному эллипсоиду для пород с тремя плоскостями изотропии.

Осевое усилие P , воздействующее на индентор (рис. 1, б), затрачивается при деформировании породы, на преодоление сил внутреннего трения в деформируемых и потому перемещаемых относительно друг друга элементах слоев породы, а также на преодоление упругих реакций со стороны породы. С учетом данной формулировки реакции анизотропной породы на внедряемый индентор P^{II} и P^\perp можно разложить на вертикальные:

$$P_{II}^a = P \cos^2 \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_{II}^a),$$

$$P_{\perp}^a = P \sin^2 \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_{\perp}^a)$$

и горизонтальные составляющие:

$$P_{II}^r = P \cos \gamma \sin \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_{II}^r),$$

$$P_{\perp}^r = P \cos \gamma \sin \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_{\perp}^r),$$

где P – осевая нагрузка на внедряемый в породу индентор, Н; γ – угол встречи индентора и плоскостей слоистости или сланцеватости, градус; φ_{II}^a , φ_{\perp}^a – углы внутреннего трения, определяемые соответственно в направлении и перпендикулярно слоистости или сланцеватости породы, градус.

Из схемы на рис. 1, б следует, что при вдавливании индентора в анизотропную породу в процессе её упругого деформирования на торец индентора оказывает действие опрокидывающий момент $M_{оп}$, обусловленный действием неравных по величине вертикальных реакций. Действие опрокидывающего момента приводит к некоторому повороту внедряемого в породу индентора на угол ψ (рис. 1, в).

Точки приложения вертикальных реакций находятся на расстоянии a и c от оси индентора, что позволяет записать следующее уравнение

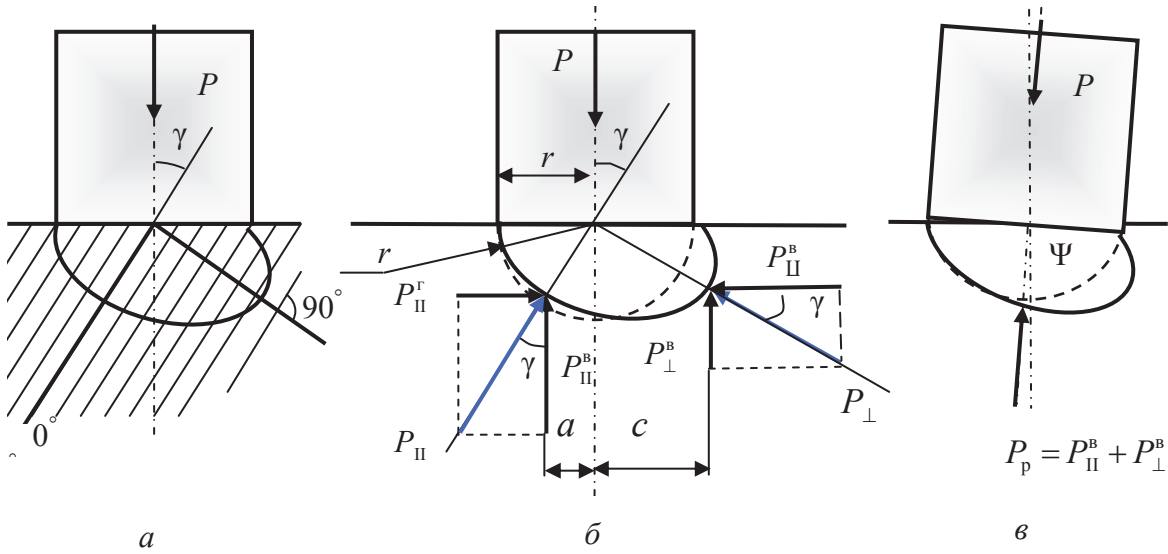


Рис. 1. Схема для анализа процесса деформирования анизотропной породы плоским цилиндрическим индентором и определения упругих реакций со стороны деформируемой породы: а) формирование эллипсоидного ядра сжатия под торцом индентора; б) схема реакций породы на внедряемый индентор через ядро сжатия породы; в) схема поворота индентора при внедрении в анизотропную породу

$$M_{он} = P_{II}^B a - P_{\perp}^B c. \quad (1)$$

Из схемы на рис. 1, б следует, что $a = r \sin \gamma$, а $c = r \cos \gamma$, r – радиус торца индентора, м.

Опрокидывающий момент для случая, когда ядро сжатия сформировано в виде шаровой поверхности ($E^I = E^{\perp}$), но существует неравенство коэффициентов внутреннего трения, будет равен

$$M_{он} = Pr \left[\begin{array}{l} \cos^2 \gamma \sin \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_n^I) - \\ - \sin^2 \gamma \cos \gamma (1 - \operatorname{tg} \varphi_n^{\perp}) \end{array} \right].$$

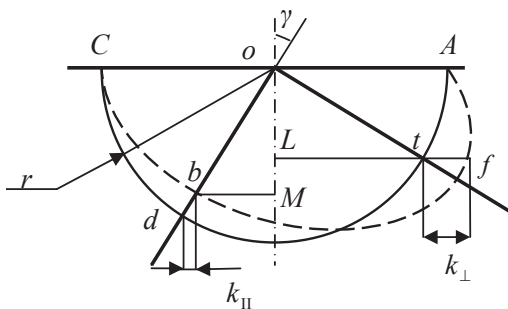


Рис. 2. Схема для определения параметров асимметрии ядра деформации анизотропной породы

Таким образом, очевидно, что опрокидывающий момент возможен для пород, отвечающих условию изотропности по модулю упругости, но не отвечающих такому условию по коэффициенту внутреннего трения.

Для перехода, с целью анализа, от шаровой формы ядра сжатия к иной, например в виде эллипсоида, для которого справедливо неравенство $E^I \neq E^{\perp}$, определим расстояния Lf и Mb (рис. 2) для замены ими в формуле (1) выражений для a и c , поскольку плечо реакции P_{II}^B уменьшится на отрезок k_{II} , а плечо реакции P_{\perp}^B увеличится на расстояние k_{\perp} :

$$Mb = ob \sin \gamma; \quad Lf = of \cos \gamma.$$

Рассматривая схемы, представленные на рис. 3, и принимая как условие, что деформация породы пропорциональна её упругости, а именно,

$$\frac{of}{ob} = \frac{E^I}{E^{\perp}} = K \quad \text{и} \quad \frac{of}{r} = \frac{r}{ob},$$

можно определить размеры полуосей эллипсоидов деформации в анизотропной породе под торцом индентора в случае внедрения в породу в направлениях под прямым углом (рис. 3, а) и вдоль слоистости или сланцеватости (рис. 3, б), которые будут равны

$$ob = r \sqrt{\frac{1}{K}}, \quad \text{а} \quad of = r \sqrt{K}.$$

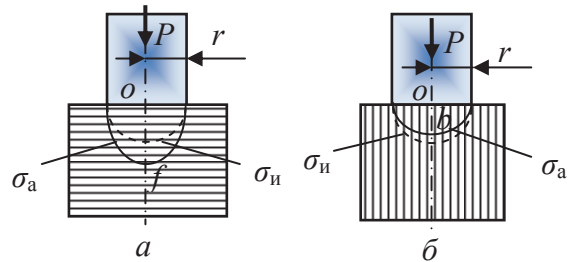


Рис. 3. Схемы для определения размеров контура равных напряжений при вдавливании в анизотропную породу цилиндрического индентора: а) перпендикулярно слоистости; б) вдоль слоистости; σ_a, σ_n – соответственно контуры равных напряжений для изотропной и анизотропной пород

После всех подстановок заключительная формула расчета $M_{он}$ для внедряемого в анизотропную породу цилиндрического индентора получит следующий вид:

$$M_{\text{он}} = \text{Pr} \begin{bmatrix} \cos^2 \gamma \sin \gamma \sqrt{\frac{1}{K}(1 - \text{tg} \varphi_n^{\parallel})} - \\ -\sin^2 \gamma \cos \gamma \sqrt{K(1 - \text{tg} \varphi_n^{\perp})} \end{bmatrix},$$

$$\gamma_{\text{кр}} = \text{arctg} \frac{1 - \text{tg} \varphi_n^{\parallel}}{K(1 - \text{tg} \varphi_n^{\perp})}. \quad (2)$$

где K – соотношение модулей упругости породы, замеренное вдоль и перпендикулярно слоистости или сланцеватости.

На рис. 4 приведены расчетные графики опрокидывающего момента в зависимости от угла встречи γ при различных значениях K и коэффициентах внутреннего трения для пластичной породы осадочного комплекса – аргиллита, и изверженной твердой породы – дацита.

Графики на рис. 4 указывают на рост опрокидывающего момента и снижение критического угла встречи γ при возрастании соотношения модулей упругости породы K . Зависимость опрокидывающего момента от угла встречи имеет синусоидальный характер со сменой направления действия при определенном угле встречи $\gamma_{\text{кр}}$:

- при малых углах встречи опрокидывающий момент ориентирует внедряемый в породу индентор в направлении слоистости или сланцеватости;
- при углах встречи больше $\gamma_{\text{кр}}$ опрокидывающий момент ориентирует индентор в направлении, перпендикулярном слоистости или сланцеватости.

Расчет графиков сделан при $K=2$ и $K=1,1$ с учетом влияния на процессы деформирования и разрушения породы сил внутреннего трения в деформируемых слоях. При выполнении расчетов приняты значения коэффициентов внутреннего трения $\text{tg} \varphi$ равные:

- для аргиллита $\text{tg} \varphi_n^{\parallel}=1, \text{tg} \varphi_n^{\perp}=0,6$;
- для дацита $\text{tg} \varphi_n^{\parallel}=0,8, \text{tg} \varphi_n^{\perp}=0,7$.

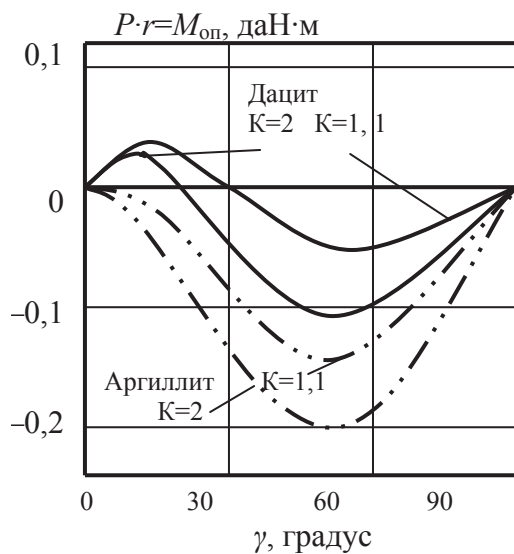


Рис. 4. Графики $M_{\text{он}}$ в зависимости от угла встречи γ для осадочной (аргиллит) и эффузивной (дацит) горных пород

Из уравнения для расчета $M_{\text{он}}$, при условии его равенства нулю, определим значение критического угла встречи $\gamma_{\text{кр}}$, которое будет равно:

$$\gamma_{\text{кр}} = \text{arctg} \frac{1 - \text{tg} \varphi_n^{\parallel}}{K(1 - \text{tg} \varphi_n^{\perp})}.$$

Из формулы (2) для расчета опрокидывающего момента и графиков на рис. 4 следует, что в случаях, когда угол встречи γ равен 0 или 90° , $M_{\text{он}}=0$. Это становится возможным благодаря тому, что при пересечении анизотропной породы вдоль, а также перпендикулярно слоистости или сланцеватости области деформирования породы развиваются в виде симметричных сферических объемов (рис. 3). Именно поэтому разрушение породы осуществляется в этих случаях равномерно, а дестабилизирующий положение индентора опрокидывающий момент отсутствует. Следовательно, в этих случаях искривления скважины, вследствие влияния анизотропии горной породы, происходить не должно.

При механическом разрушении горных пород в результате взаимодействия породоразрушающего инструмента с забоем в горной породе под торцом инструмента формируется поле механических напряжений как результат объемно-геометрического суммирования напряжений от действия отдельных сил со стороны каждого породоразрушающего элемента (индентора).

Иллюстрацией процессов при механическом разрушении горных пород могут служить линии деформации в породе, полученные Е.И. Быченковым (рис. 5), которые показывают возможные конфигурации объемов деформированной под торцом бурового инструмента изотропной породы [4].

При исследовании напряженного и деформационного состояния анизотропной горной породы под торцом бурового инструмента установлено, что поле упругих деформаций в породе под торцом инструмента при напряжении σ_a может иметь конфигурацию эллипсоида вращения (рис. 6). Упругие реакции упруго деформированной породы обеспечивают действие опрокидывающего момента на буровой инструмент $M_{\text{он}}$:

$$M_{\text{он}} = P_{\text{ос}} \begin{bmatrix} R^{\parallel} \cos^2 \gamma \sin \gamma (1 - \text{tg} \varphi_n^{\parallel}) - \\ -R^{\perp} \cos \gamma \sin^2 \gamma (1 - \text{tg} \varphi_n^{\perp}) \end{bmatrix},$$

где $P_{\text{ос}}$ – осевая нагрузка на буровой инструмент, Н; γ – угол встречи оси бурового инструмента и плоскостей слоистости или сланцеватости породы, град.; R^{\parallel}, R^{\perp} – радиусы эллипсоида упругих деформаций в породе, м; $\varphi_n^{\parallel}, \varphi_n^{\perp}$ – углы внутреннего трения в породе при её деформировании вдоль и перпендикулярно слоистости или сланцеватости, град.

Радиусы R^{\parallel} и R^{\perp} определены в соответствии со следующей аналитической версией:

$$R^{\perp} = R_{\text{я}} - (\xi^{\perp} - \xi),$$

$$R^{\parallel} = R_{\text{я}} - (\xi^{\parallel} - \xi),$$

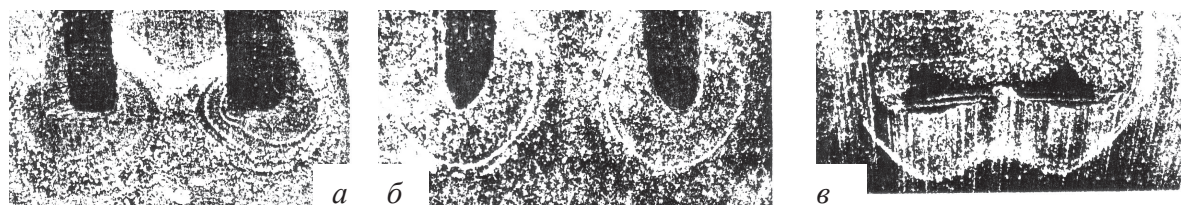


Рис. 5. Линии деформации и напряжений: а, б) в породе под торцом коронок; в) долота

где $R_{\text{я}}$ – условный радиус сферы напряжения $\sigma_{\text{я}}$ и деформации ξ для изотропной породы (рис. 6), имеющей средние значения модуля упругости $E=0,5(E^{\text{II}}+E^{\perp})$ и коэффициентов Пуассона $\nu=0,5(\nu^{\text{II}}+\nu^{\perp})$, характерные для анизотропной породы при измерении соответственно вдоль $(E^{\text{II}}, \nu^{\text{II}})$ и перпендикулярно слоистости (E^{\perp}, ν^{\perp}) или сланцеватости при деформациях $\xi^{\text{II}}, \xi^{\perp}$, м; $\xi^{\perp}, \xi^{\text{II}}$ – деформации анизотропной породы под буровым инструментом в направлениях перпендикулярно и вдоль слоистости или сланцеватости, м.

Напряжения в породе под торцом долота с плоским торцом радиуса $R_{\text{н}}$ могут определяться по зависимости

$$\sigma = \frac{3P_{\text{ос}}}{8\pi R_{\text{н}}^2}.$$

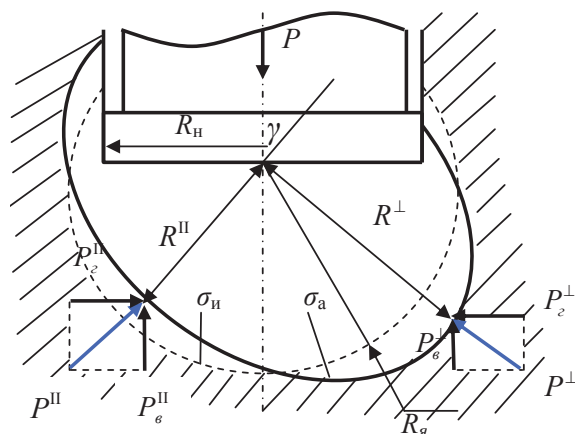


Рис. 6. Схема для анализа деформаций и напряжений под торцом бурового инструмента

Контактное напряжение под торцом долота рассчитывается по формуле

$$p_{\text{к}} = \frac{P_{\text{ос}}}{\pi R_{\text{н}}^2}.$$

Из данных формул можно получить зависимости для расчета $R_{\text{я}}$:

$$R_{\text{я}} = \sqrt{\frac{3P_{\text{ос}}}{8\pi\sigma}} = R_{\text{н}} \sqrt{\frac{3p_{\text{к}}}{8\sigma}}.$$

Полученные формулы можно использовать для расчета величины опрокидывающего момента в зависимости от осевой нагрузки или величины контактного давления на забой, т. е. с учетом площади торца бурового инструмента.

В соответствии с оценками специалистов наиболее рациональным и перспективным способом повышения эффективности разрушения твердых горных пород может быть комбинирование механического разрушения резанием и скалыванием с термическим или электротермическим разрушением. В данном случае интенсификация разрушения достигается за счет нагрева твердой породы до состояния, при котором в поверхностном слое породы размягчается, теряет свою первоначальную твердость и может разрушаться резанием. Предварительные исследования показали, что скорость бурения может возрасти от 2 до 100 раз в сравнении с механическим бурением.

Влияние термомеханического разрушения на искривление скважин можно рассмотреть, учитывая законы распространения в анизотропной породе поля температуры и поля механических напряжений.

При тепловом воздействии на горную породу с целью её разупрочнения или плавления важным становится коэффициент теплопроводности, который определяется по известной зависимости [4]:

$$\lambda_{\phi} = \frac{1}{3} c v \rho l_{\phi},$$

где c – удельная теплоемкость; v – скорость фотонов, равная скорости распространения упругих колебаний в породе; ρ – плотность породы; l_{ϕ} – средняя длина свободного пробега фотонов.

В слоистых породах наблюдается большая теплопроводность вдоль слоистости λ_{II} , чем перпендикулярно слоистости λ_{\perp} . Коэффициент анизотропии теплопроводности слоистых пород в среднем составляет 1,1–1,5.

При этом следует отметить, что по оценкам таких специалистов, как Ю.Л. Боярко, В.Д. Ларионов и В.В. Кривошеев [1], анизотропия по теплопроводности связана с анизотропией по упругости горных пород соотношением

$$\frac{E_{\text{II}}}{E_{\perp}} = \left(\frac{\lambda_{\text{II}}}{\lambda_{\perp}} \right)^2.$$

Данная зависимость показывает, что анизотропия механических свойств, таких как упругость, более выражена, в сравнении с анизотропией теплопроводящих свойств горных пород.

Причины более активного распространения тепла через слоистые или сланцеватые породы в направлении слоистости предопределены их строе-

нием. Слоистая горная порода включает более плотные слои-пластины, между которыми располагается менее плотный материал, характеризующийся повышенной пористостью и меньшей плотностью. При распространении тепловой энергии менее плотный и пористый материал, отличающийся температурно-изоляционными свойствами, пропускает тепло ограниченно, а плотные слои-пластины становятся активными проводниками тепловой энергии. В результате распространение тепловой энергии происходит более активно не перпендикулярно слоистости, а вдоль неё.

Большое значение имеет также анизотропия теплопроводности за счет ориентации порового пространства, соответствующая, как правило, внешней анизотропии кристаллов. То есть это пористость, ориентированная в направлении слоистости, сланцеватости, флюиальности и др. [5].

На рис. 7. приведена фотография забоя скважины, пробуренной в блоке анизотропного туфо-дацита Приаргунского рудного поля (Забайкалье). Забой после бурения и распиловки блока пропитан керосином. Сплошной линией и штриховкой уточнен контур забоя, штриховой линией – зона распространения керосина в породе. Форма области распространения керосина в породе показывает преимущественное распространение пористости вдоль слоев породы.

Ориентировка пористости вдоль текстурных элементов породы определяет её повышенную деформируемость в направлении перпендикулярно слоистости, сланцеватости, определяя степень неравномерности и асимметрию объемов деформации и скалывания.

Вследствие ориентированной вдоль слоистости, сланцеватости или флюиальности пористости породы в направлении слоев будет и более активное проникновение бурового раствора в горную породу. В результате подобного неравномерного пропитывания разрушаемой на забое скважины породы будет задана и асимметрия породоразрушающего действия бурового инструмента при бурении, которая состоит в том, что в направлении распространения слоев горная порода может раз-

рушаться более интенсивно. В этом случае можно говорить о влиянии буровых агентов не только на процесс разрушения горной породы при бурении, но и на процесс формирования направления ствола скважины.

Ориентированная пористость ограничивает скорость прохождения упругих волн и тепла как вдоль рыхлых слоев, так и перпендикулярно ориентировке слоев горной породы.

Величина пористости тесно связана с вещественным составом горных пород, с размерами, формой и упаковкой зёрен породы. В осадочных породах пористость может достигать 35 % объема породы, в вулканогенно-осадочных (туфопесчаники, туффиты) и метаморфических породах – 5...20 %, в магматических породах – не более 5 %.

Механические деформации в анизотропной породе активнее развиваются в направлении перпендикулярно слоистости (на рис. 8, линия σ_3), а температурное поле более активно распространяется в направлении простирающихся слоев (линия t_3). Причиной более активного температурного потока вдоль слоев является то, что порода в этом направлении имеет более высокую сосредоточенность плотности.

Таким образом, можно отметить, что нагрев горной породы способствует выравниванию неравномерности разрушения анизотропной породы за счет снижения её твердости преимущественно в направлении слоистости или сланцеватости, т. е. в направлении максимальной твердости породы.

Другим фактором снижения искривления скважин при термомеханическом бурении может быть фактор повышения механической скорости бурения без повышения осевого усилия, что обеспечивает снижение естественного искривления скважин.

Таким образом, можно отметить, что перспективный по производительности термомеханический способ разрушения горных пород может характеризоваться способностью к снижению или даже полному устранению искривления скважин, буримых механическими способами в анизотропных горных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривошеев В.В. Искривление скважин в анизотропных породах. – Томск: Изд-во НТЛ, 1999. – 240 с.
2. Нескоромных В.В. Механика разрушения анизотропных горных пород при бурении скважин заданного направления. – М.: МГП «Геоинформмарк», 1997. – 57 с.
3. Нескоромных В.В. Направленное бурение и основы кернотри. – Красноярск: Изд-во СФУ, 2012. – 328 с.
4. Быченков Е.И. К вопросу исследования напряженного состояния горных пород в призабойной зоне буровых скважин // Методика и техника разведки. – 1971. – № 74. – С. 11–14.
5. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. – М.: Недра, 1984. – 359 с.

Поступила 15.04.2013 г.

УДК 622.24

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА РЕЗАНИЯ-СКАЛЫВАНИЯ ГОРНОЙ ПОРОДЫ ДОЛОТОМ С РЕЗЦАМИ PDC

В.В. Нескоромных, К.И. Борисов*

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

E-mail: sovair@bk.ru

*Томский политехнический университет

E-mail: kibor@tomline.ru

Рассмотрены актуальные вопросы механизма взаимодействия режущих элементов современных породоразрушающих инструментов PDC с горной породой в стационарном режиме ее резания-скалывания. Установлены особенности влияния геометрии, размещения и динамики резцов PDC на процессы разрушения горных пород при бурении скважин. На основе результатов теоретических и экспериментальных исследований сформулированы предложения по важным аспектам оптимизации проектирования долот PDC.

Ключевые слова:

Долото, PDC, угол резания, силы резания, ядро сжатия, линейная скорость резцов, проектирование.

Key words:

Bit, PDC, cutting angle, cutting forces, compression core, linear speed of cutters, design.

Для бурения скважин различного назначения в мягких горных породах средней твердости, а также частично в твердых породах в большом объеме применяются долота с поликристаллическими алмазно-твердосплавными резцами типа PDC. Перспективность данного вида вооружения долот доказана высокими результатами их применения. Практика показывает, что при бурении глубоких скважин долота PDC обеспечивают проходку на инструмент более 1000 м при средней механической скорости бурения до 35...40 м/ч. Поэтому в настоящее время в Сибирском регионе объемы проходки с использованием долот класса PDC достигают 85...90 % от общих объемов промышленного бурения скважин.

В то же время следует отметить, что для дальнейшей оптимизации проектирования долот PDC при расчете схем размещения резцов на торце долота необходимо более точное понимание механики процессов резания-скалывания, которое бы учитывало все основные аспекты производительного бурения и обеспечения высокой износостойкости породоразрушающих резцов.

В данной работе выполнен анализ установившегося режима резания-скалывания породы резцом PDC.

При перемещении резца под действием крутящего момента при установившемся режиме и глубине резания-скалывания породы будет справедлива следующая схема работы резца (рис. 1).

Важным для получения результирующей зависимости влияния параметров на глубину резания является обоснование направления действия результирующей силы R при установившемся режиме резания-скалывания, при котором при неизменных внешних параметрах глубина резания-скалывания породы не меняется.

Усилие R – результирующая осевой силы $P_{ос}$ и тангенциальной силы резания-скалывания породы

F_p . Если эта сила ориентирована под прямым углом к плоскости резца, то её проекция на плоскость резца равна нулю. Это режим установившегося процесса без изменения глубины резания скалывания h (рис. 2, а).

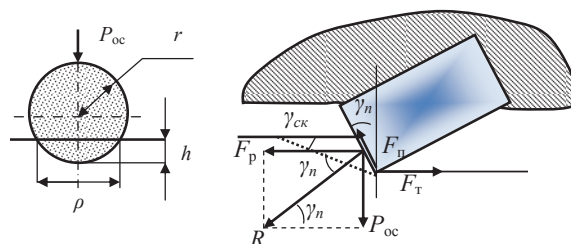


Рис. 1. Схема к анализу процесса-резания скалывания породы резцом PDC

Если результирующая R направлена вниз и не образует прямого угла с плоскостью резца, то появляется сила T , которая нарушает равновесие и вызывает заглубление резца от h к h_n (рис. 2, б).

Такая ситуация возможна при повышении осевого усилия или мгновенного снижения усилия резания-скалывания, вызванного, например, ослаблением породы и ее сопротивления вследствие появления трещины, каверны в породе, снижения плотности, твердости или упруго-пластичных свойств.

В случае, если результирующая R ориентирована вверх (рис. 2, в), что может быть связано со снижением осевого усилия на инструмент или повышением сопротивления породы резанию-скалыванию породы (рост тангенциального усилия), например, вследствие повышения частоты вращения инструмента, то проекция T ориентирована вверх, что неизбежно вызывает снижение глубины резания-скалывания от h к h_n .

Таким образом, векторная направленность результирующей R , вызванная изменением осевой силы и тангенциальной силы резания-скалывания,

меняет баланс сил при разрушении и определяет глубину резания-скалывания.

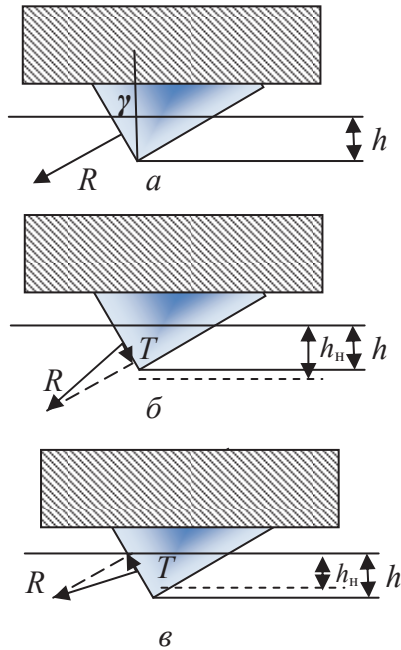


Рис. 2. Схемы для анализа механики резания-скалывания резцом

Колебания величины и направления силы R при резании-скалывании происходят постоянно, но установившийся режим этого процесса при неизменном h возможен только тогда, когда эта сила направлена под прямым углом к плоскости реза.

Важным, с нашей точки зрения, является также рассмотрение роли и поведения «ядра сжатия», формируемого в разрушаемой горной породе резцом в процессе резания-скалывания. Ядро сжатия породы влияет на распределение сил и дает понимание важности коэффициента внутреннего трения, который участвует в представляемых формулах.

Реакция породы N (рис. 3) воздействует не на сам резец, а на ядро сжатия породы. Таким образом, усилие R тратится, прежде всего, на деформирование породы в ядре сжатия, создавая напряжения, достаточные для скалывания породы [1], то есть основные траты усилия R – это процессы деформирования породы и преодоление сил внутреннего трения в ядре. Линия скалывания породы перед ядром сжатия ориентируется с учетом размеров и геометрии ядра сжатия и переднего угла наклон реза.

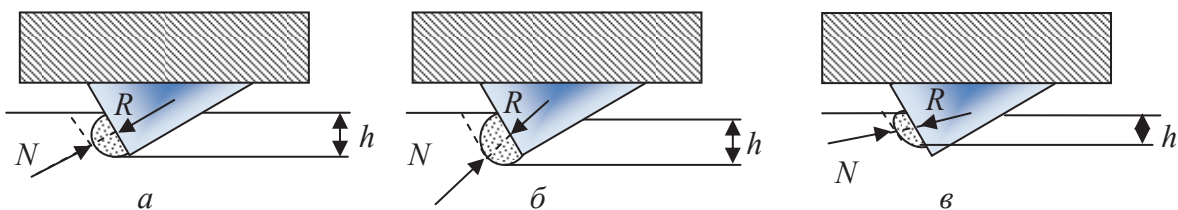


Рис. 3. Схемы трансформации ядра сжатия породы при установившемся режиме резания-скалывания (а), заглублении реза (б) и повышении сопротивления резанию-скалыванию (в)

Размеры ядра сжатия существенно зависят от упруго-пластичных и прочностных свойств горных пород. В мягких породах ядро сравнительно большое и слабо уплотненное, поскольку порода от действия ядра выходит на поверхность при малом усилии резания. В твердых породах ядро имеет меньший размер, и оформлено в виде полусферы или сегмента эллипсоида. К примеру, если усилие R направлено под прямым углом к плоскости реза, то форма ядра сжатия более симметричная (рис. 3, а). Если усилие R ориентировано вниз (рис. 3, б), то и ядро сжатия будет деформировано в глубину, увеличивая глубину резания-скалывания (глубина зависит от глубины проникновения ядра сжатия породы). Если усилие R ориентировано вверх, то ядро ориентировано к поверхности забоя, глубина борозды резания-скалывания снижается (рис. 3, в).

На базе аналитического заключения равнодействующее усилие R сил резания-скалывания F_p и осевого усилия P_{oc} (рис. 2) определим из соотношения

$$R = \frac{F_p}{\cos \gamma_n} = \frac{P_{oc}}{\sin \gamma_n}.$$

Усилие резания-скалывания породы F_p определим, рассмотрев схему на рис. 1.

$$F_p = S_{ск} \sigma_{ск} (1 + \operatorname{tg} \varphi) + f P_{oc}.$$

Форма площадки скалывания, формируемая резцом PDC, представляет собой, при некоторых упрощениях, эллипс с полуосями $0,5\rho$ и AB (рис. 1). Размер $S_{ск}$ рассчитываем как площадь половины эллипса.

$$S_{ск} = 0,5 \pi \rho \cdot AB = 0,5 \pi \sqrt{dh} \cdot \frac{h}{\sin \gamma_{ск}};$$

$$F_p = \frac{\sigma_{ск} \pi \sqrt{dh} h (1 + \operatorname{tg} \varphi)}{\sin \gamma_{ск}} + f P_{oc}.$$

Если учесть возможность установки реза с поворотом в направлении резания-скалывания породы φ_p (рис. 4), ширина площадки скалывания в направлении перемещения реза будет меньше на величину $\cos \varphi_p$. В формуле для расчета F_p это получит отражение следующим образом:

$$F_p = \frac{\sigma_{ск} \pi \sqrt{dh} h \cos \varphi_p (1 + \operatorname{tg} \varphi)}{\sin \gamma_{ск}} + f P_{oc}.$$

Используя ранее полученное выражение для расчета F_p можно определить глубину резания-скалывания породы h из равенства полученных формул. Глубина резания-скалывания будет равна:

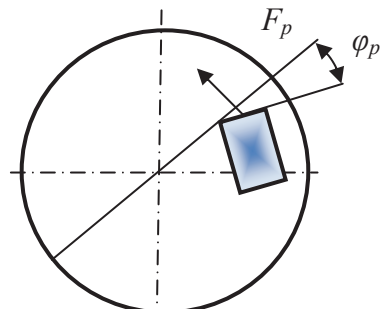
$$h = \sqrt{\left[\frac{P_{oc} \sin \gamma_{ck} (1 - f_t g \gamma_n)}{\pi \sigma_{ck} \cos \varphi_p t g \gamma_n \sqrt{d} (1 - t g \varphi_n)} \right]^3}$$


Рис. 4. Схема размещения реза с поворотом на угол φ_p относительно направления резания-скалывания породы

Из полученной формулы следует ряд важных выводов о влиянии на глубину резания-скалывания породы резцом PDC таких параметров, как передний угол реза γ_n , угол поворота реза относительно направления резания-скалывания породы φ_p , а также изменчивости предела прочности горной породы на скалывание σ_{ck} , вследствие повышения скорости перемещения реза, например, при повышении частоты вращения долота. В этом случае предел прочности σ_{ck} будет расти, а значит, глубина резания-скалывания h снижаться.

Как следует из формулы, повышение переднего отрицательного угла γ_n приводит к снижению глубины резания-скалывания породы. Повышение угла поворота реза φ_p приводит к повышению глубины резания-скалывания h , так как снижается сопротивление резанию-скалыванию породы из-за уменьшения ширины борозды разрушения. Увеличение диаметра реза d снижает глубину резания-скалывания породы h .

Полученная зависимость расчета глубины резания-скалывания может успешно использоваться при проектировании буровых долот с резами PDC. Например, на основе исследования закономерностей влияния скорости перемещения реза при резании-скалывании породы на глубину его внедрения и зависимости угла наклона траектории линейного перемещения реза от места (радиуса) его размещения в лопасти долота можно с учетом полученной аналитической зависимости определить рациональную схему установки резов на торце долота.

При проектировании долота следует учитывать такие важные обстоятельства, как тип горной породы и планируемый режим частоты вращения, для которого проектируется долото. В качестве важного параметра, характеризующего буримость горных пород, следует определить сопротивление горной породы резанию-скалыванию при различных значениях скорости протекания процесса ее разрушения. С целью оценки повышения сопротивления горной породы резанию-скалыванию

может использоваться методика оценки динамической твердости горных пород, предложенная в работе [2].

Для мягких горных пород и пород средней твердости увеличение данного параметра может быть очень значительным. В работе [3] исследовано влияние линейной скорости перемещения реза бурового инструмента на процесс разрушения горной породы при неизменной глубине внедрения h , в результате которого выявлен рост сопротивления горной породы разрушению – усилие резания выросло в 5 раз при повышении скорости резания-скалывания в пределах 0,05...2,35 м/с (рис. 5).

Результаты указанных экспериментов находятся в соответствии с известными положениями кинетической теории разрушения твердых тел [4]. С понижением начального энергетического барьера U_0 у разрушаемой горной породы до уровня энергии активации U_σ за счет увеличения действующих сил резания в соответствии с теорией снижается время, необходимое для завершения вероятностного процесса появления нарушений и разрушения связей между частицами горной породы τ_p .

Эксперименты показали, что проявляется жесткая количественная взаимосвязь в динамической системе: величина внешней разрушающей нагрузки – время распространения процесса разрушения конкретной горной породы (скорость перемещения разрушающего элемента вдоль плоскости резания) для конкретных условий динамического процесса резания горных пород инструментами режуще-скалывающего действия при неизменных значениях глубины внедрения h (резания-скалывания) и температуре процесса T .

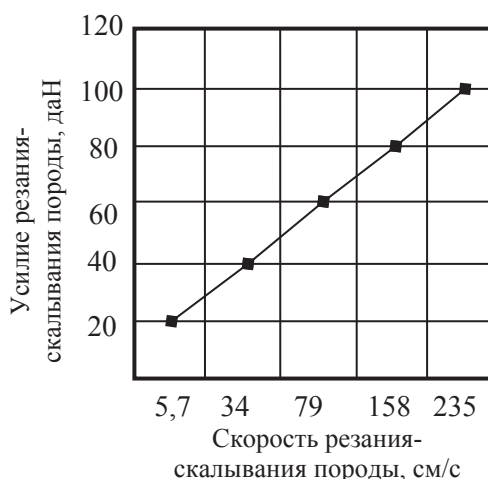


Рис. 5. Экспериментальная зависимость усилия резания-скалывания породы от скорости резания-скалывания

Как следует из приведенного на рис. 5 графика, при скоростях развития процесса резания-скалывания горной породы от 0 до 3 м/с, характерных для современных технологий бурения скважин, влияние фактора упрочнения горной породы на процесс разрушения вполне достаточно, чтобы су-

шественным образом отразиться на результативности процесса бурения. Такие скорости развития процесса разрушения горной породы могут формироваться в процессе ударного бурения скважин, бурении долотами PDC и высокооборотном вращательном бурении алмазным буровым инструментом, в том числе при бурении гидравлическими забойными двигателями.

В литературе приводятся и другие интересные результаты экспериментальных исследований по изучению характеристик динамического процесса разрушения горных пород. Так, В.П. Рожковым [5] проведен эксперимент по вдавливанию конуса Роквелла (угол приострения 120°) в горные породы с различной интенсивностью осевого нагружения v_n от 15 до 60 Н/с.

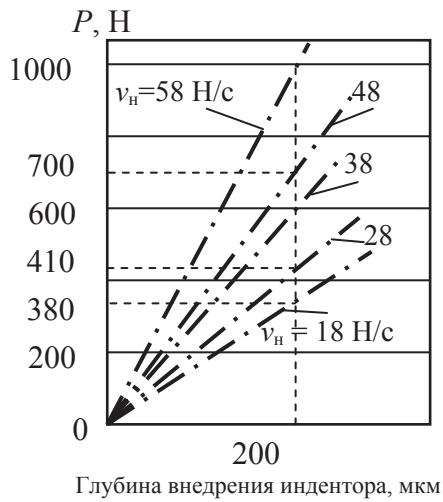


Рис. 6. Экспериментальные зависимости глубины внедрения индентора от скорости нагружения v_n .

На рис. 6 приведены экспериментальные зависимости глубины внедрения индентора от усилия при различных скоростях его нагружения.

По результатам экспериментальных работ установлено, что для внедрения на определенную глубину в породу требуется значительно меньшее усилие, если скорость нагружения индентора будет ниже. При этом для внедрения, например, на глубину 200 мкм, независимо от скорости приложения усилия, время до достижения заданной глубины оказалось примерно равным и составило 15–18 с. В то же время изменение скорости приложения усилия приводит к изменению микротвердости породы. Например, микротвердость мрамора при росте интенсивности нагружения от 15 до 60 Н/с возросла от 1 до 4,5 кН/мм. Для более твердых горных пород показатель роста микротвердости при повышении скорости нагружения оказался еще выше.

Очень важным является рассмотрение и другого аспекта «скоростного упрочнения» разрушаемых горных пород. К примеру, скорость перемещения резца долота может определяться из зависимости $v_n = \pi D \omega$, где D — диаметр окружности, на которой размещается конкретный резец в лопасти

долота (или диаметр долота), m ; ω — частота вращения долота, c^{-1} .

В этом случае, если линейная скорость в центральной точке торца долота равна нулю, то для долота диаметром 190,5 мм (0,1905 м) при частоте вращения долота 300 мин^{-1} (5 с^{-1}) линейная скорость резца, размещенного на внешнем радиусе торца долота, будет равна 3 м/с. Если диаметр равен долота 250,8 мм, то при том же значении частоты вращения линейная скорость будет равна около 4 м/с. При частоте вращения 10 с^{-1} , характерной для работы турбобура, линейная скорость резцов на кромке долота диаметром 190,5 мм составит около 6 м/с.

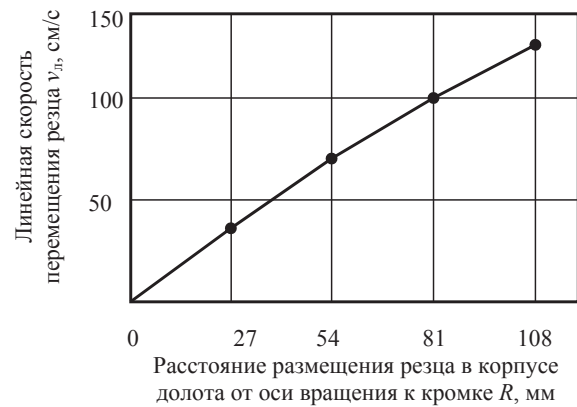


Рис. 7. Зависимость линейной скорости перемещения резца v_n от расстояния его размещения от оси вращения долота R (для частоты вращения долота 120 об/мин)

На рис. 7 представлен график распределения скоростей перемещения резцов PDC, размещенных вдоль лопасти долота при оборотах, характерных для низкооборотных забойных двигателей.

В результате такого распределения скоростей резания-скалывания резцы долота, размещенные ближе к наружному диаметру, должны вследствие роста $\sigma_{ск}$ испытывать повышенное сопротивление резанию-скалыванию, в сравнении с резцами, размещенными ближе к центру торца долота.

Для решения задачи выравнивания условий резания-скалывания породы, при которых все резцы на торце долота будут работать в равных условиях, испытывая равное сопротивление резанию-скалыванию, можно использовать при расстановке резцов следующие общие технические предложения, которые следуют из формулы для расчета глубины резания-скалывания породы резцом h .

1. Отрицательный передний угол установки резцов γ_n должен быть оптимальным для конкретного типа горных пород на наружной кромке торца долота и увеличиваться до максимально возможного ($15...20^\circ$) при установке резцов ближе к центру долота.

При этом важны следующие рекомендации. Передний отрицательный угол γ_n не должен снижаться до нулевого значения и тем более переходить в область положительных значений, так как это может привести к контакту задней грани с ди-

намической плоскостью резания-скалывания и отрицательно сказаться на стойкости резцов, особенно при бурении твердых, трещиноватых горных пород, горных пород с включением более твердых обломков, конгломератов и брекчий вследствие динамического характера разрушения породы.

Для определения конкретной величины переднего угла реза, размещенного на лопасти долота на некотором расстоянии от периферийного, необходимо использовать выражение:

$$\gamma_{ni} = \gamma_{n(i-1)} R_i / R_n,$$

где γ_{ni} и $\gamma_{n(i-1)}$ – абсолютные значения передних углов, а R_i и R_n – радиусы размещения искомого и периферийного резцов в корпусе долота соответственно.

2. Диаметр резцов должен уменьшаться (при равной величине выпуска резцов) в направлении от центра торца к его периферии. Целесообразно использование критерия «формирования и поддержания одинаковых контактных давлений на всех сегментах размещения резцов в корпусе долота» за счет варьирования размерами резцов. Иными словами, для приведения текущих контактных давлений для резцов различных сегментов корпуса долота к одинаковым значениям необходимо использовать пластины размерного ряда обратно пропорционального величине действующих «реактивных» динамических нагрузок, возникающих со стороны разрушаемой горной породы.

Площадь контакта с горной породой PDC резцов лопасти долота текущего внутреннего ряда S_i , исходя из критерия «постоянства контактных давлений», находится по формуле:

$$S_i = S_{i-1} \frac{F_i}{F_{(i-1)}},$$

где $F_{(i-1)}$, F_i – реактивная сила, действующая со стороны горной породы соответственно на предыдущий внешний и i -й текущий внутренний резцы; S_{i-1} – площадь контакта с породой предыдущего внешнего реза долота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нескоромных В.В. Разрушение горных пород при проведении геологоразведочных работ. – Красноярск: СФУ, 2012. – 300 с.
2. Борисов К.И. Научная база нового метода оценки эффективности процессов разрушения горных пород современными инструментами режуще-скалывающего действия // Вестник ЦКР Роснедра. – 2011. – № 4. – С. 51–58.
3. Борисов К.И. Научный метод оценки эффективности динамических процессов разрушения горных пород при бурении скважин современными инструментами режуще-скалывающего действия: дис. ... д-ра техн. наук. – Томск, 2012. – 181 с.

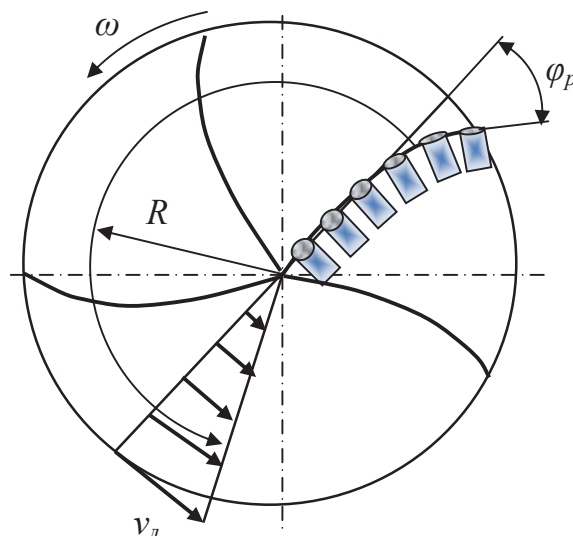


Рис. 8. Схема установки резцов на торце долота с учетом скоростей резания-скалывания породы

Кстати, площадь контакта PDC реза с горной породой S_i в соответствии с формулой для расчета h зависит от величины переднего угла γ_n .

Расчет значений реактивных сил, действующих на резцы, располагаемые на различных радиусах лопасти долота, можно проводить по формуле рис. 7 [2]:

$$F_{xi} = F_{x0} + kv_L,$$

где F_{x0} – значение реактивной силы при скоростях перемещения режущего элемента, близких к нулю; v_L – линейная скорость перемещения реза вдоль плоскости резания; K – эмпирический коэффициент.

3. Угол поворота реза φ_p может изменяться в пределах $0...10^\circ$ и увеличиваться в направлении от центра к периферии торца (рис. 8).

Результаты выполненных исследований могут успешно использоваться специалистами, занимающимися вопросами разработки конструкций и оптимизацией размещения вооружения долот типа PDC, имеющих широкое коммерческое применение при бурении как геологоразведочных, так и эксплуатационных скважин на нефть и газ.

4. Нейштетер И.А. Кинетическая природа статического и динамического разрушения горных пород // Межвузовский научный тематический сборник «Совершенствование техники и технологии бурения скважин на твердые полезные ископаемые». Вып. 21. – Екатеринбург: Уральская государственная горно-геологическая академия, 1998. – С. 53–67.
5. Рожков В.П. Разработка теоретических основ и совершенствование бурения геологоразведочных скважин алмазным породоразрушающим инструментом: автореф. дис. ... д-ра техн. наук. – Томск, 1999. – 32 с.

Поступила 11.02.2013 г.

УДК 622.243.063

ВЛИЯНИЕ ПРОСТЫХ СОЛЕЙ НА РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЛИМЕРНЫХ РАСТВОРОВ ДЛЯ БУРЕНИЯ КОМПЛЕКСАМИ ССК В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

А.Л. Неверов, В.П. Рожков, Л.С. Баталина, А.В. Минеев

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск
E-mail: neveroff_man@mail.ru

Статья посвящена изучению влияния простых солей на реологические свойства акриловых анионных и катионных полимеров с молекулярной массой от 5 до 22 млн ед. и плотностью заряда 20...46 %. Показано, что высаливающее действие можно оценивать по изменению реологических свойств на ротационном вискозиметре с большим набором частот вращения.

Ключевые слова:

Анионный и катионный полиакриламид, реологические параметры, эффективная вязкость, высаливание.

Key words:

Anionic and cationic polyacrylamide, rheological parameters, effective viscosity, salting out.

Сооружение скважин в сложных геологических условиях с применением комплексов ССК (снарядов со съемными керноприемниками) невозможно без применения современных буровых технологических жидкостей [1].

Различные формы неустойчивости ствола, возникающие в результате взаимодействия между буровым раствором и глинистыми формациями, обязательно связаны с явлениями гидратации. Возможны два механизма адсорбции воды на глинистых частицах: адсорбция мономолекулярных слоев воды на плоских поверхностях кристаллических решеток частиц (которая обычно называется кристаллическим набуханием или поверхностной гидратацией) и осмотическое набухание, происходящее вследствие высокой концентрации ионов, удерживаемых электростатическими силами вблизи поверхности глинистых частиц [2]. Лабораторные исследования показали, что одного защитного действия полимеров недостаточно для предотвращения набухания и для уменьшения отталкивающих сил между поверхностями глинистых частиц. В водной фазе должны присутствовать растворимые соли, добавление которых оказывает определенное влияние на реологические свойства растворов, от которых зависит в первую очередь интенсивность удаления бурового шлама. Неудовлетворительные реологические свойства могут привести к таким серьезным осложнениям, как образование пробок в стволе скважины, забивание шламом призабойной зоны, снижение механической скорости бурения, прихват бурильной колонны, размыв стенок скважины и столбиков керна, поглощение бурового раствора [2, 3].

Целью данной работы является исследование и оценка влияния солей на реологические свойства полимерных растворов для бурения скважин комплексами ССК в глинистых отложениях.

Реологическая кривая течения представляет собой фундаментальную характеристику механических свойств жидкости, соотносящуюся со структурными параметрами вещества, такими как молекулярная масса, плотность заряда, концентрация.

Таким образом, вискозиметрические измерения служат физическим методом оценки материала.

Анализ экспериментальных данных позволяет говорить о возможности или невозможности использования исследуемого материала в данных условиях. Из уравнений степенного ряда [3–5] наибольший практический интерес представляет уравнение Оствальда-Де Вале, называемое «идеальным степенным законом»:

$$\tau = K \cdot \dot{\gamma}^n,$$

где τ – напряжение сдвига, Па; $\dot{\gamma}$ – скорость деформации, s^{-1} ; K – показатель консистенции, Па·с; n – показатель нелинейности, безразмерная величина. В этом случае эффективная вязкость оказывается убывающей функцией скорости сдвига и представляется следующим образом:

$$\mu = K\dot{\gamma}^n,$$

где μ – эффективная вязкость, мПа·с. Экспериментальные данные, представленные в работе [3], свидетельствуют, что зависимость эффективной вязкости от скорости сдвига в «точке» представляет реальный физический факт, который может быть установлен безотносительно выбора метода измерения (или геометрии потока). Реологические кривые течения большинства буровых растворов занимают промежуточное положение между кривыми течения идеальной бингамовской вязкопластичной и идеальной псевдопластичной жидкостей. Обобщенный степенной закон позволяет распространить действие идеального степенного закона на течение разнообразных буровых растворов. Нелинейность графиков консистенции буровых растворов определяется с помощью ротационного вискозиметра с большим набором частот вращения (OFITE MODEL 900 VISCOMETER). Поэтому, по мнению Грея и Дарли [2], полезность реологических параметров PV и YP ограничена. Для прогнозирования характера течения при малых скоростях сдвига лучше рассчитывать эффективную вязкость при преобладающей в трубе и затрубном пространстве скорости сдвига.

Об относительных достоинствах различных используемых полимеров точных данных нет. Результаты лабораторных исследований различных экспериментаторов коррелировать очень трудно, так как методы испытаний не были идентичны, к тому же в опытах использовались разные глинистые сланцы. Молекулярная структура полимера, несомненно, является решающим фактором. Например, в ряде исследований на модели скважины Кларку [6] удалось успешно стабилизировать глинистые сланцы с помощью анионного полимера с плотностью заряда 30 %. При плотности заряда того же полимера 5 % результаты оказались весьма посредственными. Плохие результаты были получены также при использовании натрийполиакрилата. Объяснение, по-видимому, следует искать в том, что 30 % анионный заряд полимера является оптимальным, и в этом случае расстояние между функциональными группами вдоль цепочки молекулы полимера соответствует базовому расстоянию между пластинками кристаллов в глине [2].

Предварительные эксперименты по влиянию молекулярной массы и степени заряда на набухаемость монтмориллонитовых глин, проведенные авторами на приборе фирмы OFITE (США), показали, что акриловые полимеры с молекулярной массой 5–7 млн ед. и анионным зарядом 30 % лучше стабилизируют глину, что хорошо согласуется с экспериментальными результатами, приведенными в работе Кларка [6]. С увеличением молекулярной массы вязкость полимерных растворов очень сильно возрастает. На основании многих исследований получена общая для многих полимеров зависимость вязкости от молекулярной массы (ММ). Это объясняется тем, что для перемещения всей макромолекулы необходимо кооперативное перемещение многих сегментов. Это значит, что сопротивление, оказываемое макромолекулой в потоке, должно зависеть от ее ММ. Поэтому в данной работе исследовались водорастворимые анионные и катионные полимеры (полиакриламиды) отечественных и зарубежных производителей с большой величиной ММ (5–22 млн ед.). Эффективность применения полимеров возрастает с увеличением ММ [5, 7]. В табл. 1 представлена характеристика полимеров, используемых в лабораторных исследованиях.

Исследования реологических свойств полимерных растворов проводились на ротационном вискозиметре фирмы OFITE MODEL 900 VISCOMETER, позволяющем рассчитывать реологические параметры обобщенного степенного закона в автоматическом режиме. Экспериментальные работы проводили по методике, изложенной в ISO 13503–1 (зарегистрировано Федеральным агентством по техническому регулированию и метрологии ФГУП «Стандартинформ», номер регистрации: 5364/ISO). Реологические параметры обобщенного степенного закона рассчитывались по 52 экспериментальным точкам.

Таблица 1. Характеристика полимеров

Торговая марка ММ, млн ед.	Плотность заряда, %	Фирма- произ- води- тель	Анионные полимеры
AN923MPM	7–9	20	SNF (Франция)
AN934	1–2	30	SNF (Франция)
AN934BPM	5–7	30	SNF (Франция)
AN934SH	14–16	30	SNF (Франция)
AN934VHM	17–22	30	SNF (Франция)
EZ-MUD-GOLD	1–2	30	BAROID
EZ-MUD-DP	15–17	30	BAROID
Праестол 2540	12–14	30	ЗАО «Москва-Штокхаузен», Пермь
Полифлок А1530	13–15	30	ОАО Полифлок (Ленинск-Кузнецк)
Полифлок А2020	17–20	20	ОАО Полифлок (Ленинск-Кузнецк)
Катионные полимеры			
Besfloc K6645	7–9	46	Kolon Life Science (Ю.Корея)
Besfloc K6634	7–9	30	Kolon Life Science (Ю.Корея)
Besfloc K6641	7–9	30	Kolon Life Science (Ю.Корея)
Besfloc K6735	8–10	46	Kolon Life Science (Ю.Корея)
Besfloc K6841	10–12	46	Kolon Life Science (Ю.Корея)

Обобщенный степенной закон позволяет распространить действие идеального степенного закона на течение разнообразных буровых растворов [2, 4]. Нелинейность графиков их консистенции в логарифмическом масштабе свидетельствует о том, что n и K меняются со скоростью сдвига, хотя идеальный степенной закон требует их постоянства. Для жидкости с поведением, описываемым степенным законом, скорость сдвига у поверхности измерения зависит от геометрии вискозиметра и коэффициента поведения потока. Скорость сдвига можно аппроксимировать с помощью ньютоновского поведения, такая скорость сдвига известна, как номинальная ньютоновская скорость сдвига. Определенный с помощью напряжения сдвига и номинальной скорости сдвига вискозиметра коэффициент консистенции обозначают K_c . Аналогично коэффициенты консистенции обозначают K_p и K_s , соответственно, когда описываемая степенным законом модель выражается в пересчете на номинальную скорость сдвига в трубе или щели (например, в трещине). Номинальная скорость сдвига и зависимый от геометрии коэффициент консистенции можно преобразовать, соответственно, в фактическую скорость сдвига у поверхности измерения и независимый от геометрии коэффициент консистенции K , используя коэффициент поведения потока.

Эффективную вязкость (μ) для вискозиметра рассчитывают с помощью выражения удельной номинальной скорости сдвига с соответствующим зависимым от геометрии коэффициентом консистенции. Значения эффективной вязкости будут отличаться для разных конфигураций. Хотя эффективная вязкость отличается для разных геометрий, рассчитываются согласующиеся значения напряжения сдвига с помощью номинальной скорости сдвига с соответствующим зависимым от геометрии коэф-

фициентом консистенции. Поэтому степенной закон, выраженный в пересчете на зависимый или независимый от геометрии коэффициент консистенции, даст правильное значение напряжения сдвига и, следовательно, потерю давления для выбранной конфигурации. Используемый в данном подразделе при расчетах подход основан на применении номинальной скорости сдвига в вискозиметре для сокращения данных, с последующим преобразованием коэффициента консистенции жидкости K_v в независимый от геометрии коэффициент K . Ниже представлены формулы преобразования независимого от геометрии коэффициента K в зависимые от геометрии коэффициенты консистенции K_p и K_s для потоков через трубу или щель, соответственно. Независимый от геометрии коэффициент консистенции рассчитывают по формуле:

$$K = K_v \left(\frac{1 - (R_1 / R_0)^2}{n \cdot (1 - (R_1 / R_0)^{2n})} \right)^{-n}$$

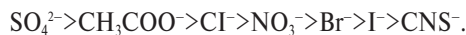
где R_1 – радиус внутреннего неподвижного цилиндра, м; R_0 – внутренний радиус наружного вращающегося цилиндра, м. Коэффициент консистенции K_s для щели (например, трещины) можно рассчитать как

$$K_s = K \cdot \left(2n + \frac{1}{3}n \right)^n,$$

а для трубы

$$K_p = K \cdot \left(3n + \frac{1}{4}n \right)^n.$$

В табл. 2 представлены экспериментальные результаты, отражающие действие простых солей на реологические свойства анионных и катионных полимеров. Анализ полученных данных показывает, что во всех без исключения экспериментах отмечается значительное снижение реологических параметров. Например, при добавлении к 1 % раствору, приготовленному из анионного полимера AN934VHM, хлористого калия (15 %) реологические параметры снижаются до значений 0,1 масс. % того же полимера [8]. Снижение реологических параметров объясняется высаливанием, которое происходит вследствие нарушения сольватной связи между макромолекулами полимера и растворителем – водой, т. е. вследствие дегидратации частиц, и связыванием молекул воды в гидратные оболочки ионов электролитов. Причем высаливающее действие на коллоидные системы оказывают все ионы, независимо от знака их заряда, а также от знака заряда поверхности ассоциатов высокомолекулярного соединения. Чем больше ион способен связывать молекулы растворителя, тем меньше растворителя остается полимеру, тем больше его высаливающее действие. А это, в свою очередь, зависит главным образом от энергии гидратации. Высаливающую способность в большей степени проявляют анионы, причем анионы по силе высаливающего действия можно представить в лиотропный ряд [9]



Согласно данным, представленными в табл. 2, наиболее ярко выражен эффект высаливания при добавлении сульфата калия, что полностью согласуется с вышеизложенным.

Эффект высаливания наглядно представлен на рисунке, где показано, как вязкостно-скоростные кривые высокомолекулярных полиакриламидов без добавок солей значительно отличаются при добавлении соли.

Необходимо отметить, что в области скоростей и напряжений сдвига, в которой полимеры ведут себя как неньютоновские жидкости, зависимость вязкости от молекулярной массы ослабевает при добавлении солей и увеличении интенсивности их деформирования. На кривых течения эта область наиболее ярко выражена при деформации, возникающей при скорости сдвига 170...1022 c^{-1} .

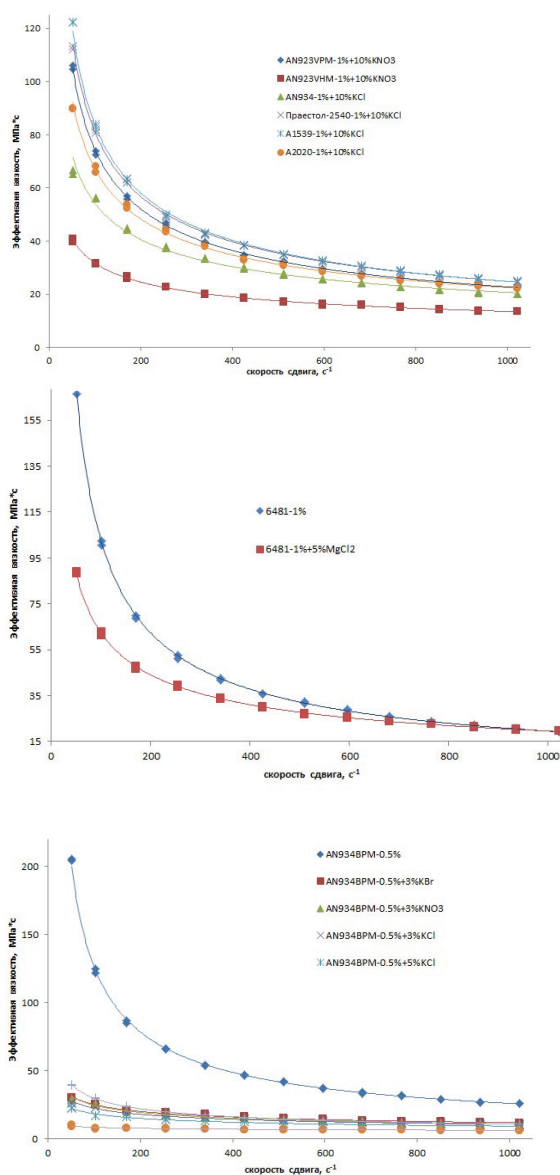


Рисунок. Зависимость эффективной вязкости водных растворов акриловых полимеров от скорости сдвига

Таблица 2. Зависимость реологических параметров водных растворов полимера акрилового ряда

Торговая марка полимера	Молекулярная масса, млн ед.	Заряд и его величина	Концентрация полимера, %	Концентрация соли, % (тип)	Реологические параметры обобщенного степенного закона					Коэффициент корреляции, R ²
					n	K _n , Па·с	K, Па·с	K _s , Па·с	K _p , Па·с	
AN923MPM	7-9	20	0,5	-	0,334	1,993	1,912	2,266	2,188	0,999
AN923MPM	7-9	20	1,0	10 (KNO ₃)	0,486	0,791	0,765	0,886	0,858	0,999
AN934	1-2	30	0,5	-	0,365	1,508	1,449	1,712	1,653	0,999
AN934	1-2	30	0,5	3 (KCl)	0,621	0,146	0,142	0,159	0,155	0,998
AN934	1-2	30	1,0	5 (KCl)	0,533	0,582	0,565	0,648	0,628	0,999
AN934	1-2	30	1,0	10 (KCl)	0,582	0,371	0,361	0,410	0,398	0,996
AN934BPM	5-7	30	0,5	-	0,315	2,959	2,835	3,366	3,250	0,997
AN934BPM	5-7	30	0,5	5 (KCl)	0,706	0,071	0,070	0,077	0,075	0,997
AN934BPM	5-7	30	0,5	3 (KNO ₃)	0,652	0,122	0,120	0,133	0,130	0,998
AN934BPM	5-7	30	0,5	3 (KBr)	0,675	0,113	0,111	0,122	0,120	0,998
AN934BPM	5-7	30	0,5	3 (KCl)	0,678	0,099	0,097	0,108	0,105	0,997
AN934BPM	5-7	30	0,5	1 (CHONa)	0,602	0,203	0,198	0,223	0,217	0,999
AN934BPM	5-7	30	1,0	0,5 (CaCl ₂)	0,886	0,026	0,026	0,027	0,026	0,999
AN934BPM	5-7	30	0,5	3 (CaCl ₂)	0,867	0,016	0,016	0,016	0,016	0,997
AN934BPM	5-7	30	1,0	15 (KCl)	0,581	0,378	0,368	0,417	0,405	0,997
AN934SH	14-16	30	0,5	-	0,280	3,619	3,460	4,115	3,976	0,994
AN934SH	14-16	30	0,5	3 (KCl)	0,626	0,146	0,143	0,160	0,156	0,997
AN934VHM	17-22	30	0,5	-	0,281	3,995	3,820	4,543	4,390	0,996
AN934VHM	17-22	30	0,5	0,5 (K ₂ SO ₄)	0,555	0,274	0,267	0,304	0,295	0,998
AN934VHM	17-22	30	0,5	10 (KNO ₃)	0,565	0,221	0,215	0,245	0,238	0,996
AN934VHM	17-22	30	1,0	15 (KCl)	0,474	0,969	0,938	1,088	1,053	0,998
EZMUD-DP	15-17	30	0,5	-	0,296	2,951	2,824	3,357	3,242	0,997
EZMUD-DP	15-17	30	0,5	10 (KNO ₃)	0,567	0,229	0,223	0,253	0,246	0,999
EZMUD-G	1-2	30	0,5	-	0,432	1,376	1,327	1,553	1,501	0,997
EZMUD-G	1-2	30	1,0	10 (KBr)	0,726	0,149	0,147	0,160	0,157	0,996
PRAESTOL 2540	12-14	30	0,5	-	0,324	2,608	2,499	2,966	2,864	0,999
PRAESTOL 2540	12-14	30	1,0	10 (KCl)	0,487	0,859	0,832	0,962	0,932	0,999
A1530	13-15	30	0,3	-	0,349	1,384	1,328	1,573	1,518	0,997
A1530	13-15	30	1,0	10 (KCl)	0,473	0,948	0,832	0,963	0,932	0,998
A2020	17-20	20	0,5	-	0,253	3,536	3,376	4,015	3,882	0,997
A2020	17-20	20	1,0	10 (KCl)	0,525	0,597	0,579	0,665	0,644	0,999
K6645	7-9	46	0,5	-	0,288	2,660	2,544	3,025	2,922	0,995
K 6645	7-9	46	1,0	5 (Mix)*	0,554	0,406	0,394	0,450	0,436	0,998
K6634	7-9	30	0,5	-	0,297	2,406	2,303	2,737	2,644	0,996
K6634	7-9	30	1,0	5 (MgCl ₂)	0,531	0,492	0,478	0,548	0,531	0,998
K6641	7-9	30	0,5	-	0,314	2,036	1,951	2,316	2,237	0,996
K6641	7-9	30	1,0	10 (KCl)	0,608	0,232	0,226	0,255	0,248	0,998
K6735	8-10	46	0,5	-	0,286	2,712	2,594	3,084	2,980	0,996
K6735	8-10	46	0,3	1 (CHONa)	0,644	0,077	0,075	0,084	0,082	0,997
K6841	10-12	46	0,5	-	0,279	2,846	2,721	3,236	3,127	0,997
K6841	10-12	46	1,0	0,5 (CaCl ₂)	0,449	1,229	1,187	1,385	1,339	0,998
K6841	10-12	46	1,0	5 (MgCl ₂)	0,496	0,637	0,617	0,713	0,690	0,999

* - смесь 5 % KCl+5 % MgCl₂+5 % CaCl₂.**Выводы**

Выполненные эксперименты показали, что добавление к полимерам простых солей радикально изменяет вязкостные свойства системы: снижается зависимость эффективной вязкости от скорости сдвига. При этом эффективная вязкость в области

низких скоростей сдвига представляет собой предельную (при нулевой скорости сдвига) или наибольшую «ньютоновскую» вязкость. Далее с возрастанием скорости сдвига эффективная вязкость убывает, а при больших скоростях сдвига достигается предельное наименьшее значение эффектив-

ной вязкости, называемое наименьшей ньютоновской вязкостью. Снижение реологических параметров полимерных растворов при добавлении электролитов объясняется уменьшением способности воды растворять полимер ввиду связывания её молекул гидратирующимися ионами электролита. Поэтому необходимо использовать анионные полимеры с молекулярной массой 15–17 млн ед., концентрация в растворе не менее 0,5...1 масс. %. К производственным исследованиям можно реко-

мендовать полимеры следующих торговых марок: EZ-MUD-DR, Праестол 2540 и А1530 с добавками нитрата калия. Отметим, что применение полимерных растворов с простыми солями приводит к дополнительному расходованию дорогостоящих полимеров. Поэтому в последующих исследованиях авторы продолжают исследования по использованию полимерных растворов без добавок солей для бурения скважин комплексами ССК в глинистых отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Справочник инженера по бурению геологоразведочных скважин / под ред. Е.А. Козловского. – М.: Недра, 1984. – 437 с.
2. Грей Дж.Р., Дарли Г.С.Г. Состав и свойства буровых агентов (промывочных жидкостей). – М.: Недра, 1985. – 509 с.
3. Маковей Н. Гидравлика бурения. – М.: Недра, 1986. – 536 с.
4. Малкин А.Я., Исаев А.И. Реология: концепции, методы, приложения. – СПб.: Профессия, 2007. – 560 с.
5. Тагер А.А. Физикохимия полимеров. – М.: Химия, 1978. – 544 с.
6. Clark R.K. Polyacrylamide/Potassium-Chloride Mud for Drilling Water Sensitive Shales // Journal of Petroleum technology. – 1976. – № 28. – P. 719–727.
7. Виноградов Г.В., Малкин А.Я. Реология полимеров. – М.: Химия, 1977. – 438 с.
8. Неверов А.Л., Гусев А.В., Рожков В.П., Минеев А.В. Реологические свойства растворов акриловых полимеров для бурения скважин комплексами ССК // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2012. – Т. 40. – № 1. – С. 86–96.
9. Савицкая М.Н., Холодова Ю. Д. Полиакриламид. – Киев: Техника, 1969. – 188 с.

Поступила 28.03.2013 г.

УДК 622.02

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ТЕМПОВ ПРОХОДКИ ГОРНО-РАЗВЕДОЧНЫХ ВЫРАБОТОК, СООРУЖАЕМЫХ КАЖДЫМ ПРОХОДЧЕСКИМ КОМПЛЕКСОМ, ПРИ ОДНО- И МНОГОЗАБОЙНОЙ РАБОТЕ

В.А. Шмурыгин, А.В. Панкратов, В.Г. Лукьянов

Томский политехнический университет
E-mail: shvladsv@tpu.ru

Рассмотрены вопросы эффективного использования дорогостоящего самоходного оборудования, темпов подвигания забоев основных выработок, схем организации производства работ при ведении горно-разведочных работ.

Ключевые слова:

Проходческие комплексы, горные работы, горные выработки, комплексы оборудования, эффективность, производственные процессы.

Key words:

Tunneling systems, mining operations, mining, equipment systems, efficiency, production.

Необходимость проведения исследований в целях повышения проходческого оборудования за счет совершенствования ведения горных работ вызвана необходимым сокращением как в отрасли в целом, так и на остальных золоторудных месторождениях Северо-Востока страны, объемов производства подземных горнопроходческих работ (ГПР) из-за резкого удорожания последних. Между тем в общем комплексе работ при разведке сложных коренных месторождений цветных, редких и благородных металлов (и в частности, золота при детальной разведке) проходка подземных горных выработок является почти единственным

средством получения достоверной геологической информации.

В сложившейся ситуации одним из способов улучшения финансового положения геологоразведочной организации является совмещение разведки месторождения с попутной добычей минерального сырья (проходя основные вскрышные выработки эксплуатационным сечением). При этом на первый план выдвигается задача эффективного использования дорогостоящего самоходного оборудования как на протяжении всего предусмотренного проектом срока разведки месторождения, так и в течение каждой смены.

Однако традиционные методы проектирования, планирования и организации производства подземных горных работ не позволяют решить поставленную задачу, поскольку проведенные в типовых и индивидуальных проектах расчеты численности проходческой бригады, количественного и качественного состава закрепленного за ней оборудования, темпов продвижения забоев основных выработок и т. д. еще слабо увязываются со специфическими особенностями расположения проектируемых выработок на соответствующих горизонтах разведываемых месторождений. Следовательно, повышение эффективности использования парка основной проходческой техники на основе оптимального планирования годовой ее загрузки с учетом структуры проектируемой сети горизонтальных выработок и многозабойной организации работы оборудования в течение смены является актуальной научной задачей.

Самым распространенным типом золоторудных месторождений являются жильные, а среди них месторождения золотокварцевой формации во флишеидных толщах с незначительным содержанием сульфидов. В основном это средние по масштабам месторождения с протяженными и разоб-щенными телами.

Преобладающая часть объемов подземных горноразведочных работ на месторождениях подобного типа приходится на системы с боковыми выработками (ствол штольни или штрек с квершлагами и рассечками), как правило, включающими в себя более или менее протяженную вскрывающую (проходную) выработку и одну или несколько прослеживающих выработок, в свою очередь, проходятся обычно короткие выработки – рассечки или орты.

На некоторых месторождениях встречаются и более сложные и разветвленные системы горных выработок, например, из штреков основной системы проходятся квершлаг на новые рудные тела со штреками и рассечками из них. Отдельные совокупности таких выработок можно рассматривать как самостоятельные системы с выходом в выработку основной системы. Таким образом, система горизонтальных горноразведочных выработок на месторождениях жильного тела имеет в наиболее общем случае древовидную структуру. Причем по мере развития фронта горных работ неизменно возникает задача выбора очередности проходки выработок разведочной системы с целью концентрации горных работ на том или ином разведочном направлении. Поэтому еще на стадии проектирования горных работ необходимо определить, какой уровень развития горных работ считать оптимальным, наиболее полно реализующим возможность использования ограниченных материально-технических и людских ресурсов при сооружении выработок данной разведочной сети.

Существующие способы решения поставленной задачи, кроме полного периода вариантов, являются трудноразрешимой задачей. И эта задача еще более усложняется, когда по мере развития

фронта горных работ из головной выработки проходятся боковые выработки первой очереди, из них – выработки второй очереди и т. д.

Когда в работе постоянно находится только один забой, то максимальный объем проходки, численно равный всему запроектированному на горизонте объему ГПР, выполняется одним комплексом оборудования, а выработки сооружаются последовательно одна за другой. В этом случае время сооружения всей системы выработок будет максимальным и определяется только производительностью машин соответствующего проходческого комплекса.

При расчетах коэффициентов загрузки оборудования каждого из действующих на горизонте проходческих комплексов (комплектов), а также максимальных объемов ГПР в одном разведочном направлении, приходящихся на один из них и определяющих собой максимально-возможный срок сооружения всей системы запроектированных выработок, примем за основу организации работы комплексного проходческого звена, последовательно выполняющего все операции цикла в каждом из действующих забоев. Закрепленный за звеном комплект основного проходческого оборудования постоянно находится в забое до окончания сооружения соответствующей выработки, т. е. в каждом из действующих забоев находится комплект оборудования, который после завершения проходки данной выработки перемещается в очередной из действующих забоев и т. д. Таким образом, каждый комплект оборудования можно рассматривать как своего рода интегральный ресурс, при изменении которого меняются и технико-экономические показатели проходки.

Последовательно увеличивая число действующих комплектов оборудования и соответственно уменьшая нагрузку на каждый из них, мы тем самым сокращаем общий срок разведки. В этом случае важно правильно оценить объемы проходки, приходящиеся на каждый комплекс, максимальный объем горных работ, выполняемый в одном разведочном направлении, а также предел насыщения оборудованием выработок данной разведочной (сети) системы, при превышении которого общий срок разведки больше не уменьшается, а остается постоянным, сколько бы мы не насыщали забой оборудованием сверх этого допустимого предела.

Для любой разведочной (выработки) системы подземных горизонтальных горных выработок существует свой предельный уровень развития горных работ, зависящий как от планируемых на горизонте объемов проходки, так и от взаимосвязи выработок в проектируемой разведочной сети. Очевидно, что превышать этот предельный уровень, насыщая проходческие забои техникой и рабочей силой, нецелесообразно, поскольку независимо от этого объема проходки по цепочке выработок максимальной длины (связывающей в данном случае устье вскрывающей выработки с наиболее удаленной от нее на плане горных работ тупиковым забо-

ем прослеживающей выработки) останутся без изменения. В конечном итоге не изменится и продолжительность сооружения всей системы запроектированных на разведочном горизонте выработок. Игнорирование данного факта приведет лишь к резкому снижению эффективности использования бригадного рабочего места (забоя) и основной горнопроходческой техники.

Сложность решения поставленной задачи состоит в установлении вида зависимости – выбора предельного числа действующих на горизонте проходческих комплексов. Необходимо найти способ, позволяющий разбить множество связанных в единую разведочную сеть выработок непересекающихся между собой цепочек (технологических потоков) так, чтобы объемы проходки по цепочке, начинающейся от устья и заканчивающейся забоем последней из сооружаемых выработок, были минимальными.

В зависимости от горно-геологических условий и технической оснащенности проведение горно-разведочных выработок может быть организовано по одной из трех схем организации производства работ:

- 1) последовательное выполнение основных производственных процессов проходческого цикла в одном забое без совмещения их во времени;
- 2) параллельное выполнение основных производственных процессов проходческого цикла с совмещением их во времени в одном забое;
- 3) комбинированное выполнение основных производственных процессов проходческого цикла в нескольких забоях.

Очевидно, что при многозабойном ведении горных работ на разведочном горизонте предпочтительнее 3-я схема организации производства работ. В связи с этим следует определить предельное число действующих на разведочном горизонте проходческих комплексов.

В многочисленных исследованиях [1–10], затрагивающих различные аспекты проектирования и сооружения разведочных систем горизонтальных горных выработок, нередки случаи, когда воздействующие на этот процесс случайные параметры заменяются фиксированными значениями (обычно средними). Такая замена случайных величин нередко приводит к существенным погрешностям и, более того, может повлечь за собой снижение эффективности всей системы в целом.

На взгляд авторов работы, в подобных случаях необходимо применить аппарат статистического моделирования, что позволит сделать работу системы более надежной.

Идея применения метода статистического (имитационного) моделирования для оценки показателей (планируемые объемы проходки по цепочке выработок максимальной длины для одного комплекса в среднем и на разведочном горизонте в целом, предельное число действующих на горизонте комплексов, средний коэффициент загрузки оборудования одного комплекса и т. д.), характери-

зующих эффективность разделения проектируемой на горизонте сети на ряд технологических потоков, состоит в имитации длин всех входящих в разведочную сеть выработок (согласно титульному списку) с последующим расчетом для полученной таким образом сети значений искомых показателей, в многократном повторении процедуры имитации разведочной сети и, в конечном итоге, в оценке вероятных характеристик полученного эмпирического распределения этих показателей.

Трудность решения поставленной задачи состоит в том, что в различных условиях производства подземных работ из-за недостаточности и неопределенности геологической информации об истинном расположении прослеживаемых на горизонте тел пройденная система горных выработок может существенно отличаться от проектной (первоначально запланированной к проходке).

В работах [11–15] справедливо отмечается, что опыт проектирования горно-разведочных работ и сопоставление проектных данных с фактическими показывает значительное расхождение между количественными значениями горнотехнологических факторов и параметров сети выработок, используемыми в проекте и измененными после окончания работ. В значительной мере изменяются параметры сети выработок: общая длина сети, протяженности длинных штреков и т. д. Имеются также значительные расхождения между проектными и фактическими характеристиками условий производства горных работ: свойствами пород массива, устойчивости кровли и стенок выработок, длинами простираения (рудных тел) рудной зоны, мощностями и т. д.

Поэтому решать поставленную задачу, основываясь только на проектной схеме расположения горных выработок на разведочном горизонте (план горных работ с указанием длины каждой выработки, намечаемой к проходке), вряд ли целесообразно из-за недостаточной достоверности получаемых результатов (выражающейся в отклонении уже пройденных выработок от проектных).

Чтобы учесть фактор случайности предлагается использовать метод статистического моделирования развития горно-проходческих работ на разведочном горизонте, позволяющий получать интересные нас статистические характеристики (математическое ожидание и дисперсию) и гистограммы распределения, чтобы в дальнейшем на их основе с некоторой доверительной вероятностью оценить объективно-необходимое, т. е. соответствующее данной разведочной структуре, число комплексов в одновременной работе.

Процесс моделирования разведочной сети осуществляется по мере следования выработок на составленном геолого-маркшейдерской службой плане горных работ горизонта. Причем выбор длины каждой выработки зависит от длины предшествующей цепочки выработок (накопленной по результатам моделирования длин отдельных выработок, вошедших в нее), начинающейся от устья

вскрывающей выработки разведочного горизонта и приводящей в начало моделируемой выработки.

Последовательно моделируя (в соответствии с принятым законом распределения) длину каждой выработки разведочной сети, необходимо учитывать, что по мере удаления от устья вскрываемой выработки, т. е. при перемещении проектируемой выработки на фланги разведочного горизонта, неопределенность геологической информации о параметрах, характеризующих действительное расположение прослеживаемого данной выработкой рудного тела, возрастает. В процессе моделирования это приводит к увеличению вероятности отклонения (в ту или иную сторону) длины выработки от своего проектного положения.

Как показывает практика производства горных работ (отчетные показатели производственно-технических отделов соответствующих партий и экспедиций), несмотря на случайный характер отклонений параметров фактически пройденной системы выработок от проектной, запланированные на горизонте объемы проходки на ближайшую перспективу (месяц, квартал, год), как правило, выполняются, поскольку за выполнение и перевыполнение месячного плана, подрядного задания, рассчитанного на несколько месяцев, а также годового плана, бригаде проходчиков и инженерно-технических работников горного участка начисляются доплаты (в зависимости от процента перевыполнения плана).

При долгосрочном же планировании подземных работ (в особенности на этапе детальной разведки крупных месторождений цветных, редких и благородных металлов) нередко наблюдаются довольно значительные отклонения от предусмотренных первоначальным проектом объемов работ, которые уточняются впоследствии при принятии дополнений к основному проекту.

Сравнивая проектные (титульный список проектируемых подземных горных выработок) и фактические (маркшейдерские замеры, сделанные в процессе производства горных работ) параметры разведочной сети, следует отметить, что разброс длин выработок относительно своих проектных значений подчиняется определенным законам распределения.

Упорядочив процесс сооружения выработок для каждого из работающих на горизонте комплексов, необходимо рассчитать минимально-допустимые темпы проходки выработок (вошедших в соответствующие технологические цепочки), обеспечивающие выполнение запланированных объемов ГПР как для отдельно взятого комплекса, так и на разведочном горизонте в целом в установленный срок.

С целью решения поставленной задачи в соответствии с приведенной на рис. 1 блок-схемой следует увязать отдельные технологические потоки (ТП) (цепочки выработок, сооружаемых определенным комплексом) в единую систему путем создания ограничений на общую продолжительность

сооружения выработок и на время начала проходки очередной выработки каждой технологической цепочки.

Основные положения методики [16. § 1.2] выбора ресурсосберегающей технологии проведения горизонтальных горных выработок, позволяющей учитывать в типовых и индивидуальных проектах на производство ГПР основные параметры проектируемой разведочной сети, взаимосвязь выработок и их длины. Сечения, планируемые объемы проходки на горизонте в целом и т. д. изображены на рис. 1 в виде блок-схемы. Условные обозначения, принятые в блок-схеме: $D(P, \nu)$ – граф-схема расположения проектируемых выработок на разведочном горизонте; P – множество вершин графа D : точки соприкосновения выработок или тупиковые забои (P_0 – начальная вершина проектируемой разведочной сети – устье вскрываемой выработки); ν – множество проектируемых выработок, объединенных в единую разведочную сеть D : $j_1 < j_2$ – отношения предшествования выработок в разведочной сети (проходке выработки с номером j_2 предшествует на плане горных работ проходка выработки с номером j_1); L_j – проектная длина j -й выработки, м; L_{T_i}, L_{T_j}, L_r – планируемые объемы i -го комплекса, по одному комплексу в среднем и на разведочном горизонте в целом, м; L_0 – расстояние по проектному плану горных работ от устья вскрываемой (подходной) выработки до наиболее удаленного от нее тупикового забоя прослеживаемой выработки, м; L_{0F} – объем проходки по цепочке выработок, связывающей на диаграмме загрузки оборудования начальную ее вершину (P_0) с тупиковым забоем последней (в соответствии с принятой очередностью проходки) из сооружаемых выработок (при $F \geq F^*$, $L_{0F} = L_{0F} = L_0$), м; F^* – предельное число действующих на разведочном горизонте проходческих комплексов (характерное для рассматриваемой сети), при котором объем проходки L_{0F} (по цепочке выработок максимальной длины) не превышал бы величины $L_0 (L_{0F} = L_0)$; F_{\max}, F – максимальное число действующих на горизонте проходческих комплексов соответственно для исходной (без простоев, $F = F_{\max}$) и расчетной ($F < F_{\max}$) диаграмм загрузки оборудования; F_{opt} – оптимальное число комплексов, при котором приведенные затраты на сооружение системы запроектированных на разведочном горизонте выработок минимальны; K_{T_i}, K_{T_j} – коэффициент загрузки оборудования соответственно i -го комплекса и одного комплекса в среднем (в период наибольшего развития фронта горных работ на горизонте работает F комплексов); $P_{T_i}, P_{T_j}, SP_{T_i}$ – стоимости оборудования i -го комплекса, одного комплекса в среднем и суммарные по всем F комплексам, действующим на разведочном горизонте (в метрах проходки); P_{F_i}, SP_F – планируемая поддержка проходки выработок (простой забоев в ожидании начала работ по сравнению с исходной диаграммой загрузки оборудования), сооружаемых соответственно i -м комплексом и на разведочном горизонте в целом (по всем технологическим це-



Рис. 1. Принципиальная блок-схема выбора оптимального числа, состава оборудования и организации работы проходческих комплексов

почкам), в метрах проходки; $V_{тFi}$ – темпы проходки выработок i -го ТП, обеспечивающие выполнение соответствующих объёмов горных работ в заданный срок, м/мес.; V_{Mi} – скорость проходки выработок

ток i -го ТП машинами соответствующего комплекса при принятой организации работ, м/мес.; $C_{пр.тFi}$ – приведённые затраты на сооружение выработок i -й технологической цепочки (при общем числе про-

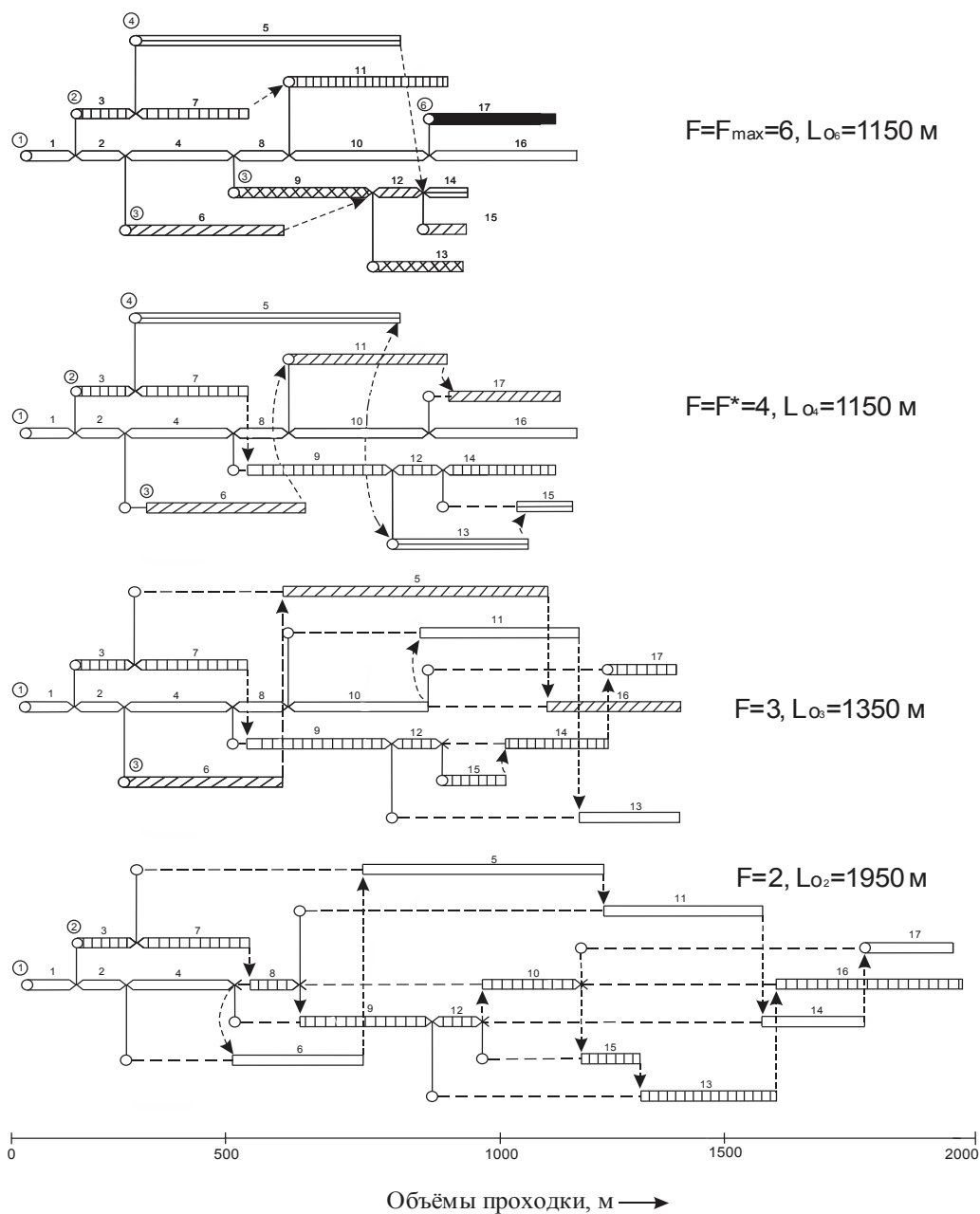


Рис. 2. Линейные диаграммы загрузки проходческих комплексов с переводом последних из забоя в забой

①, ..., ⑥ – номера комплексов;

□, □□, ▨, ▩, ▭, ▮, ▯ – выработки, вошедшие в состав соответственно 1, 2, ... 6 ТП (сооружаемые с помощью 1, 2, ... 6 комплексов);

1, 2, ... 17 – номер сооружаемой выработки;

↑ – перевод комплекса в забой очередной выработки

ходческих комплексов, работающих на разведочном горизонте, равном F), p/m^3 .

Смысл ограничений становится ясным, если на линейных диаграммах загрузки оборудования показать взаимосвязь выработок (вертикальной чертой с кружком на конце) в проектируемой разведочной сети (рис. 2) и освободившегося оборудования (пунктирными стрелками) в забой следующей (согласно установленной очередности проходки) выработки (рис. 3).

В таблице для каждого из предложенных вариантов развития ГПР на рис. 3 (за исключением исходного) приведены соответствующие системы временных ограничений, смысл которых состоит в том, что:

- 1) время сооружения каждой технологической цепочки не превышало бы продолжительности проходки цепочки выработок максимальной длины, для данной линейной диаграммы загрузки оборудования (за вычетом времени про-

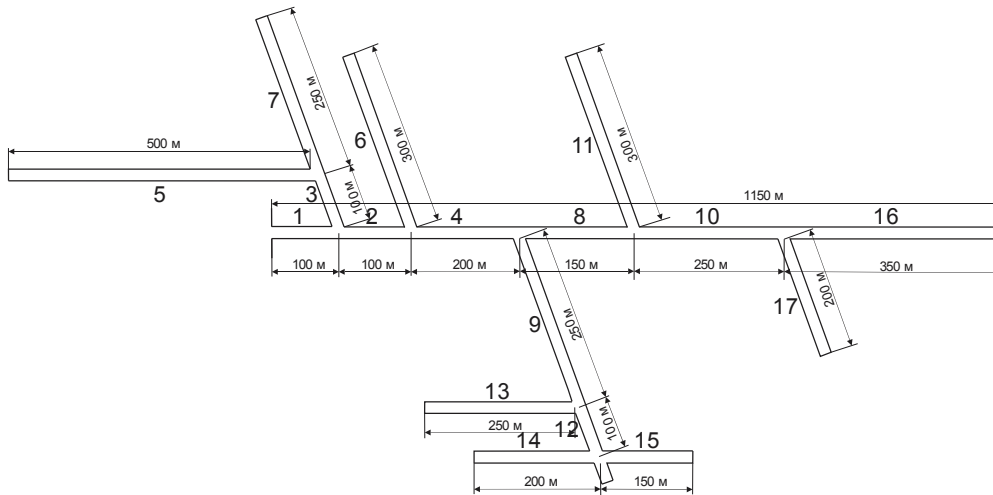


Рис. 3. Схема расположения горных выработок на горизонте 200 м Майского месторождения (годовой объем ГПР $L_i=3750$ м). 1, ... 17 – номера запроектированных выработок

Таблица. Увязка отдельных технологических потоков в единую систему

Число комплексов, F	№ комплекса, $i=1, F$	Очередность проходки выработок, сооружаемых i -м комплексом	Ограничения на общую продолжительность сооружения выработок и на время начала проходки очередной выработки каждой технологической цепочки
4	1	1-2-4-8-10-16	$T_{4,1}=T_{04}=t_1+\dots+t_{16}$
	2	3-7-9-12-14	$T_{4,2}=t_3+\dots+t_{14}\leq T_{04}-t_1$ $7\rightarrow 9: t_3+t_7\geq t_2+t_4$
4	3	6-11-17	$T_{4,3}=t_6+t_{11}+t_{17}\leq T_{04}-(t_1+t_2)$ $6\rightarrow 11: t_6\geq t_4+t_8$ $11\rightarrow 17: t_6+t_{11}\geq t_4+t_8+t_{10}$
	4	5-13-15	$T_{4,4}=t_5+t_{13}+t_{15}\leq T_{04}-(t_1+t_3)$ $5\rightarrow 13: t_5\geq t_7+t_9$ $13\rightarrow 15: t_5+t_{13}\geq t_7+t_9+t_{12}$
3	1	1-2-4-8-10-11-13	$T_{3,1}=T_{03}=t_1+\dots+t_{13}$ $11\rightarrow 13: T_{03}-t_1-t_{13}\geq t_5+t_7+t_9$
	2	3-7-9-12-15-14-17	$T_{3,2}=t_3+\dots+t_{17}\leq T_{03}-t_1$ $7\rightarrow 9: t_3+t_7\geq t_2+t_4$ $14\rightarrow 17: T_{3,2}-t_{17}\geq t_2+t_4+t_8+t_{10}$
	3	6-5-16	$T_{3,3}=t_6+t_5+t_{16}\leq T_{03}-(t_1+t_2)$ $5\rightarrow 16: t_6+t_5\geq t_4+t_8+t_{10}$
2	1	1-2-4-6-5-11-14-17	$T_{2,1}=t_1+\dots+t_{17}\leq T_{02}$ $11\rightarrow 14: t_2+t_4+t_6+t_5+t_{11}\geq t_3+t_7+t_8+t_9+t_{12}$ $14\rightarrow 17: T_{2,1}-t_1-t_{17}\geq T_{2,2}-(t_{15}+t_{13}+t_{16})$
	2	3-7-8-9-12-10-15-13-17	$T_{2,2}=t_3+\dots+t_{16}=T_{02}-t_1$ $7\rightarrow 8: t_3+t_7\geq t_2+t_4$

Примечание: $t_j=L_j/V_{j,v_j}$ – продолжительность сооружения (мес.), проектная длина (м) и планируемая скорость проходки (м/мес.) j -й выработки; T_{0F}, T_{Fi} ($F=4, \dots, 2; i=1, \dots, F$) – продолжительность сооружения цепочек выработок соответственно максимальной длины и i -го ПП.

ходки предшествующих данной технологической цепочке выработок);

- во избежание простоя оборудования комплекса после завершения сооружения какой-либо выработки очередная выработка из данной технологической цепочки должна быть готова к проходке (т. е. проходка предшествующей ей на проектном плане горных работ выработки должна быть уже завершена).

Например, когда на горизонте работают 4 комплекса (рис. 2), то к моменту завершения

проходки комплексом № 2 выработки 7 и перевода оборудования комплекса в забой выработки 3 комплексом № 1 должна быть завершена проходка предшествующей ей выработки 4, в противном случае неизбежен простой машин комплекса № 2.

С помощью записанных систем неравенств в таблице, подставляя в каждое из них вместо времени проходки t_j , соответствующее выражению

$$t_j=L_j/V_{j,v_j},$$

где $j=1,2,\dots,n$, рассчитываются минимально-допустимые темпы проходки выработок $V_{T_{F_j}}$ соответствующих технологических цепочек ($i=1,2,\dots,F$).

Следует заметить, что при расчете темпов проходки выработок каждой технологической цепочки необходимо учитывать два альтернативных варианта ведения горных работ:

- последовательная проходка выработок (комплект основного оборудования находится в каждом из действующих забоев);
- одновременная проходка выработок (комплект основного оборудования ежемесячно работает в двух и более забоях).

В соответствии с неравенствами (таблица), полученными в результате анализа линейных диаграмм загрузки проходческих комплексов (рис. 2), рассчитываем минимально допустимые темпы продвижения забоев каждой из выработок разведочной

сети и по одному забою в среднем, когда комплекс обслуживает в течение смены от одного до нескольких забоев.

Выводы

Установлено, что для любой проектной схемы горизонтальных горных выработок существует свое предельное число предназначенных для их проходки комплексов оборудования, служащее своеобразной верхней границей, отсекающей при проектировании заведомо неэффективные варианты развития горно-проходческих работ.

Разработана теория оптимального разбиения системы запроектированных выработок на заданное число подмножеств — технологических потоков, критерием эффективности которых служит максимальная нагрузка каждого задействованного на проходке комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисович В.Т., Полежаев П.В., Тевзадзе Р.Н. Организация и планирование геологоразведочных работ. Управление геологоразведочным предприятием. — М.: Недра, 1987. — 332 с.
2. Лукьянов В.Г. Технология и организация проведения разведочных выработок. — М.: Недра, 1977. — 199 с.
3. Лыхин П.А. Механизация и организация проведения горизонтальных горных выработок. — М.: Недра, 1968. — 192 с.
4. Мухтаров Г.Г., Рогинский В.М. Проведение горизонтальных разведочных выработок. — М.: Недра, 1984. — 256 с.
5. Полежаев П.В., Лубенский Л.А. Сетевые методы планирования геолого-разведочных работ. — М.: Недра, 1968. — 80 с.
6. Попов Л.И. Организация горно-разведочных работ. — М.: Недра, 1979. — 143 с.
7. Рогов Е.И. Теория и методы моделирования производственных процессов в горном деле. — Алма-Ата: Наука, 1973. — 142 с.
8. Рогов Е.И., Шуруба М.Р. Выбор оптимальной технологии проведения горизонтальных горных выработок. — Алма-Ата: Наука, 1969. — 159 с.
9. Рогов Е.И. Системный анализ в горном деле. — Алма-Ата: Наука, 1976. — 208 с.
10. Цой С.И., Данилина Г.П. Синтез оптимальных систем горных выработок. — Алма-Ата: Наука, 1969. — 142 с.
11. Ахмет В.Х. Обоснование модели оптимизации параметров горно-разведочных объектов и выбор метода ее использования в практических целях / Техника и технология геолого-разведочных работ; организация производства. Экспресс-информ. — М.: ВИЭМС, 1982. — Вып. 2. — 31 с.
12. Ахмет В.Х., Грабчак Л.Г. Интенсификация горно-разведочного производства. — М.: Недра, 1987. — 248 с.
13. Ахмет В.Х., Питерский В.М., Грабчак Л.Г. Типизация, моделирование и комплексная оптимизация параметров горно-разведочных шахт и штолен / Техника и технология геолого-разведочных работ; организация производства. Обзор. — М.: ВИЭМС, 1984. — 61 с.
14. Ахмет В.Х. Оптимизация горно-разведочных процессов на основе типизации технологических подсистем геологоразведочных шахт / Техн. и техн. геол.-развед. работ; орг. пр.-ва. Обзор. — М.: ВИЭМС, 1982. — 39 с.
15. Ахмет В.Х. Состояние и принципы совершенствования методов принятия решений при управлении горно-разведочным производством / Техника и технология геолого-разведочных работ; организация производства. Обзор. — М.: ВИЭМС, 1982. — 66 с.
16. Панкратов А.В. Повышение загрузки проходческого оборудования за счет совершенствования ведения горных работ на разведочных горизонтах: дис. ... канд. техн. наук. — Томск, 1999. — 281 с.

Поступила 22.03.2013 г.

УДК 622.24

РАЗРАБОТКА НАУЧНОЙ БАЗЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАБОЙНЫХ ДВИГАТЕЛЕЙ ДЛЯ РАБОТЫ С ДОЛОТАМИ PDC

К.И. Борисов

Томский политехнический университет

E-mail: kibor@tomline.ru

Рассмотрены актуальные вопросы проектирования характеристик высокомоментных забойных двигателей для работы с современными породоразрушающими инструментами типа PDC. На основе результатов теоретических и экспериментальных исследований и анализа установлена объективная взаимосвязь между комплексным коэффициентом сопротивления резанию $K_{рс}$ в объемном режиме динамического резания горных пород и показателем удельного момента на долоте m , являющимся базой для расчета крутящих моментов на экстремальных режимах работы забойных двигателей. Сформулированы предложения по использованию показателя $K_{рс}$ при проектировании оптимальных энергетических характеристик гидравлических забойных машин, эксплуатируемых с современными инструментами режущее-скалывающего действия.

Ключевые слова:

Долото, PDC, коэффициент сопротивления резанию, показатель удельного момента на долоте, энергетические характеристики забойного двигателя, проектирование.

Key words:

Drill bit, PDC, cutting resistance coefficient, indicator of the specific moment on a drill bit, power characteristics of the downhole drill motor, design.

Современное состояние научно-технического развития в отечественной буровой отрасли делает, в частности, весьма актуальной разработку новых научных подходов к повышению эффективности проектирования оптимальных характеристик гидравлических забойных двигателей с использованием инструментов режущее-скалывающего действия (РСД) нового поколения с алмазно-твердосплавными пластинами.

Это обусловлено как расширением объемов использования инструментов РСД, так и развитием парка и характеристик новых забойных машин, эксплуатируемых при бурении скважин на нефть и газ.

Проблемой повышения эффективности проектирования характеристик гидравлических забойных двигателей (ЗД), в том числе и высокомоментных для работы с инструментами режущее-скалывающего действия при бурении скважин, занимались в разное время многие исследователи.

Решением отдельных ее аспектов посвящены работы виднейших российских ученых П.П. Шумилова, Р.А. Иоанесяна, Э.И. Тагиева, М.Т. Гусмана, Д.Г. Малышева, Ю.Р. Иоанесяна, С.С. Николаева, Н.Д. Деркача, Ю.В. Захарова, Б.В. Байдюка, М.Р. Мавлютова и других [1–4].

Исследования отечественной научной школы посвящены разработке и промышленному внедрению конструкций и технологии бурения с гидравлическими забойными двигателями гидродинамического и объемного типов, включая вопросы проектирования их характеристик.

Несмотря на то, что создана богатая научная база по теории и практике использования забойных двигателей при бурении нефтяных и газовых скважин, к настоящему времени имеются определенные пробелы в понимании процессов формирования исходных данных для проектирования необхо-

димых характеристик ЗД при работе с породоразрушающими инструментами класса PDC (Polycrystalline Diamond Compact).

Поэтому весьма актуальными являются исследования проблемы, восполняющие пробелы в данной области. Главной целью исследований является разработка научно обоснованного способа объективной оценки действующих крутящих моментов на разрушение горных пород современными инструментами режущее-скалывающего действия, необходимых для обоснования и выбора энергетических характеристик гидравлических забойных двигателей.

Анализ научной литературы по способам проектирования оптимальных характеристик забойных машин [2, 3] показал, что большинство исследований, выполненных по данной тематике, указывают на важность показателя удельного момента на долоте m как базы для расчета крутящих моментов на экстремальных (рабочих) режимах работы ЗД.

Однако детальное изучение физической сущности, поведения и способов количественного определения удельного момента показывает, что в исследуемом вопросе, в части использования ЗД с пород разрушающими инструментами РСД, есть нерешенные вопросы.

В частности, ряд ученых [2] принимают линейную зависимость удельного момента от динамических сил резания вне зависимости от режимов разрушения горных пород. Другие авторы [3] подчеркивают наличие количественной зависимости показателя m от свойств горных пород. С другой стороны, известны полевые исследования и испытания гидравлических ЗД, которые не подтверждают эти данные [5].

В связи с этим для объективного понимания физической сущности и количественной оценки

удельного момента на долоте целесообразно рассмотреть и изучить реальные процессы динамического «резания горных пород» современными долотами типа PDC, включающие переходные процессы, процессы истирания породы, одновременного внедрения и перемещения резца со снятием «стружки».

Решение этого вопроса позволит достоверно и точно формировать исходную базу для проектирования характеристик современных забойных машин для бурения нефтяных и газовых скважин.

Методологический подход, использованный автором для оценки физической сущности показателя «удельного момента», основан на исследовании объективной количественной взаимосвязи силовых характеристик динамической системы «резец долота–горная порода» на различных режимах процесса резания породы [5, 6].

Сущность его заключается в следующем: контактные давления при динамическом резании горных пород, меньшие, чем необходимые для отделения объемных частиц породы от разрушаемого массива, — так называемого «объемного разрушения» — вызывают только абразивное (контактное) «истирание» пород.

При этом взаимосвязь силы «резания» F_p (другими словами, крутящего момента на долоте) и осевой нагрузки G_0 определяется в общем случае значением коэффициента трения физической пары «резец–порода» в конкретной среде μ .

Более высокие контактные нагрузки и давления, вызывающие процессы реальных объемных нарушений в горной породе и отделение частиц породы от массива при движении единичного породоразрушающего элемента, фундаментально изменяют силовую картину процесса резания: количественное взаимоотношение между силой резания и осевой нагрузкой переходит на другой качественный и количественный уровень. Их взаимосвязь становится существенно сложнее и определяется не только процессами трения, через коэффициент трения, но и начальными процессами перехода к объемному разрушению через условно названный нами «коэффициент сопротивления разрушению» μ_p [7].

В науке для характеристики указанной переходной стадии разрушения и формы дезинтеграции твердого тела (горных пород) используется условный термин «усталостное» разрушение.

Выделенный нами коэффициент μ_p характеризует объективно новое взаимоотношение между действующими силами динамического резания горных пород в качественно новой стадии их разрушения — переходе от усталостного разрушения к объемному.

Предложено суммарную величину двух выше указанных характеристик рассматривать как «комплексный коэффициент сопротивления резанию K_p » [8]:

$$K_p = \mu + \mu_p.$$

Приложение к резу (долоту) на очередном этапе динамического процесса резания более высоких осевых разрушающих нагрузок на горную породу будет приводить к закономерному росту абсолютных значений силы резания, коэффициента μ_p , а следовательно, и комплексного коэффициента K_p .

Однако важно подчеркнуть, что такой процесс объективно происходит до определенного предела — предела сопротивления данной горной породе динамическому внедрению режущего элемента данного размера и конкретной геометрии.

В конечном счете с дальнейшим ростом абсолютных значений прикладываемых сил резания и, как следствие, объемов разрушения под резцом в конкретной системе «резец–порода» наступает момент стабилизации коэффициентов μ_p , K_p , а следовательно, и количественной пропорции между силами динамического резания — осевой нагрузкой G_0 и горизонтальной силой резания F_p (крутящим моментом для долота).

Такое состояние динамического процесса влечет стабилизацию значения комплексного коэффициента $K_p=K_{pc}$ и объективно свидетельствует о завершении «истирающе-усталостного» режима динамического резания породы и переходе его в качественно новую, объемную стадию.

Данные выводы полностью вытекают из математической модели динамического резания горных пород резами инструментов РСД, предложенной автором [9]:

$$h = \frac{G_0}{b \cdot H_{вд} \cdot K_p}, \quad (1)$$

где G_0 — осевая нагрузка на долото; h — глубина динамического резания; b — ширина резца долота; $H_{вд}$ — динамическая твердость горной породы.

Преобразование выражения (1) и последующий анализ подтверждает существование объективной фазы динамического процесса резания, характеризующейся стабилизацией значения коэффициента $K_p=K_{pc}$ при достижении им установившейся объемной стадии разрушения горной породы (2):

$$K_{pc} = \frac{F_p}{G_0} = \text{const}, \quad (2)$$

где $F_p = hb \cdot H_{вд}$ — сила резания, действующая в момент завершения начального «истирающе-усталостного» режима динамического резания породы и перехода его в установившуюся объемную стадию.

Дальнейший рост силового механического нагружения режущего элемента не изменяет количественного взаимоотношения между силами резания, определяемого коэффициентом K_{pc} , в связи с отсутствием объективных предпосылок для роста его составляющих — коэффициентов трения и сопротивления объемному разрушению.

Выводы о характере поведения и стабилизации значения комплексного коэффициента сопротивления резанию $K_p=K_{pc}$ при наступлении объемного

режима динамического резания горных пород в последующем доказаны автором экспериментально [10, 11].

Для экспериментальной оценки поведения и получения количественных значений показателя K_p использована схема проведения измерений по методу «жестко фиксированного резца» (рис. 1). Сущность процесса единичного измерения заключается в следующем. Породоразрушающий элемент (резец) установленной для данной методики формы и размеров закрепляется в силоизмерительном устройстве, жестко зафиксированном на массивном основании.

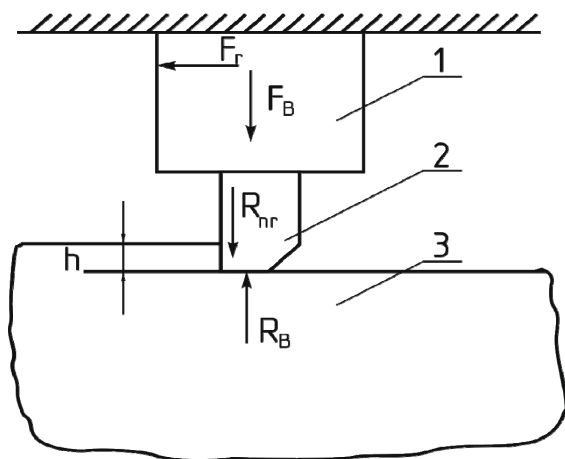


Рис. 1. Схема динамического резания образца породы с жестко фиксированным резцом в силоизмерительном устройстве. 1 – цифровой динамометр; 2 – породоразрушающий элемент (резец); 3 – исследуемый образец горной породы

В целях достижения технологичности и точности измерений производится резание (строгание) исследуемого образца горной породы в процессе его перемещения (протягивания) относительно неподвижного резца.

Процесс строгания (резания) в целях достижения точного моделирования работы режущих элементов буровых долот производится при переменной толщине снимаемого слоя (уступа) h , от нулевого значения до величины, соответствующей моменту достижения коэффициентом K_{pc} установившегося (максимального) значения, т. е. в момент наступления режима объемного разрушения.

Таким образом, схема получения исходных данных для расчета показателя K_p наглядно и точно моделирует работу резового инструмента во всех режимах разрушения горных пород при их динамическом резании.

Для реализации указанной схемы использована установка УМР [10, 11]. Уникальность этого экспериментального комплекса заключается в том, что за один эксперимент фактически удается провести моделирование силовой картины динамического резания кернового образца во всех известных режимах разрушения горных пород – от истирания до объемного разрушения горной породы. Последнее исключительно важно при получении необхо-

димых силовых характеристик для расчета показателя K_p .

Фактическим, но исключено информативным результатом единичного эксперимента по резанию керна на установке УМР, является так называемая «силовая кривая», типовой вид которой для процесса резания горной породы, представлен на рис. 2.

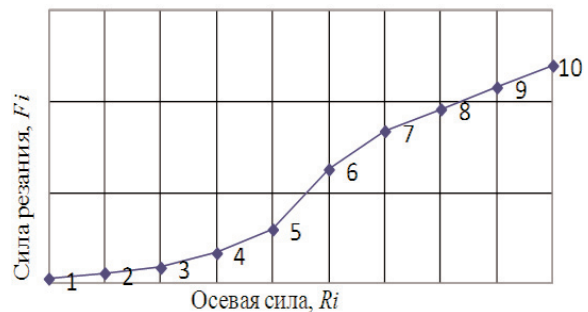


Рис. 2. Типовая силовая картина резания единичным резцом

Силовая кривая включает несколько характерных участков, характеризующих проявление различных режимов разрушения горной породы при динамическом резании. В частности, участок 1–2 характеризует начальный истирающий, и переходный истирающе-усталостный 3–7 периоды процесса разрушения горной породы резанием. Участок 7–10 свидетельствует о выходе процесса на стационарное объемное разрушение исследуемой горной породы, а следовательно, и о количественной стабилизации коэффициента сопротивления K_p для конкретной пары «резец–порода».

Как видно из рис. 2, типовой характер взаимодействия между силами динамического резания не носит строго линейного характера и не зависит от конкретных свойств горных пород.

Но именно вследствие этого характеристика силового взаимодействия сил резания через коэффициент K_p может наиболее объективно оценивать такую важную характеристику для проектирования забойных машин, как «удельный момент на долоте» m .

В частности, если для горных пород данного района бурения экспериментально получена динамическая характеристика горных пород K_p , то определение удельного момента m можно произвести на базе этого нового показателя. Нетрудно установить, что K_p имеет с показателем m взаимосвязь типа:

$$m = K_p R_d, \quad (3)$$

где R_d – радиус долота.

Усредненные значения удельных моментов m для Западной Сибири, рассчитанные по формуле (3) для объемного режима разрушения горных пород, и по результатам испытаний ГЗД и электробуров, приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что расчетные данные формулы (3) превышают статистические результаты более чем в 2 раза.

Таблица 1. Удельные моменты m долот PDC для месторождений Западной Сибири (объемный режим)

Регион	Тип долота	Удельный момент, m	
		По формуле 3 (объемное разрушение)	По испытаниям ЗД [10]
Западная Сибирь	PDC диаметром 195...295 мм	0,09–0,15	0,040–0,050

Данное сравнение свидетельствует о том, что испытания ЗД производилось на режимах разрушения горных пород, значительно отличающихся от оптимальных, т. е. объемных режимов динамического резания.

Для случая реализации истирающего или усталостно-истирающего режима работы породоразрушающего инструмента с алмазно-твердосплавными пластинами фактические и расчетные данные практически совпадают (табл. 2).

Таким образом установлено, что предложенный автором показатель K_p может и должен успешно использоваться в практических методиках по проектированию высокомоментных забойных двигателей для случая использования современных инструментов типа PDC на оптимальных режимах разрушения горных пород.

Таблица 2. Удельные моменты m долот PDC для месторождений Западной Сибири (усталостно-истирающий режим)

Регион	Тип долота	Удельный момент, m	
		По формуле 3 (усталостно-истирающее разрушение)	По испытаниям ЗД [10]
Западная Сибирь	PDC диаметром 195...295 мм	0,06–0,08	0,04–0,05

Поэтому необходима дальнейшая работа по формированию ведомственного руководящего до-

кумента по выбору ЗД, основанного на результатах исследований автора.

Выводы

Предложение научной общественности для объективной оценки и идентификации режимов динамического резания горных пород использовать показатель силового взаимодействия процесса разрушения K_p является важным научным решением для практических целей при проектировании оптимальных энергетических характеристик гидравлических забойных машин, эксплуатируемых с современными инструментами РСД [11].

Представленные научные результаты в необходимом для практического использования объеме, для проектирования современных забойных машин, детализируют выполненный автором комплекс аналитического и экспериментального изучения динамического процесса разрушения горных пород инструментом режущее-скалывающего действия с алмазно-твердосплавными пластинами типа StrataRax™ в рамках нового научного направления по методике объективной оценки прочностных свойств и эффективности динамического разрушения горных пород резанием при бурении скважин.

В частности, аналитически доказан процесс стабилизации силовой картины динамического резания при выходе на объемный режим разрушения буримых горных пород на основе комплексного коэффициента сопротивления резанию K_p . Указанный объективный процесс получил экспериментальное подтверждение, что позволило впервые предложить коэффициент K_p для использования в важнейших практических приложениях в качестве количественного показателя для проектирования характеристик высокомоментных забойных машин для механического вращательного бурения скважин с инструментами PDC.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусман М.Т. и др. Забойные винтовые двигатели для бурения скважин. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
2. Методическое руководство по определению и использованию показателей свойств горных пород в бурении. РД 39-3-679-82. – М.: ВНИИБТ, 1983. – 93 с.
3. Методические указания по проектированию и выбору рациональных энергетических характеристик турбобуров. РД 39–0148052–6.019–86. – М.: ВНИИБТ, 1986. – 30 с.
4. Филимонов Н.М., Абаков Г.С., Мавлютов М.Р. Методическое руководство по использованию показателей механических свойств горных пород для определения их буримости и разработки режимов бурения. – Уфа: УНИ, 1979. – 30 с.
5. Борисов К.И. Методика оценки эффективности процесса динамического резания горных пород инструментами режущее-скалывающего действия // Нефтяное хозяйство. – 2008. – № 8. – С. 112–113.
6. Борисов К.И. Методика оценки динамических прочностных свойств горных пород и эффективности процесса разрушения горных пород инструментами режущее-скалывающего действия // Бурение и нефть. – 2008. – № 1. – С. 24–27.
7. Борисов К.И. Прикладные аспекты нового научного метода оценки свойств и эффективности процесса разрушения горных пород // Бурение и нефть. – 2010. – № 3. – С. 24–27.
8. Борисов К.И. Динамика работы резов в процессе разрушения горных пород инструментами режущее-скалывающего действия типа PDC // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317. – № 1. – С. 161–164.
9. Борисов К.И. Актуальные научные и прикладные вопросы развития нового научного метода оценки свойств и эффективности динамического разрушения горных пород инструментами режущее-скалывающего действия типа «PDC» // Вестник Ассоциации Буровых подрядчиков. – 2010. – № 3. – С. 8–16.
10. Борисов К.И. Разработка научного метода объективной оценки процессов динамического разрушения горных пород инструментами режущее-скалывающего действия класса PDC. Ч. I // Инженер-нефтяник. – 2010. – № 4. – С. 23–26.
11. Борисов К.И. Разработка научного метода объективной оценки процессов динамического разрушения горных пород инструментами режущее-скалывающего действия класса PDC. Ч. II // Инженер-нефтяник. – 2011. – № 1. – С. 31–35.

Поступила 11.02.2013 г.

УДК 004.932

СЕГМЕНТАЦИЯ ЦВЕТНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ С ПОМОЩЬЮ РЕКУРРЕНТНОЙ НЕЙРОННОЙ СЕТИ

В.Б. Немировский, А.К. Стоянов

Томский политехнический университет
E-mail: stoj-ak@ad.cctpu.edu.ru; vbn@tpu.ru

Рассматривается возможность применения рекуррентной нейронной сети для сегментации полноцветных изображений природных объектов на основе кластеризации цветовых компонент. Обсуждаются вопросы многошаговой сегментации таких изображений в разных цветовых моделях. Приводятся экспериментальные результаты по многошаговой сегментации изображений природных объектов в цветовых пространствах RGB и YUV.

Ключевые слова:

Изображение, пиксель, точечные отображения, цветовое пространство, RGB, YUV, рекуррентная нейронная сеть, кластеризация, сегментация, природный объект.

Key words:

Image, pixel, point map, color space, RGB, YUV, recurrent neural network, clustering, segmentation, natural object.

Введение

В геоэкологии одним из наиболее актуальных и перспективных направлений является разработка автоматизированных технологий обработки полутоновых и цветных изображений для решения различных фундаментальных экологических, а также прикладных геоэкологических задач.

Одной из задач, решаемых в рамках обработки таких изображений, является анализ снимков природных объектов для выявления и уточнения их границ и структуры. Важным этапом этого анализа является выполнение сегментации используемых цветных изображений.

Особенностью сегментации цветных изображений является то, что при её реализации возникают сложности в адаптации известных алгоритмов сегментации полутоновых изображений.

Предложено много методов и алгоритмов для сегментации полутоновых изображений в градациях серого [1]. Одним из широко используемых подходов для сегментации таких изображений является применение кластеризации. В свою очередь, для кластеризации предложено много методов, среди которых наибольшей популярностью пользуются модификации метода k-средних. Кластеризация, основанная на методе k-средних, обладает существенным недостатком для её реализации требуется априорное знание коли-

чества выделяемых кластеров. В [2] нами предложен метод кластеризации, свободный от упомянутого недостатка, который и был использован для сегментации полутоновых изображений. Этот метод основан на применении рекуррентной нейронной сети.

Целью настоящей работы является исследование возможности сегментации цветных изображений с помощью кластеризации, основанной на применении рекуррентной нейронной сети.

Выбор компонент цветного изображения для кластеризации

При адаптации известных методов сегментации к обработке цветного изображения возникают затруднения, обусловленные сложной природой его формирования. В цветном изображении любой цвет пикселя представляется непосредственно через значения его компонент в используемой для представления модели цветового пространства (RGB, YUV и др.). Очевидно, что выбор такой модели предопределяет и то, какие компоненты нужно кластеризовать, и то, как использовать полученное в результате кластеризации квантование цвета для формирования сегментированного изображения.

Рассмотрим особенности сегментации, связанные с выбором модели цветового пространства для изображения.

Обычно изображения, полученные с помощью цифровых камер и сканеров, представлены в цветовом пространстве RGB. В этом пространстве любой цвет является результатом смешивания трёх компонент – базовых цветов разной яркости. Очевидно, что в таком случае достаточно выполнить кластеризацию каждой из цветовых компонент, а затем смешать их для получения результирующего цвета в сегментированном изображении так, как это требует модель пространства RGB.

Помимо пространства RGB, для представления полноцветного изображения в телевидении и хранении/обработке видеоданных используют модель YUV и близкие к ней YCbCr, YPbPr, YDbDr, YIQ. Основополагающим принципом для всех этих моделей является то, что яркостная компонента изображения – составляющая Y – несёт основную информацию об изображении. Компонента Y является взвешенной суммой цветовых компонент RGB-модели, учитывающей особенности человеческого цветовосприятия. Две другие составляющие, отвечающие за цвет, – менее информативны. Таким образом, в случае использования модели пространства YUV (и близких к ней) возможны два варианта сегментации изображения. По первому достаточно кластеризовать основную яркостную компоненту Y, не затрагивая менее информативные цветоразностные компоненты, и затем образовать сегментированное изображение из кластеризованной и некластеризованных компонент. Второй вариант предполагает кластеризацию как яркостной, так и цветоразностных компонент, с последующей визуализацией на их основе сегментированного изображения.

Многошаговая сегментация изображения

Сегментация полутонового изображения, рассмотренная в [2], основана на кластеризации значений яркости пикселей изображения. Для кластеризации используется рекуррентная нейронная сеть, представленная на рис. 1.

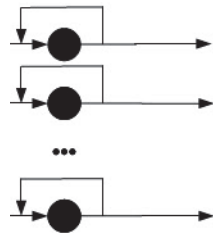


Рис. 1. Структура нейронной сети

В этой сети каждый входной нейрон охвачен локальной обратной связью, которая реализует одномерное точечное отображение [3] вида $x_{n+1} = f(x_n)$, где x – входное значение сигнала нейрона (яркость пикселя изображения), $f(x)$ – сигмоидальная активационная функция нейрона, $n=1,2,3,\dots$ – номер итерации отображения входного значения. Процесс отображения позволяет распределить близкие значения яркостей пикселей изображения по кластерам.

В [2] отмечается, что для кластеризации значений яркости полутонового изображения входные нейроны сети, представленной на рис. 1, должны использовать активационную функцию с одними и теми же параметрами. Математически обработка изображения такой сетью эквивалентна отображению всех яркостей его пикселей на одном нейроне с такой же активационной функцией. Фактически использование нейронной сети в [2] позволяет просто распараллелить вычисление одной и той же величины – яркости полутонового изображения.

Нужно отметить, что процесс кластеризации и, следовательно, сегментации в [2] многошаговый. На каждом текущем шаге на вход сети подаются значения яркости пикселей изображения, полученные на предыдущем шаге и усреднённые затем по отдельным выделенным кластерам. Сегментация завершается, когда энтропия изображения, полученного на очередном шаге кластеризации яркостей, перестаёт меняться.

В случае цветного изображения описанный выше процесс требует модификации, поскольку кластеризация подвергается не одна величина, а три. Это либо три яркостных компонента (модель пространства RGB), либо одна яркостная и две цветоразностных компоненты (модель YUV и близкие к ней). В этом случае на вход сети можно подавать значения этих компонент последовательно, одна за другой. Либо утроить число входов и обрабатывать все компоненты одновременно. Кластеризованные значения компонент, которые получаются на каждом шаге обработки, используются для представления цветного сегментированного изображения, в зависимости от исходных данных, в RGB или YUV пространстве.

Исключением является вариант сегментации изображений в пространстве YUV, в котором цветоразностные компоненты U и V неизменны, а кластеризуется яркостная компонента Y . В этом случае нейронная сеть может выполнять кластеризацию этой компоненты так же, как и для случая полутонового изображения, то есть обрабатывая множество значений одной характеристики. На каждом шаге полученные значения яркостной компоненты можно использовать для представления сегментированного изображения в пространстве YUV, используя для этого исходные, не изменённые цветоразностные компоненты.

Экспериментальные результаты

Для проверки возможности сегментации цветных изображений с помощью рекуррентной нейронной сети нами был проведён ряд экспериментов. При их проведении использовалась программа сегментации изображений, реализующая описанный выше алгоритм, в которой программная модель нейронной сети, изображённой на рис. 1, использовалась в качестве модуля для кластеризации цветовых компонент. Параметры нейронной сети рассчитывались по методике, приведённой в [2]. Исследования проводились на изображениях,

представленных в цветовых пространствах RGB и YUV. Были выполнены три разновидности сегментации изображений:

- с кластеризацией одной яркостной компоненты в YUV пространстве;
- с кластеризацией одной яркостной и двух цветоразностных компонент в YUV пространстве;
- с кластеризацией трёх базовых яркостных компонент в RGB пространстве.

Для всех указанных разновидностей на очередном шаге обработки выделялись кластеры близких значений обрабатываемых компонент. По окончании кластеризации разные значения компонент, принадлежащих одному кластеру, заменялись их средним по кластеру. Эти усредненные значения компонент использовались для формирования цвета пикселей сегментированного изображения в соответствии с моделью выбранного цветового пространства.

Степень завершенности кластеризации каждой компоненты оценивалась путём подсчёта по формуле Шеннона энтропии H распределения значений компоненты по полученным кластерам:

$$H = -\sum_i p_i \log_2 p_i.$$

Здесь $p_i = N_i/N$; N_i – количество значений компоненты, попавшей в i -й кластер; N – общее количество всех значений компоненты. Суммирование ведётся по количеству кластеров, образовавшихся при отображении входного значения на активационной функции нейрона. Вычисленное значение энтропии после кластеризации сравнивалось со значением до кластеризации. Если эта разница

превышала заданный порог, то усреднённые значения кластеров подавались на вход сети для следующего шага кластеризации. Процесс кластеризации отдельной компоненты завершался тогда, когда разница вычисленных значений энтропии становилась меньше заданного порога.

Такой подход позволял получать сегментированные изображения на каждом шаге процесса так же, как это осуществлялось при сегментации изображений в серой шкале.

На рис. 2 представлены финальные результаты сегментации одного и того же цветного изображения в YUV и RGB пространствах. В каждом из случаев компоненты соответствующего пространства обрабатывались рекуррентной нейронной сетью, как описано ранее.

Преобразование компонент цветового пространства из RGB в YUV выполнялось по формулам:

$$\begin{aligned} Y &= 0,299R + 0,587G + 0,114B; \\ U &= -0,14713R + 0,28886G + 0,436B + 128; \\ V &= 0,615R - 0,51499G - 0,10001B + 128. \end{aligned}$$

Сравнивая финальные изображения на рис. 2 для всех трёх случаев сегментации, можно заметить, что сегментация изображения, представленного в YUV (рис. 2, б, в), независимо от числа кластеризуемых компонент, меняет исходную натуральную цветовую гамму изображения на псевдоцветовую. Такой переход к псевдоцветам происходит автоматически, за счет обратного перехода от кластеризованных YUV компонент к RGB для визуализации обработанного изображения, без привлечения каких-либо дополнительных соглашений или сообщений. Появление псевдоцветов изме-

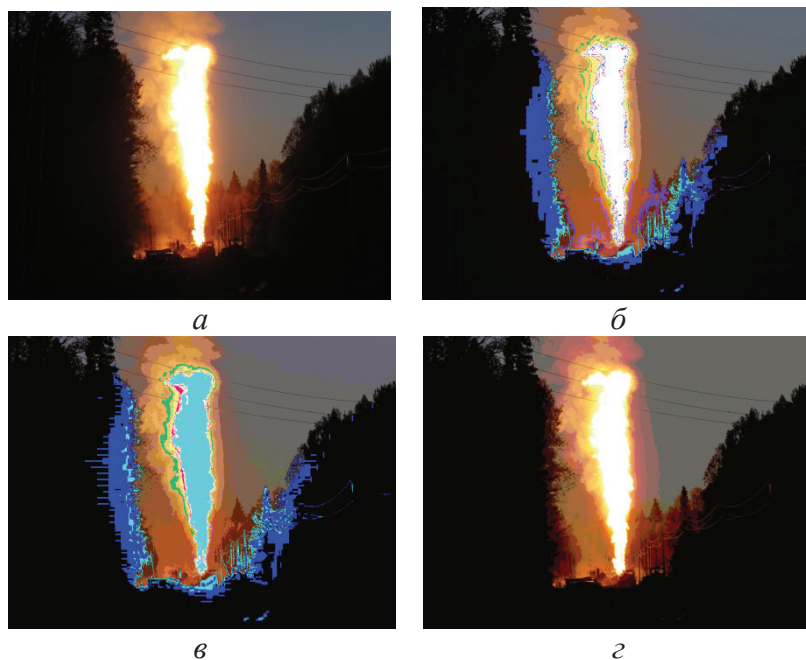


Рис. 2. Многошаговая сегментация изображения газового факела на Ожгинском месторождении: а) исходное изображение, взятое из [4]; б) финальное сегментированное изображение для случая кластеризации только яркостной компоненты Y; в) финальное сегментированное изображение для случая кластеризации всех компонент модели YUV; г) финальное сегментированное изображение для случая кластеризации компонент в модели RGB

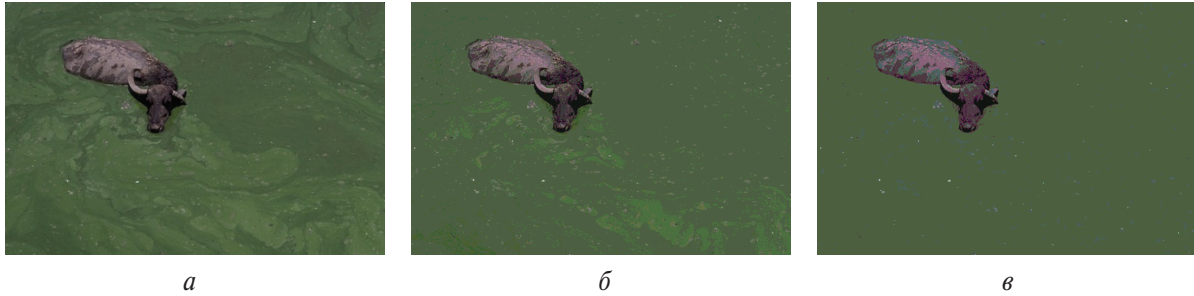


Рис. 3. Многошаговая сегментация цветного изображения: а) исходное изображение, взятое из [5]; шаг 1, $H_1=0,58$, $H_2=0,75$, $H_3=0,61$ бита; в) шаг 4, $H_1=0,17$, $H_2=0,25$, $H_3=0,39$ бита

няет порог цветоразличения и существенно увеличивает информативность полученного результата, позволяя детальнее исследовать структуру исходного изображения. При этом сегментированные изображения в псевдоцветах для обоих вариантов сегментации в YUV пространстве в основном совпадают, несмотря на имеющиеся различия в деталях.

Что касается представления в RGB пространстве (рис. 2, з), то сегментация не меняет исходной цветовой гаммы, выделяя, тем не менее, в изображении однородные участки. Такой результат, в общем, следует из механизма многошаговой сегментации. Действительно, на каждом её шаге цвет пикселя формируется значениями яркостей цветовых компонент, лежащими в пределах, заданных яркостями исходного изображения, что и сохраняет палитру.

На рис. 3 представлены результаты сегментации другого цветного изображения в RGB пространстве. Здесь H_1 – энтропия распределения значений R-компоненты; H_2 – энтропия распределения значений G-компоненты и H_3 – энтропия распределения значений B-компоненты на соответствующем шаге процесса. По результатам обработки выделялись кластеры одинаковой яркости для каждого цвета, которые использовались как для вывода сегментированного изображения на текущем шаге процесса, так и для следующего шага обработки.

Хорошо просматривается динамика выделения больших однородных участков в изображении на разных шагах процесса. Финальное изображение фактически представляет собой исходную заготовку для проведения операции распознавания образа.

Таким образом, многошаговая сегментация в YUV пространстве может быть использована для изучения, с различной степенью детализации, структуры объекта, представленного на исходном полноцветном изображении, а в RGB пространстве – для выделения больших однородных областей изображения и подготовки материала для распознавания образов. Выбор цветового пространства для сегментации определяется задачами, которые она должна решать.

Отметим также, что рассмотренные разновидности сегментации по временным затратам можно разделить на две группы. Минимальных временных затрат требует сегментация изображений, представленных в YUV пространстве, для случая, когда требуемая кластеризация выполняется только для яркостной компоненты Y. Это первая группа. Ко второй группе относятся разновидности сегментации, основанные на кластеризации трёх компонент (как для YUV, так и для RGB пространств). Здесь временные затраты, как экспериментально установлено, примерно втрое выше, чем для первой группы.

Выводы

1. Рекуррентная нейронная сеть позволяет выполнять кластеризацию компонент полноцветных изображений, представленных в разных цветовых пространствах. Использование таких компонент позволяет формировать сегментированное изображение.
2. Многократная последовательная кластеризация с использованием усреднённых на каждом шаге значений компонент даёт возможность получать последовательность пошаговых сегментированных изображений.
3. Сегментация изображений, представленных в RGB пространстве, лучше решает задачу выделения протяженных, однородных по яркости и цвету, областей. Исходная цветовая гамма при этом сохраняется.
4. Сегментация изображений, представленных в YUV пространстве, приводит к изменению исходной цветовой гаммы, и, как следствие, к повышению информативности получаемых изображений.
5. Сегментация изображений, основанная на кластеризации только яркостной Y компоненты цветового YUV пространства, выполняется быстрее, чем для других разновидностей процесса, описанного в работе. Это даёт возможность использовать её для быстрого получения предварительных сведений перед детальными исследованиями.

Работа выполнена в рамках государственного задания «Наука».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гонсалес Р., Вудс Р. Цифровая обработка изображений. – М.: Техносфера, 2005. – 1072 с.
2. Nemirovsky V.B., Stoyanov A.K. Multi-Step Segmentation of Images by Means of a Recurrent Neural Network // 7th International Forum on Strategic Technology (IFOST – 2012): Proceedings: in 2 v. V. 1. – Tomsk, September 18–21, 2012. – P. 557–560.
3. Малинецкий Г.Г. Математические основы синергетики. – М.: Изд-во ЛКИ, 2007. – 312 с.
4. Пожар на Ожгинском месторождении продолжается // Кунгур Online. Кунгурский информационно-новостной сайт. 2012. URL: <http://kungur-online.ru/?p=18620> (дата обращения: 20.03.2013).
5. Image 80099, URL: http://www.lapix.ufsc.br/sms/byalgorithmimages_80099.html (дата обращения: 20.03.2013).

Поступила 28.03.2013 г.

УДК 621.643

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ УТЕЧКИ ИЗ НЕФТЕПРОВОДА, ОСНОВАННЫЙ НА РАЗНОСТИ ВО ВРЕМЕНИ ДАВЛЕНИЯ

Т.Е. Мамонова

Томский политехнический университет
E-mail: mamte@sibmail.com

Предложен метод определения утечки, основанный на анализе гидравлических характеристик трубопровода во времени. Представлены расчётные формулы для определения массового расхода и координаты утечки. Приведено исследование метода с применением программы COMSOL Multiphysics 3.5. Показано, что предложенный метод и расчётные формулы, соответствующие ему, являются применимыми при определении кратковременных утечек.

Ключевые слова:

Нефтепровод, датчик давления, гидравлический профиль трубопровода, утечка в нефтепроводе, имитационная модель.

Key words:

Oil pipeline, pressure sensor, hydraulic profile of oil pipeline, loss in the pipeline, simulation model.

В настоящее время при эксплуатации магистральных нефтепроводов одной из наиболее актуальных и сложных задач является своевременное обнаружение утечек, а также определение координаты и массового расхода этих утечек. Особо важно решить данную задачу при появлении несанкционированных врезок в трубопровод, которые устанавливаются для хищения нефтепродуктов. Так, согласно [1], по данным «Транснефти», всего в период с 2003 по 2012 гг. на объектах компании было выявлено 4779 несанкционированных врезок в магистральные нефтепроводы, что составляет около 70 % всех совершенных преступлений. В 2012 г. таких случаев было зафиксировано 180, в 2011 г. – 214, а в 2010 г. – 313. При этом на ликвидацию современной врезки требуется порядка 2,5 млн р., а экологический ущерб оценить практически невозможно.

Сложность обнаружения несанкционированных врезок заключается в том, что их длительность составляет несколько минут, и изменение давления при их возникновении очень мало по сравнению с давлением в трубопроводе при перекачивании нефтепродуктов. Методы обнаружения утечек, которые используются в настоящее время при эксплуатации линейной части нефтепроводов, приведённые в [2, 3], в большинстве случаев являются малочувствительными к изменениям интенсивности возникающих кратковременных утечек.

В работе предлагается метод для определения координаты и массового расхода утечки, который основан на разности во времени давления в контролируемых сечениях трубы. Прототипом предлагаемого метода является метод гидравлической локации утечки, который описан в [4] и основан на анализе гидравлических характеристик участка нефтепровода. При этом рассматривается участок нефтепровода между двумя нефтеперекачивающими станциями НПС1 и НПС2, который работает в стационарном режиме, не имеет самотечных участков и транспортирует однородную нефть с некоторым расходом Q_0 . Схема нефтепровода с утечкой и без неё и расчётные данные по методу гидравлической локации представлены на рис. 1.

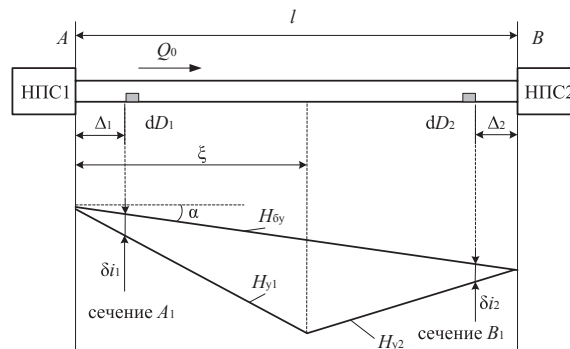


Рис. 1. Расчётная схема метода гидравлической локации утечки

Протяжённость трубопровода составляет l . Вблизи нефтеперекачивающих станций НПС1 и НПС2 выбираются базисные сегменты следующим образом: AA_1 с протяжённостью Δ_1 вблизи первой нефтеперекачивающей станции и второй B_1B с протяжённостью Δ_2 вблизи второй. В данных сечениях устанавливаются дифференциальные датчики давления dD_1 и dD_2 , которые измеряют разность давления на концах выбранных сегментов. Для определения утечки в соответствии с данным методом строится гидравлическая характеристика $H(x)$, которая рассчитывается так [5]:

$$H(x) = \frac{P(x)}{\rho g} + z(x),$$

где $\frac{P(x)}{\rho g}$ – пьезометрический профиль трубопровода, м; $z(x)$ – геометрический профиль трубопровода, м; $P(x)$ – давление вдоль трубопровода, Па; ρ – плотность перекачиваемого продукта, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с².

При работе трубопровода в стандартном режиме линия гидравлического уклона без утечки не искажена и на рис. 1 соответствует линии H_{0y} . Когда возникает утечка, происходит надлом линии в месте возникновения утечки на две составляющие: H_{y1} – линия гидравлического уклона при утечке до места её возникновения, H_{y2} – линия гидравлического уклона при утечке после места её возникновения.

Изменения гидравлического уклона может быть рассчитано по показаниям установленных в базисных сегментах дифференциальных манометров по формулам [4]:

$$\delta i_1 = \frac{\delta(H_A - H_{A_1})}{\Delta_1} > 0, \quad \delta i_2 = \frac{\delta(H_B - H_{B_1})}{\Delta_2} < 0.$$

Координата ξ и расход Q утечки рассчитываются по формулам [4]:

$$\xi = l \frac{|\delta i_2|}{|\delta i_1| + |\delta i_2|}, \quad Q = \frac{|\delta i_1| + |\delta i_2|}{(\partial i / \partial Q)_{Q_0}}, \quad (1)$$

где $(\partial i / \partial Q)_{Q_0}$ – частные производные от функции $i(Q)$ по Q , вычисленные при номинальном расходе Q_0 , которые можно определить либо теоретически с помощью дифференцирования формулы зависимости гидравлического уклона $i(Q)$, либо экспериментально при исследовании изменений гидравлического уклона участка нефтепровода при изменениях его пропускной способности.

Анализ указанного метода выполнен в [4] и [5]. К недостаткам метода гидравлической локации можно отнести:

- 1) расчётные формулы (1) базируются на значениях номинальной или текущей производительности перекачки нефтепродукта, которые должны быть известны заранее;
- 2) значения изменения давления на концах выбранных базисных сегментов являются относи-

тельно малыми величинами, поэтому необходима высокая точность измерения изменения дифференциального напора, что в условиях производства является проблематично.

- 3) при уменьшении интенсивности утечки точность метода снижается из-за ограничения чувствительности дифференциальных манометров к малым изменениям давления на концах базисных сегментов.

Предлагаемый в рамках данной работы метод является модификацией метода гидравлической локации и основан на изменении во времени линии гидравлического уклона нефтепровода. При этом рассматривается участок нефтепровода с определённой геометрической формой, который работает в стационарном режиме, не имеет самоотечных участков, лупингов и отводов и транспортирует однородный нефтепродукт. В определённых сечениях вдоль трубопровода устанавливаются специальные устройства, представляющие собой датчики давления, измеряющие изменение давления во времени $\Delta P(t)$ в контролируемых сечениях трубы, разработанные автором работы и описанные в [6].

В трубопроводах при транспортировке нефтепродуктов имеет место гидравлический шум $P_{ш}$, который может быть обусловлен следующими явлениями:

- 1) образованием вихрей или неоднородностей потока жидкости вблизи твердых границ (вихревой шум);
- 2) образованием пульсаций давления при изменении сечения потока движущейся жидкости;
- 3) автоколебаниями упругих конструкций в жидкости;
- 4) кавитацией в жидкости из-за потери ею сплошности при уменьшении давления: образуются полости и пузырьки, заполненные газами, при захлопывании которых возникает звуковой импульс.

При значении изменения давления в контролируемых сечениях $\Delta P(t) \geq P_{ш}$ имеет место либо изменение режима перекачки нефтепродукта, либо возникает утечка на участке нефтепровода, пролегающего между двумя перекачивающими станциями.

По показаниям датчиков давления, измеряющих разность во времени давления в контролируемых сечениях трубы, с учётом параметров нефтепродукта (плотность, скорость перекачки) и нефтепровода (коэффициент гидравлического сопротивления и геометрический профиль трубы), можно определить параметры утечки из нефтепровода (координата и массовый расход).

При этом используются полученные автором расчётные формулы для двух вариантов работы трубопровода.

В первом случае контролируемый участок нефтепровода находится между двумя нефтеперекачивающими станциями НПС1 и НПС2, расположенными в местах с координатами x_1 и x_4 , соответственно (рис. 2).

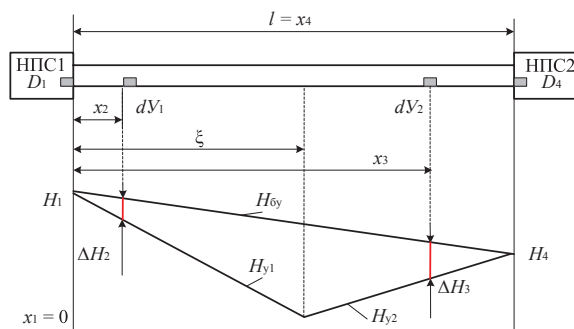


Рис. 2. Схема расположения датчиков давления на нефтепроводе с утечкой и без неё и его гидравлические уклоны при постоянных значениях давления в начале и конце трубы

Давления в начале и в конце трубы считаются постоянными и не изменяются во времени, либо данное изменение минимально. Вдоль нефтепровода в сечениях x_2 и x_3 располагаются устройства, описанные выше, которые измеряют изменения во времени давления в данных сечениях трубы $\Delta P_2(t)$ и $\Delta P_3(t)$. Расчётные формулы для определения координаты утечки ξ и её массового расхода G_T при постоянных значениях давления в начале и в конце эксплуатируемого участка были рассчитаны геометрическим способом. При этом предполагается, что в стандартном режиме работы трубопровода без утечки линия гидравлического уклона H_{6y} прямолинейна. При возникновении утечки данная линия состоит из двух составляющих H_{y1} и H_{y2} , которые пересекаются в точке с координатой, где произошла утечка. Гидравлический уклон определяется по формуле [5]:

$$H(x) = z(x) + \frac{P(x)}{\rho g}, \quad (2)$$

где $z(x)$ – геометрический профиль трубопровода, представляющий собой высоту трубы над уровнем

горизонта, м; $\frac{P(x)}{\rho g}$ – пьезометрический профиль

трубы, м; ρ – плотность перекачиваемого продукта, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с².

Для определения массового расхода утечки необходимо выразить расход трубопровода в месте утечки до её возникновения и после. Тогда, зная изменения во времени давления в контролируемых сечениях трубы, уровень трубопровода и координату мест установок устройств, абсолютное давление в начале и конце трубопровода, параметры трубопровода и транспортируемой жидкости и учитывая (2), находим формулы для расчёта координаты и массового расхода утечки:

$$\xi = \frac{x_2 x_4 \Delta P_3}{(x_4 - x_3) \Delta P_2 + x_2 \Delta P_3}, \quad (3)$$

$$G_T = \frac{\pi d^2}{16} \sqrt{\frac{2d\rho}{\lambda}} \times$$

$$\times \sqrt{\frac{x_2(P_1 - P_4 + \rho g(z_1 - z_4)) - x_4 \Delta P_2}{x_2 x_4} - \frac{P_1 - P_4 + \rho g(z_1 - z_4)}{x_4}}, \quad (4)$$

где d – внутренний диаметр трубы, м; $\lambda = \lambda(\text{Re}, \varepsilon)$ – коэффициент гидравлического сопротивления трубопровода, является безразмерной величиной;

$\text{Re} = \frac{wd}{\nu}$ – число Рейнольдса; $\varepsilon = \frac{\Delta}{d}$ – относи-

тельная шероховатость внутренней поверхности нефтепровода; Δ – абсолютная шероховатость внутренней поверхности трубы; w – скорость перекачки нефтепродукта по сечению, м/с; P_1, P_4 – давления на НПС1 и НПС2, соответственно, Па; z_1, z_4 – высота над уровнем горизонта на НПС1 и НПС2, соответственно, м.

Во втором варианте работы нефтепровода предполагается, что участок нефтепровода располагается между двумя нефтеперекачивающими станциями НПС1 и НПС2, давление в начале трубы (на НПС1) является постоянным либо изменяется во времени в допустимых пределах, давление на НПС2 изменяется во времени. При этом учитываются показания датчиков, расположенных на НПС1 и НПС2, и устройств, измеряющих изменения во времени давления в контролируемых сечениях трубы, расположенных вдоль нефтепровода и на НПС2 (рис. 3).

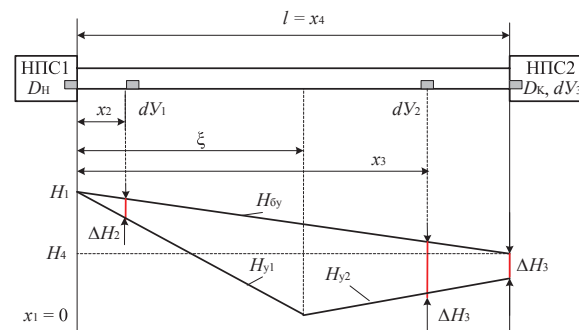


Рис. 3. Схема расположения датчиков давления на нефтепроводе с утечкой и без неё, а также его гидравлические уклоны при постоянном значении давления в начале трубы и изменяющемся во времени давлении в конце трубы

Массовый расход утечки при этом рассчитывается по формуле (4). Геометрическим способом была получена формула для определения координаты утечки при постоянном давлении в начале эксплуатируемого участка и изменении во времени давления в его конце, которая имеет вид:

$$\xi = \frac{x_2(x_4 \Delta P_3 - x_3 \Delta P_4)}{(x_4 - x_3) \Delta P_2 + x_2(\Delta P_3 - \Delta P_4)}, \quad (5)$$

где $\Delta P_2, \Delta P_3, \Delta P_4$ – разность во времени давления в двух сечениях вдоль трубопровода и в его конце на НПС2, Па.

Для доказательства работоспособности представленных формул (2)–(4) был проведён модельный эксперимент с применением пакета COMSOL Multiphysics 3.5. Для этого в указанном пакете было проведено моделирование трубопроводов, работающих в рассмотренных выше режимах. Следует отметить, что расчёт для трубопроводов реальных размеров выполняется в течение продолжительного времени, поэтому было решено проводить эксперимент для масштабированного трубопровода, параметры которого взяты из [7] и представлены в табл. 1.

Таблица 1. Параметры трубопровода и транспортируемой жидкости

Обозначения	Значение	Ед. измерения
Параметры трубопровода		
Длина l	100	м
Диаметр трубы d	0,1	м
Диаметр отверстия утечки d_y	0,01	м
Площадь сечения S	$7,85 \cdot 10^{-3}$	м ²
Давление в начале трубы P_1	1	МПа
Давление в конце трубы P_4	0,7	МПа
Параметры транспортируемой жидкости		
Плотность ρ	817	кг/м ³
Скорость движения w	1,2	м/с
Кинематическая вязкость ν	$0,98 \cdot 10^{-6}$	м ² /с
Скорость распространения звуковой волны C	975	м/с

Результаты моделирования представлены в табл. 2. Массовый расход утечки в программе COMSOL Multiphysics 3.5 был рассчитан по формуле [8]:

$$G_T = \rho \mu \frac{\pi d_y^2}{4} \sqrt{2gH_\xi}, \quad (6)$$

где d_y – диаметр отверстия утечки, м; μ – коэффициент расхода (примем равным 1); H_ξ – значение гидравлического напора в месте утечки, м.

Относительные погрешности определения координаты $\delta\xi$ и массового расхода δG_T утечки рассчитаны по формулам:

$$\delta\xi = \frac{|\xi_p - \xi_s|}{\xi_s} \cdot 100 \%, \quad \delta G_T = \frac{|G_{Tp} - G_{Ts}|}{G_{Ts}} \cdot 100 \%,$$

где ξ_p, G_{Tp} – расчётные значения координаты и массового расхода, полученные по формулам (3), (4) и (5); ξ_s, G_{Ts} – эталонные значения координаты и массового расхода, заданные в программе COMSOL Multiphysics 3.5 и в соответствии с (6).

Таблица 2. Результаты модельного эксперимента

Значение параметров утечки	Геометрический профиль трубы		Прямолинейный без наклона	Прямолинейный с наклоном
Заданные значения в COMSOL Multiphysics 3.5	ξ , м	55		55
	G_T , кг/с	6,46		6,46
Расчётные значения параметров утечки по формулам (3) и (4)	ξ , м	55,12		55,16
	G_T , кг/с	6,48		6,52
	$\delta\xi$, %	0,22		0,28
	δG_T , %	0,35		0,92
Расчётные значения параметров утечки по формулам (4) и (5)	ξ , м	55,13		6,48
	G_T , кг/с	55,15		6,52
	$\delta\xi$, %	0,22		0,28
	δG_T , %	0,35		0,92

Таким образом, модельный эксперимент показал, что погрешность расчёта параметров утечки по предложенному методу и соответствующим данному методу формулам составляет 0,22 % для координаты утечки и 0,28 % для массового расхода утечки при прямолинейном трубопроводе без наклона, 0,28 % и 0,92 % для координаты и массового расхода утечки соответственно при прямолинейном трубопроводе с наклоном.

Выводы

Предложенный метод определения утечки является улучшенной модификацией метода гидравлической локации утечки, так как позволяет обнаружить кратковременные утечки малой интенсивности, в том числе несанкционированные врезки в трубопровод, проводимые с целью хищения нефтепродукта. Чувствительность предложенного метода достигается за счёт применения устройства, позволяющего измерять разность во времени давления в контролируемых сечениях трубопровода, расположение которых не зависит от физических возможностей датчиков давления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Забелло Е. Нефть в России стали воровать в промышленных масштабах // РБК. 2013. URL: <http://top.rbc.ru/economics/28/01/2013/842358.shtml> (дата обращения: 29.01.2013).
2. Мамонова Т.Е. Методы диагностики линейной части нефтепроводов для обнаружения утечек // Проблемы информатики. – 2012. – Спецвыпуск. – С. 103–112.
3. Степанченко Т.Е., Шкляр В.Н. Разработка и исследование алгоритмов обнаружения утечек в магистральных трубопроводах на основе их гидродинамических моделей // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. – № 7. – С. 70–73.
4. Лурье М.В., Макаров П.С. Гидравлическая локация утечек нефтепродуктов на участке трубопровода // Транспорт и хранение нефтепродуктов. – 1998. – № 12. – С. 65–69.

5. Трубопроводный транспорт нефти / под ред. С.М. Вайнштока. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. – Т. 2. – 621 с.
6. Способ измерения изменения давления в нефтепроводе транспортировки жидкости и устройство для его осуществления: пат. № 2426080. Рос. Федерация. № 2010117477/28; заявл. 30.04.2010; опубл. 10.08.2011, Бюл. № 22. – 5 с.
7. Мамонова Т.Е. Учёт геометрического профиля нефтепровода при определении параметров утечки // Электронный научный журнал Нефтегазовое дело. 2012. URL: http://www.ogbus.ru/authors/Mamonova/Mamonova_1.pdf (дата обращения: 18.06.2013).
8. Истечение через малые отверстия в тонкой стенке при постоянном напоре // Образовательный ресурс по гидродинамике и гидропневмоприводе. 2011. URL: <http://gidravlnarod.ru/istechenie.html> (дата обращения: 05.04.2013).

Поступила 31.01.2013 г.

УДК 581.256.3:504.5:502.51:546.36*137(472.2+470.333)

АККУМУЛЯЦИЯ РАДИОЦЕЗИЯ И ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ПРИБРЕЖНО-ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ГОМЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ), ПРИГРАНИЧНЫХ С БРЯНСКОЙ ОБЛАСТЬЮ РОССИИ

Н.М. Дайнеко, С.Ф. Тимофеев

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Республика Беларусь

E-mail: dajneko@gsu.by

Радиологический анализ проб воды и почвы показал, что содержание радиоцезия не превышало установленной нормы. Накопление ^{137}Cs выше допустимого уровня отмечено у хвоща полевого, вербейника обыкновенного, сабельника болотного, осоки острой и осоки лисьей, ситника развесистого, поручейника широколистного, чистеца болотного, горошка мышиного и щавеля густого. Химический анализ проб воды выявил накопление меди выше предельно допустимой концентрации в 6–10 раз. Во всех пробах почвогрунта и почвы содержание тяжелых металлов не превышало предельно допустимой концентрации. Во всех растительных образцах содержание меди и цинка было выше фонового содержания, а свинца и кадмия – ниже.

Ключевые слова:

Аккумуляция, радиоцезий, тяжелые металлы, прибрежно-водная растительность, экосистема.

Key words:

Accumulation, radiocaesium, heavy metal, riverine-water vegetation, ecosystem.

Введение

Основными источниками загрязнения водоемов являются хозяйственно-бытовые, промышленные и сельскохозяйственные стоки, которые содержат большое количество органических веществ, пестицидов, минеральных удобрений и продуктов их распада, разнообразные химические соединения, причем большинство из них токсичны. После катастрофы на Чернобыльской атомной электростанции также произошло и радиоактивное загрязнение прибрежно-водной растительности [1–5]. Поэтому важным является изучение степени накопления радионуклидов прибрежно-водной растительностью и выявление видов, способных к высокой аккумуляции радионуклидов, превышающих допустимый уровень, так как многие виды прибрежно-водной растительности находят разнообразное, но все еще недостаточное применение в различных отраслях промышленности, сельском и лесном хозяйствах, рыбоводстве. Среди них немало лекарственных растений, которые используются в медицине, фармацевтике, гомеопатии в качестве ароматерапевтических и косметических средств.

Целью работы являлась оценка уровней техногенного загрязнения радионуклидами и тяжелыми металлами прибрежно-водной растительности в отдаленный период ликвидации последствий катастрофы на Чернобыльской атомной электростанции.

Объекты и методы исследований

Объектами исследований служила прибрежно-водная растительность водоемов поймы р. Сож Ветковского и Чечерского районов Гомельской области Республики Беларусь, пострадавших от аварии на ЧАЭС. Ниже приводится характеристика объектов исследования Ветковского района.

Объект № 1. Правый приток р. Сож, вблизи населенного пункта Новоселки, в 0,5 км от р. Сож. Координаты: N 52°; 36'; 323", E 31°; 5'; 034". Экосистема ассоциации *Glycerio maximae-Caricetum acutae* Sapegin 1986 союза *Magnocaricion elatae* W. Koch 1926, порядка *Magnocaricetalia* Pign. 1953, класса *Phragmito-Magnocaricetea* Klika in Klika et Novak 1941.

Объект № 2. Левобережная пойма р. Сож, перед мостом, вблизи г. Ветка. Координаты: N 52°; 34'; 045", E 31°; 9'; 652". Экосистема с преобладаниемaira обыкновенного отнесена к ассоциации *Acoretum calami* Egger 1933 союза *Phragmiton communis* W. Koch 1926, порядка *Nasturtio-Glycerietalia* Pignatti em. Kopecky 1961 in Kopecky et Hejny 1965, класса *Phragmito-Magnocaricetea* Klika in Klika et Novak 1941.

Экосистема рогоза широколистного *Thypha latifolia* входит в состав ассоциации *Thyphetum latifoliae* Soó 1297 союза *Phragmiton communis* W. Koch 1926, порядка *Nasturtio-Glycerietalia* Pignatti em. Kopecky 1961 in Kopecky et Hejny 1965, класса *Phragmito-Magnocaricetea* Klika in Klika et Novak 1941.

Объект № 3. Окраина д. Старое Село, берег озера Чечиль. Координаты: N 52°; 31'; 392", E 31°; 8'; 492". Экосистема с господством *Carex acuta* отнесена к ассоциации *Caricetum gracilis* (Almqvist 1929) R. Tx. 1937 союза *Magnocaricion elatae* Koch 1926, порядка *Magnocaricetalia* Pignatti 1953, класса *Phragmito-Magnocaricetea* Klika in Klika et Novak 1941.

Ниже приводится характеристика объектов исследования Чечерского района.

Объект № 1. Обустроенное место отдыха жителей г.п. Чечерск, восточный берег озера Вир. Координаты: N 52°; 57'; 30.7", E 30°; 56'; 88.3". По краю озера полоса зарослей ивняков представлена ассоциацией *Salicetum triandro viminalis* Lohm 1952 союза *Salicion albae* Th. Muller et Gurs 1958, порядка *Salicetalia purpureae* Moor 1958, класса *Salicetea purpureae* Moor 1958.

В зарослях встречается ольха черная – *Alnus glutinosa*, крушина ломкая – *Frangula alnus*. В травостое – осока острая (*Carex acuta*), крапива двудомная (*Urtica dioica*), хмель обыкновенный (*Humulus lupulus*), вероника длиннолистная (*Veronica longifolia*), павой заборный (*Calystegia sepium*) и др.

Объект № 2. Левобережная пойма р. Покоть, перед мостом, в 1 км юго-восточнее д. Покоть. Координаты: N 52°; 52'; 16.4", E 31°; 07'; 27.9". Растительность поймы представляет комплекс травяных лугово-болотных природных экосистем. Экосистема с преобладанием айра обыкновенного отнесена к ассоциации *Acoretum calami* Egger 1933. Экосистема *Phragmites australis* отнесена к ассоциации *Phragmitetum communis* (Gams 1927) Schmale 1939. Экосистема с господством *Carex acuta* отнесена к ассоциации *Caricetum gracilis* (Almquist 1929) R. Tx. 1937. Экосистема рогоза широколистного *Thypha latifolia* входит в состав ассоциации *Thyphetum latifoliae* So 1297.

Объект № 3. Левобережная пойма р. Сож, против д. Вознесенский. Координаты: N 52°; 53'; 35.54", E 30°; 58'; 14.1". Мелкое озеро центральной поймы заросло горцем земноводным – *Persicaria amphibia* (*Polygonum amphibium*). Экосистема отнесена к ассоциации *Polygonetum amphibii* Soó 1927 союза *Nymphaeion albae* Oberd. 1957, порядка *Potametalia* W. Koch 1926, класса *Potametea* Klika in Klika et Novak 1941.

Объект № 4. Правобережная пойма перед мостом р. Сож, против д. Вознесенский. Координаты: N 52°; 53'; 37.5", E 30°; 57'; 51.4". Экосистема ассоциации *Glycerio maximo-Caricetum acutae* Sapregin 1986 союза *Magnocaricion elatae* W. Koch 1926, порядка *Magnocaricetalia* Pign. 1953, класса *Phragmito-Magnocaricetea* Klika in Klika et Novak 1941.

Отбор растительных образцов и проб почвы для анализа выполнен по существующим методикам [6–8]. Фиксацию мест отбора проб почвы и растений осуществляли с помощью навигатора GPS GARMIN 72.

Изучение видового состава растений выполняли с использованием флористических методов [9].

Определение содержания ¹³⁷Cs в воде, почвенных и растительных образцах производили на гамма-спектрометрическом комплексе Tennelec по МВИ. МН 3421–2010 «Методика выполнения измерений объемной и удельной активности гамма-излучающих радионуклидов на гамма-спектрометре с полупроводниковыми детекторами».

Оценку степени радиоактивного загрязнения прибрежно-водных растений и возможность их безопасного использования давали путем сопоставления полученных результатов с нормативным показателем Республиканского допустимого уровня содержания ¹³⁷Cs в лекарственно-техническом сырье (РДУ/ЛТС-2004), равным 370 Бк/кг [10].

Содержание тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Zn, Mn, Ni, Co, Cr, Fe) в пробах воды, почвы и образцах растений определялось на атомно-абсорбцион-

ном спектрометре SOLAAR M6 в РНИУП «Институт радиологии» МЧС Республики Беларусь. При оценке среднего фонового содержания тяжелых металлов в гидрофитах водоемов Беларуси использовались данные, приведенные в работе [11].

Результаты и их обсуждение

Радиологический анализ проб воды на всех изученных объектах Ветковского района показал, что содержание радиоцезия в воде не превышало установленной нормы (10 Бк/л). Наибольшая удельная активность почвогрунта по ¹³⁷Cs отмечалась в 1-м объекте, соответственно в почве – во 2-м объекте (табл. 1).

Таблица 1. Радиологический анализ проб воды, почвогрунта и почвы в изучаемых объектах Ветковского района

№ объекта	Определяемые показатели		
	Объемная активность ¹³⁷ Cs, Бк/л		
	В воде	В почвогрунте	В почве
1	Б3,0	1615,0±247,1	111,1±18,9
2	3,1±1,3	251,0±40,9	1251,3±191,4
3	Б3,0	556,5±86,8	285,5±44,5

Химический анализ проб воды (табл. 2) выявил превышение содержания предельно допустимой концентрации (ПДК) меди в 9–10 раз. Содержание цинка, свинца и кадмия в воде в изучаемых объектах не превышало ПДК. Содержание тяжелых металлов в почве и почвогрунте оказалось ниже нормы.

Таблица 2. Химический анализ проб воды, почвогрунта и почвы в изучаемых объектах Ветковского района

№ объекта	Вид пробы	Ед. измерения	Определяемые показатели			
			Медь	Цинк	Кадмий	Свинец
1	Вода	мг/л	0,0581	0,0115	0,0031	0,0353
	Почвогрунт	мг/кг	1,19	0,81	0,054	0,61
	Почва	мг/кг	1,56	1,02	0,064	0,43
2	Вода	мг/л	0,0423	0,0136	0,0035	0,0246
	Почвогрунт	мг/кг	1,47	1,35	0,034	0,39
	Почва	мг/кг	1,12	0,90	0,049	0,59
3	Вода	мг/л	0,0482	0,0123	0,0038	0,0282
	Почвогрунт	мг/кг	1,99	4,40	0,073	1,66
	почва	мг/кг	1,72	3,84	0,081	1,97
ПДК	Вода	мг/л	0,1	0,01	0,005	0,1
ПДК	Почвогрунт	мг/кг	3,0	37,0	0,04	25,0
ПДК	Почва	мг/кг	3,0	37,0	0,04	25,0

Анализ состояния прибрежно-водной растительности (табл. 3) показал, что наибольшая удельная активность по ¹³⁷Cs (Бк/кг) отмечена у аэрогифита хвоща полевого, гидрофита среднерослого вербейника обыкновенного и сабельника болотного во 2-м объекте. Превышение РДУ/ЛТС-2004 составило соответственно 3,7; 2,3; 5,2 раза. Наибольшим коэффициентом накопления ¹³⁷Cs характеризовались: роголистник обыкновенный, сабельник болотный, горец земноводный.

Таблица 3. Содержание тяжелых металлов и ¹³⁷Cs в растительных образцах изучаемых объектов Ветковского района

Вид растения, номер объекта	Определяемые показатели				
	мг/кг				Бк/кг
	Медь	Цинк	Свинец	Кадмий	Уд. активность ¹³⁷ Cs
<i>Эутидрофиты, полностью погруженные, неукореняющиеся, взвешенные в толще воды</i>					
Роголистник обыкновенный, 3	3,64 75,52	10,57 859,35	0,0400 1,42	0,0029 0,76	260±49,0 86,67
<i>Аэрогидрофиты среднерослые</i>					
Хвощ полевой, 2	3,59 3,21	7,20 8,0	0,0558 0,09	0,0041 0,08	1384,3±207,6 1,11
Частуха подорожниковая, 3	5,19 2,61	10,42 2,37	0,0523 0,03	0,0045 0,06	15,4±4,5 0,03
Ситняг болотный, 3	3,63 1,82	7,22 1,64	0,0481 0,03	0,0024 0,03	334,5±60,1 0,60
Осока острая, 3	4,16 2,09	7,21 1,64	0,0495 0,03	0,0021 0,03	47,9±11,9 0,09
<i>Аэрогидрофиты высокорослые</i>					
Камыш озерный, 1	3,80 3,19	7,18 8,86	0,0441 0,07	0,0031 0,06	11,3±3,3 0,01
Рогоз широколистный, 2	4,26 2,90	7,20 5,33	0,0549 0,14	0,0042 0,12	259,3±46,6 1,03
<i>Гигрофиты: эутидрофиты среднерослые</i>					
Поручейник широколистный, 3	5,20 3,02	10,28 2,68	0,0394 0,02	0,0032 0,04	56,3±12,6 0,20
Мята полевая, 1	7,33 4,70	10,64 10,43	0,0440 0,10	0,0020 0,03	60,7±15,1 0,55
Вербейник обыкновенный, 2	4,67 4,17	7,56 8,40	0,0418 0,07	0,0031 0,06	870,4±135,6 0,70
Вербейник обыкновенный, 3	5,61 3,26	10,62 2,77	0,0424 0,02	0,0022 0,03	13,0±4,0 0,05
<i>Гигрогелофиты среднерослые</i>					
Полевица побегообразующая, 3	4,36 2,53	7,15 1,86	0,0458 0,02	0,0017 0,02	20,9±6,2 0,07
Поручейник широколистный, 1	4,51 2,89	9,05 8,87	0,0546 0,13	0,0039 0,06	94,5±20,2 0,85
Черда трехраздельная, 1	3,86 2,47	9,94 9,75	0,0451 0,10	0,0027 0,04	122,0±29,0 1,10
Горец земноводный, 1	6,58 4,22	10,70 10,49	0,0516 0,12	0,0023 0,04	179±28 1,61
Аир обыкновенный, 2	5,15 3,50	7,95 5,89	0,0476 0,12	0,0019 0,06	133,4±29,3 0,53
Сабельник болотный, 2	4,09 2,78	7,19 5,33	0,0544 0,14	0,0037 0,11	1928,0±289,0 7,68
Фоновое содержание	3,5	1,41	2,38	0,01	370,0

Примечание: В числителе – содержание элементов, в знаменателе – коэффициент накопления (КН).

Изучение содержания тяжелых металлов в растительных образцах показало, что содержание меди превышало фоновое во всех проанализированных образцах. Наибольшее количество меди наблюдалось у эутидрофита среднерослого мяты полевой и у гидрофита среднерослого горца земноводного, а близкое к фоновому – у эутидрофита, полностью погруженного, неукореняющегося роголистника обыкновенного, аэрогидрофитов среднерослых хвоща полевого, ситника болотного, высокорослого камыша озерного, гигрогелофита среднерослого – череды трехраздельной.

У всех растительных образцов наблюдалось превышение фонового содержания по цинку. Наибольшее содержание цинка, в 6–7 раз больше фонового, отмечено у гидрофита неукореняющегося роголистника, аэрогидрофита среднерослого частухи подорожниковой, эутидрофитов среднерослых поручейника широколистного, мяты полевой, вербейника обыкновенного, гигрогелофита среднерослого горца земноводного.

Анализ результатов содержания свинца и кадмия показал, что во всех растительных образцах не наблюдалось фонового превышения этих элементов и их количество было относительно небольшим.

Ниже приводятся результаты радиологического (табл. 4) и химического (табл. 5) анализов проб воды, почвогрунта и почвы в изученных объектах Чечерского района.

Таблица 4. Радиологический анализ проб воды, почвогрунта и почвы в изучаемых объектах Чечерского района

№ объекта	Определяемые показатели		
	Объемная активность ¹³⁷ Cs, Бк/л		
	В воде	В почвогрунте	В почве
1	<3,0	580,0±90,0	533,0±81,0
2	<3,0	337,0±52,0	227,0±351,0
3	<3,0	56,0±9,0	778,0±118,0
4	<3,0	290,0±43,0	346,0±51,0

Радиологический анализ проб воды в изучаемых объектах Чечерского района показал, что, как и в Ветковском районе, содержание ¹³⁷Cs в воде не превышало установленной нормы. Почвогрунт и почва не отличались высоким накоплением радиоцезия.

Таблица 5. Химический анализ проб воды, почвогрунта и почвы в изучаемых объектах Чечерского района

№ объекта	Вид пробы	Ед. измерения	Определяемые показатели			
			Медь	Цинк	Кадмий	Свинец
1	Вода	мг/л	0,0496	0,0141	0,0052	0,0245
	Почвогрунт	мг/кг	0,43	0,45	0,094	0,78
	Почва	мг/кг	0,32	0,19	0,061	1,59
2	Вода	мг/л	0,0681	0,0156	0,0049	0,0276
	Почвогрунт	мг/кг	1,46	1,94	0,158	2,62
	Почва	мг/кг	0,79	1,04	0,140	2,51
3	Вода	мг/л	0,0558	0,0142	0,0045	0,0341
	Почвогрунт	мг/кг	0,40	0,24	0,080	1,27
	Почва	мг/кг	7,87	3,19	0,203	3,18
4	Вода	мг/л	0,058	0,0149	0,0042	0,041
	Почвогрунт	мг/кг	7,77	3,14	0,194	3,05
	Почва	мг/кг	0,71	0,53	0,045	0,57
ПДК	Вода	мг/л	0,1	0,01	0,005	0,1
ПДК	Почвогрунт	мг/кг	3,0	37,0	0,04	25,0
ПДК	Почва	мг/кг	3,0	37,0	0,04	25,0

Химический анализ проб воды выявил накопление меди выше нормы в 6–9 раз. Во всех пробах почвогрунта и почвы содержание тяжелых металлов не превышало предельно допустимой концентрации.

и 1-м объектах, осока острая и осока лисья в 3-м объекте.

Анализ содержания тяжелых металлов в растительных образцах показал, что во всех экологических группах, за исключением плейстогидрофита укореняющегося кубышки желтой в 1-м объекте, содержание меди превышало фоновое содержание, причем наибольшее накопление обнаружено у аэрогидрофита частухи подорожниковой и сусака зонтичного в 3-м объекте, у плейстогидрофитов укореняющихся кувшинки белой в 4-м и горца земноводного в 3-м, у эуигрофитов среднерослых крапивы двудомной и вербейника обыкновенного, гидрофитов среднерослых репешка обыкновенного и таволги вязолистной.

Содержание цинка в растениях всех выделенных экологических групп превышало фоновое в 7,7–14,0 раз.

Не отмечено фонового превышения по свинцу и кадмию у всех изучаемых растительных образцов.

Заключение

Таким образом, проведенный радиологический анализ проб воды во всех изученных объектах Ветковского и Чечерского районов показал, что содержание радиоцезия не превышало установленной нормы. Почвогрунт и почва не отличались высоким накоплением радиоцезия. Наибольшее содержание ^{137}Cs было в 1-м объекте в почвогрунте и в почве во 2-м объекте только Ветковского района.

Наибольшая удельная активность по ^{137}Cs отмечена у следующих видов растений: хвоща полевого, вербейника обыкновенного, сабельника болотного, осоки острой и осоки лисьей, ситника развесистого, поручейника широколистного, чистеца болотного, горошка мышиного и щавеля густого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьменко М.И. Радиоактивное загрязнение Днепра и его водохранилищ и некоторые мероприятия после аварии на ЧАЭС // Гидробиологический журнал. – 1992. – Т. 28. – № 6. – С. 51–86.
2. Павлютин А.П., Бабицкий В.А. Высшая водная растительность в озере, загрязненном радионуклидами: состав, распределение, запасы и накопление цезия-137 // Гидробиологический журнал. – 1996. – Т. 32. – № 4. – С. 79–86.
3. Садчиков А.П. Гидробиология: Прибрежно-водная растительность. – М.: Академия, 2005. – 240 с.
4. Сапегин Л.М., Дайнеко Н.М., Тимофеев С.Ф. Накопление ^{137}Cs и тяжелых металлов прибрежно-водной растительностью юго-востока республики Беларусь // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. – 2012. – № 2 (19). – С. 57–64.
5. Дайнеко Н.М. и др. Анализ накопления тяжелых металлов и цезия-137 прибрежно-водной растительностью озер поймы р. Днепр Брагинского района Гомельской области, приграничного с территорией Черниговской области (Украина) // Трансграничное сотрудничество в области экологической безопасности и охраны окружающей среды: Матер. II Междунар. науч.-практ. конф. – Гомель: Белгум, 2012. – С. 50–55.

Химический анализ проб воды выявил накопление меди выше ПДК в 6–10 раз. Во всех пробах почвогрунта и почвы содержание тяжелых металлов не превышало ПДК.

Во всех экологических группах в растительных образцах Ветковского района, начиная от эуигрофитов, полностью погруженных, неукореняющихся, взвешенных в толще воды, до гидрофитов среднерослых, содержание свинца и кадмия было гораздо ниже фонового, а меди и цинка – выше фона.

Самый высокий КН меди, цинка, свинца и кадмия среди экологических групп наблюдался у эуигрофитов, полностью погруженных в толщу воды, неукореняющихся. Наибольшее среднее содержание меди и цинка отмечено в группе плейстогидрофитов укореняющихся, свинца – у аэрогидрофитов среднерослых, кадмия – у аэрогидрофитов высокорослых.

Аналогичные особенности накопления тяжелых металлов растениями отмечены и в Чечерском районе. Анализируя среднее содержание тяжелых металлов и коэффициенты их накопления в растительных образцах среди экологических групп, видно, что самое высокое содержание меди и КН отмечалось у эуигрофитов, полностью погруженных, неукореняющихся, взвешенных в толще воды, а наименьшее содержание и КН – у аэрогидрофитов высокорослых. Высокий КН цинка зафиксирован у эуигрофитов, полностью погруженных в воду, а наибольшее его среднее содержание – у эуигрофитов высокорослых. Резкого различия в содержании цинка в растительных образцах между экологическими группами не отмечалось. Наибольший КН свинца и кадмия наблюдался у эуигрофитов и у плейстогидрофитов укореняющихся. Содержание же свинца и кадмия в экологических группах также между собой сильно не отличалось.

6. Шенников А.П. Методика геоботанических исследований лугов и луговых пастбищ // в кн.: Методика полевых геоботанических исследований. – М.; Л.: Наука. 1938. – С. 87–112.
7. Крупномасштабное агрономическое и радиологическое обследование почв сельскохозяйственных угодий Беларуси / науч. ред. академик НАН РБ И.М. Багдевич. – Минск: Бел. изд. Хата, 2001. – 60 с.
8. Дылис Н.В. Программа и методика биогеоценологических исследований. – М.: Наука, 1974. – 404 с.
9. Определитель высших растений Беларуси / под ред. В.И. Парфенова. – Минск: Дизайн ПРО, 1999. – 472 с.
10. Гигиенический норматив 2.6.1.8.–10–2004 «Республиканский допустимый уровень содержания цезия-137 в лекарственно-техническом сырье (РДУ/ЛТС–2004)». Утвержден Постановлением Главного государственного санитарного врача Республики Беларусь 24 декабря 2004, № 152.
11. Высшие водные растения Беларуси: Эколого-биологическая характеристика, использование и охрана / Г.С. Гигевич, Б.П. Власов, Г.В. Вынаев / под общ. ред. Г.С. Гигевич. – Мн.: БГУ, 2001. – 231 с.

Поступила 15.01.2013 г.

*Памяти выдающегося учёного
профессора И.А. Вылцана
посвящается*

ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЦИКЛИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЭКОСИСТЕМ

В.Н. Устинова, И.Г. Устинова, В.Г. Устинов, Н.Н. Стариков

Томский политехнический университет
E-mail: ustinovavn@tpu.ru

Статья посвящена изучению циклического развития экосистем Мира и исследованию синхронного изменения климата. В истории развития геологических систем выявляется цикличность, возобновляемость процессов осадконакопления, тектонической активности и климата. В геологических системах обнаруживаются разнопорядковые циклиты. Чередование пород в них есть смена условий образования осадка и температурного режима. Изменения температур тесно связаны с изменением солнечной активности, изучение которой позволяет выявить в режиме её изменчивости гравитационное влияние на неё планет солнечной системы. Построение трендов изменчивости солнечной активности позволяет уточнить периодичность изменчивости и найти причины вызывающие экстремальные изменения температур. Вероятностно-статистическая параметризация временных последовательностей циклически протекающих явлений в геологии и климатических изменениях позволила установить некоторые близкие закономерности в динамике событий.

Ключевые слова:

Экологическая система, геохронология, геологические циклы, солнечная активность, циклы Хейла и Вольфа, число Вольфа, линия тренда, полиномиальные функции.

Key words:

Ecological system, geochronology, geological cycles, solar activity, Hale and Wolf cycles, Wolf number, trend line, polynomial functions.

Введение

Вероятностно-статистическое моделирование циклически изменяющихся геологических событий и явлений, циклических изменений яркости солнечного излучения и сопутствующих им изменений температур и климата позволили авторам установить закономерности в структуре вариаций температур, получить математические модели трендов для температурной изменчивости и изменчивости солнечной активности. Целью исследований авторов являлось выявить тенденции климатических изменений и получить их вероятностно-статистические модели.

Методы исследований и результаты

Изучение геологических процессов на Земле показывает их цикличность, наличие повторяющихся режимов накопления осадков, периодическое изменение климата. В структуре геологического разреза, в геохронологии каждой локальной территории, — многолетняя миллионная история запечатлена в рисунке геологической формации, в типовой последовательности фаций. Наиболее наглядно эта история проявляется в сочетании литологических единиц осадочного разреза. В теле фации и формации выявляется и устанавливается закономерность в смене типов осадков, изменении режимов осадконакопления, а значит, и климата. Климат циклически изменялся на одной и той же территории [1, 2]. В каждой заданной точке исследований на поверхности Земли можно построить ряд циклического изменения климата от тепла к холоду: во временных циклах разного порядка. Жаркий засушливый климат менялся на влажный,

тропический, затем бореальный, степной, вплоть до холодного. Смена осадков, например, для территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП), где прогнозируемые изменения климата (в мега- и макроциклитах) происходили от бореального до жаркого и засушливого, проявилась в изменении типов осадков, от аллювиальных к склоновым, через озёрные, болотные — к прибрежно-морским. И в длительных циклах, соответствующих формированию осадков всего чехла ЗСП (мегациклит), и в смене типов осадков одной формации (например, для осадков юрской или верхнемеловой систем макроциклит) устанавливается близкая последовательность чередования типов осадков [3]. Что собой представляет эта последовательность? Она есть система вложенных друг в друга сегментов подобной (самоподобной) структуры [2]: череда разномасштабных совокупностей ре- и про-циклитов. Дробность фрагментов может быть какой угодно малой, но структура последовательностей: малых, кратковременных в истории Земли, — согласуется со структурой общего ритма, заданного направленностью формирования циклита, например, мега- и макроуровней [2].

По результатам восстановления палеотемператур, например, в юрском периоде ЗСП [4], при анализе последовательности изменения температурных режимов в интервалах длительностью порядка 3 млн лет, обнаруживается следующая временная изменчивость температурного режима. Средняя годовая температура (°C) на достаточно длительных интервалах геологических событий (в юрско-валанжинском макроритме) изменялась от величины порядка 5 °C, через незначительное понижение

средних температур до $0...3^{\circ}$, с возрастанием, при некоторых колебаниях, до $7...8^{\circ}$ и поднималась до значений $15...17^{\circ}\text{C}$. Близкие изменения наблюдаются и в структуре верхнемеловой формации, характеризующейся близкой направленностью изменения режимов осадконакопления. Изменчивость температур в ритмах имеет близкий характер с некоторой трансформацией типа кривой от макроритма к макроритму [3]. На промежуточных этапах структура ритма обратная, температура от достаточно высоких значений вновь возвращается к низким, но тенденция общего понижения температур преобладает на территории ЗСП и будет обладать до этапа завершения мегаритма.

Как действует выявленный закон изменчивости палеотемператур на достаточно коротких временных интервалах? Каков размер этого интервала? Справедливо, что как в цикличности формирования осадков, так и в климатических, температурных изменениях, можно выявить короткопериодные вариации [3], температурные колебания в которых также должны иметь возвратно-поступательный характер.

Авторы рассмотрели особенность развития возвратно-поступательных температурных изменений на примере одного месяца (октябрь 2008 г.) на территории юго-востока ЗСП. Температурные кривые, приведённые на рис. 1, говорят о том, что средняя температура октября изменялась от $5...6^{\circ}\text{C}$ в начале месяца, достаточно долгое время сохранялась и несколько повысилась – до $8...10^{\circ}$, затем резко понизилась до 0° , опять повысилась и сохранялась на уровне $2...3^{\circ}\text{C}$ до конца октября. При тенденции общего понижения температур, тренд которой лучше определяется ночным характером изменения температур (рис. 2, а), дневная кривая лучше показывает возвратно-поступательный характер изменчивости температур (ярко выраженный период колебаний составляет порядка 7 дней).

Практически на любых временных интервалах мы наблюдаем закономерность температурного

роста или понижения, идентичную выявленной в структуре палеотемпературного режима всего осадочного чехла ЗСП. При плавных изменениях тренда – вариации плавны и часты, при возрастании величины градиента перепадов температур в ритме более длительного характера – возрастает амплитуда колебаний температур и несколько возрастает их период. Функции автокорреляции (АКФ), характеризующие разные условия протекания событий, представлены на рис. 2.

Рассмотрим общую тенденцию изменчивости средних температур в истории развития чехла ЗСП, в структуре мегациклита. Если анализировать крупные этапы, например отделы, длительность которых составляет порядка $6...7$ млн лет [2, 3], в нижнем триасе температура была относительно высокой, осадки формировались как вулканогенные, вулканогенно-осадочные. Средняя годовая температура была порядка 12°C , в верхнем триасе она несколько понизилась и составила 11° . В нижней юре ещё понизилась, в среднем до $5...6^{\circ}$, в средней юре составляла порядка $3...4^{\circ}$, в верхней юре поднималась до 18° , в нижнем мелу составляла 15°C , в верхнем мелу – 4° , в нижнем палеогене – $13...14^{\circ}$, в среднем палеогене 8° , в верхнем палеогене понизилась до 3°C , в нижнем неогене составила $3...4^{\circ}$, в верхнем неогене – 2° , в четвертичное время составляла 5°C . Изменения температуры в структуре устойчивого, повторяющегося ритма показывают развитие температурного режима от средних температур (10°) с существенно низким значением (3°), затем с некоторым повышением средней температуры (18°), плавным спадом до существенно холодных ($2...3^{\circ}$) и формированием плавного температурного подъёма (5°). Какая закономерность выявляется в структуре мегаритма колебания температур? При тенденции роста она долгое время сохраняется (её АКФ близка по форме к представленной на рис. 2, а). В промежуточные эпохи возможны значительные вариации температур и, тем не менее, тенденции, заложившиеся к нарастанию или

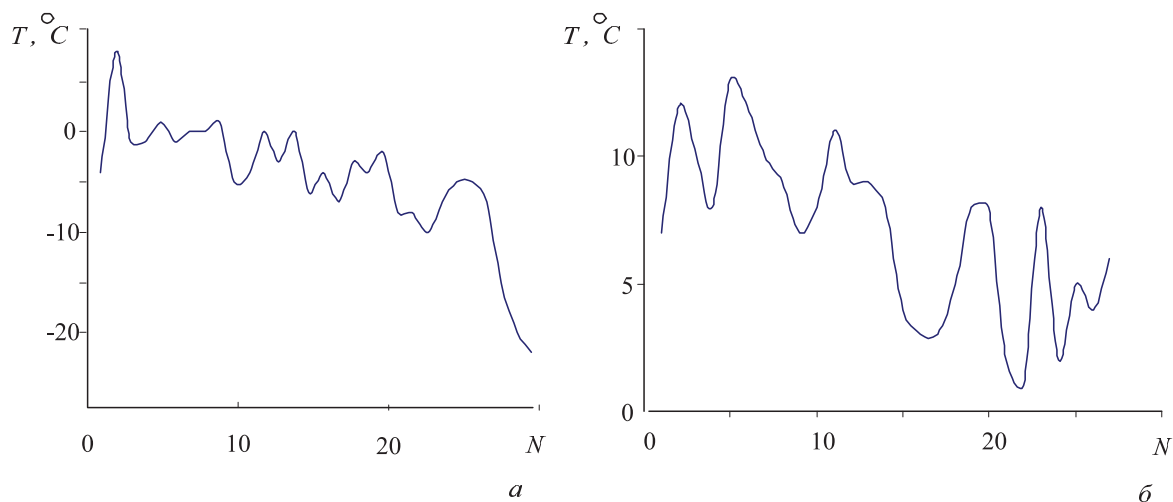


Рис. 1. Средняя суточная температура ($T, ^{\circ}\text{C}$) с 1 по 30 октября 2008 г. на юго-востоке ЗСП: а) в ночное время; б) в дневное время суток (N)

снижению средних температур, являются устойчивыми.

Для современного времени прецедент нарастания температур, вероятно, является закономерной, устойчиво развивающейся тенденцией. Другой вопрос, насколько эта тенденция глобальна? Как она захватывает сопредельные территории? Возможна ли обстановка локального потепления климата, и чем она может определяться? При неизменности полюсов, сохранении условий полярного сжатия и практической неизменности периода вращения Земли, взаимного сочетания и взаимовлияния планет [3], наметилась и осуществляется тенденция потепления климата, на направление повышения указывает закономерность, устанавливаемая в структуре макроритма для территории ЗСП. Однако анализ закономерностей мегаритма говорит об относительной тенденции к устойчивости, вероятно, с некоторым дальнейшим повышением температур в ближайшее время и общим (в мегацикле) понижением температур.

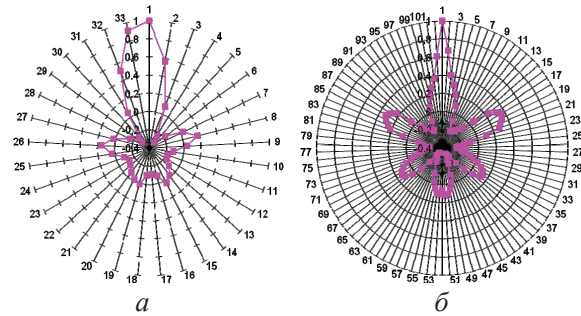


Рис. 2. Автокорреляционные функции температурных вариаций: а) при плавных изменениях тренда; б) при существенных вариациях температурного режима

В чём может состоять внешняя причина потепления. *Во-первых*, наблюдается возрастание активности Солнца не только в 80-ти летнем, но и в 300-летнем цикле. Циклы солнечной активности не случайны, их длительность коррелирует с периодами вращения планет, 12-летний – с периодом вращения Юпитера, 30-летний – с периодом вращения Сатурна, 80-ти летний – с периодом вращения Урана, 300-летний – с периодом вращения Плутона. Некоторые отличия от величин периодов, изменения средних параметров периодов вращения, вероятно, связаны с периодами вращения других планет и спутников планет, обусловлены их взаимным влиянием друг на друга и на Солнце.

Изучение процессов вулканической активизации на поверхности Земли [2, 5] показывает, что вулканическая деятельность коррелирует с интенсивностью солнечной активности. Количество действующих вулканов и мощные катастрофические извержения приходятся на этапы снижения Солнечной активности при тенденции её роста. Приуроченность к участкам спада кривой Солнечной активности объясняется тем, что Земля, поглотив значительное количество тепла в момент активности, отвечает проявлением собственной ак-

тивности на участках некоторого ослабления вспышечного процесса на Солнце и понижения величин межпланетного гравитационного притяжения.

В историческом развитии процессов осадконакопления можно наблюдать, что эпохам потепления, повышения средних температур, отвечают этапы вулканической деятельности на территории, где существенный расход тепла на вулканическую активность, после процессов бурных вулканических выбросов, приводит к похолоданию (оледенению). Этим объясняется резкое понижение температур в поствулканические эпохи. Вероятно, является справедливым связывать повышение вулканической деятельности с возрастанием активности излучения Солнца. С одной стороны, эти процессы – вспышечная активность на Солнце и вулканическая активность на Земле – сами по себе близки: и по характеру проявления, и по форме взрывных объектов [3]. С другой стороны, последовательность их протекания, связь активности с периодами вращения планет солнечной системы говорит о том, что эта активность (например, на Солнце) определяется гравитационным воздействием планет Солнечной системы на активные оболочки Солнца. По облику и последовательности протекания вспышечной активности на Солнце [6] области активизации принадлежат к приэкваториальной зоне. Активизация протекает как направленный процесс по закону Шперера и имеет связный, в виде «бабочкай диаграммы» геометрический облик. Процесс активизации протекает по облику приливных колебаний, которые осуществляются в активной оболочке Солнца фотосфере вследствие приливного влияния планет, в 12-ти летнем цикле – Юпитера.

На поверхности Земли наиболее вероятно процесс вулканической активизации в какой-то мере связан с энергетической активностью Солнца, в какой-то мере – с влиянием притяжения планет. Максимальная величина приливной силы обусловлена притяжением Луны, Солнца. Воздействия Солнца и Луны относительно постоянны, однако, как мы видим из длительной истории жизни планеты Земля, интенсификация вулканической деятельности имеет эпизодический характер [4]. Глобальная возмущённость, с колоссальным повышением вулканической активности, когда существенно изменяется величина средней температуры воздуха на планете, связана с изменением активности Солнца и вероятно на этапах резкого изменения его гравитационного влияния. В условиях завершения мегаритма, в северном сегменте Земли, бурная вулканическая деятельность маловероятна. Но малоамплитудные колебания поверхности и некоторые изменения температур вследствие этого влияния возможны. В структуре колебаний Солнца обнаруживается мода колебания, характеризующаяся изменением объёма Солнца [3], выявлены вариации радиуса Солнца с его уменьшением до 5 км. Эти колебания связаны с гравитационным влиянием планет. При уменьшении активности, в том чи-

сле, уменьшается и радиус Солнца и в свою очередь интенсивность его влияния на Землю.

Глобальные перестройки в структуре вещества Солнца и тектонических процессах на Земле связаны с влиянием Юпитера и Нептуна. Максимально уменьшается приливное влияние планет, когда они удаляются от Солнца, максимально увеличивается при приближении к Солнцу. Максимальное приливное влияние Юпитера усиливается соединением с Сатурном, практически трижды за период обращения Юпитера, с Ураном – практически 7 раз. Влияние Нептуна и Плутона, вероятно, формируют 300-летний период изменения Солнечной активности. Плутон в соединении с Нептуном и Ураном в настоящее время обуславливают потепление. Их влияние на Солнце увеличивает объём активной области Солнца, возрастает радиус Солнца в его экваториальной области, а значит, усиливается приливное воздействие на Землю, что приводит к росту амплитуд приливных движений в оболочках Земли.

Человечество не обладает точными знаниями об орбите Нептуна, даже о его траектории мы можем судить косвенно по той же кривой активности Солнца. К сожалению и эта кривая не достаточно точная и характеризует активность Солнца в величинах числа Вольфа (W) с относительно высокой степенью точности измерений только порядка 1000 лет. И эти измерения в большей части, пожалуй, не достаточно точны. Тем не менее, в кривой активности Солнца выявляются и трёхсотлетние циклы [6]. В этом цикле активность Солнца продолжает нарастать. На интервале кривой 300-летнего цикла кривая активности не достигла максимума.

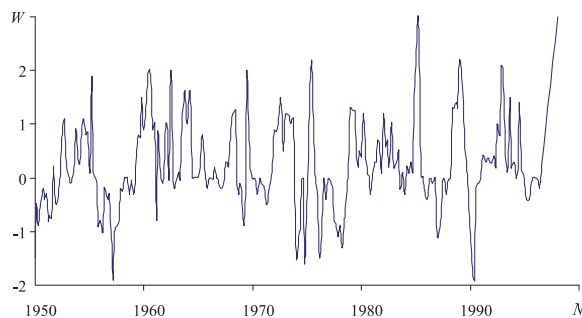


Рис. 3. Индексы солнечной активности (W , в усл. ед.) с 1950 г. (N)

Сглаживание кривой (рис. 3) с радиусом 50 точек (временной интервал – 3 года) позволяет увидеть в кривой 22-х летние [3] циклы Хейла (рис. 4) – с близким характером ритма и повторяемостью локальных максимумов и минимумов на кривых роста солнечной активности.

Сглаживание кривой солнечной активности (рис. 3) по 260 точкам (временной интервал – 8 лет) позволило выявить 80-летний тренд солнечной активности (рис. 5) с непрерывным нарастанием светимости Солнца и выбросов плазмы [6].

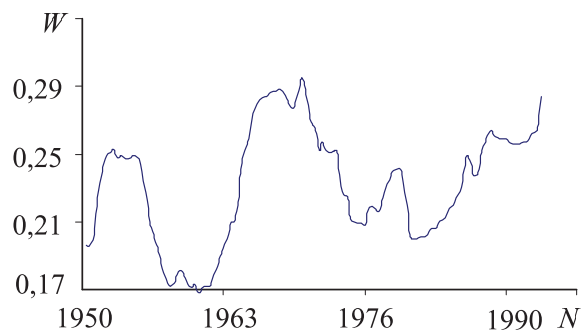


Рис. 4. Индексы солнечной активности (W , в усл. ед.) при сглаживании кривой на рис. 3, N – с 1950 г.

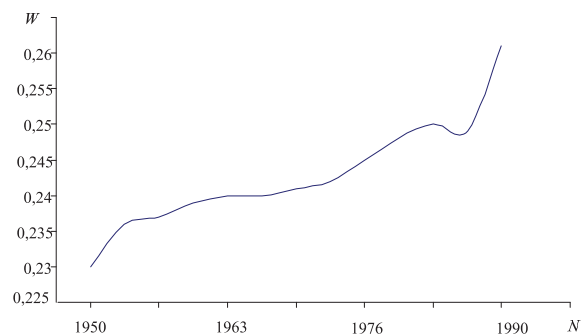


Рис. 5. Индексы солнечной активности (W , в усл. ед.) при сглаживании кривой на рис. 3, N – с 1950 г.

Авторами получен тренд, наилучшим образом описывающий тенденцию изменчивости солнечной активности в настоящий 80-ти летний цикл солнечной активности. Результаты расчётов показали хорошую сходимость с результатами осреднения, они характеризуют процесс температурной глобальной изменчивости как закономерно нарастающий при аппроксимации кривой активности трендом в виде полинома десятой степени (рис. 6):

$$Y = 9,60891 \cdot 10^{10} - 1,56001 \cdot 10^8 x + 47907,8 x^2 + 30,0255 x^3 - 0,00512441 x^4 - 8,57784 \cdot 10^{-6} x^5 - 1,29053 \cdot 10^{-9} x^6 + 1,98428 \cdot 10^{-12} x^7 + 8,06442 \cdot 10^{-16} x^8 - 6,78605 \cdot 10^{-19} x^9 + 1,07579 \cdot 10^{-22} x^{10}$$

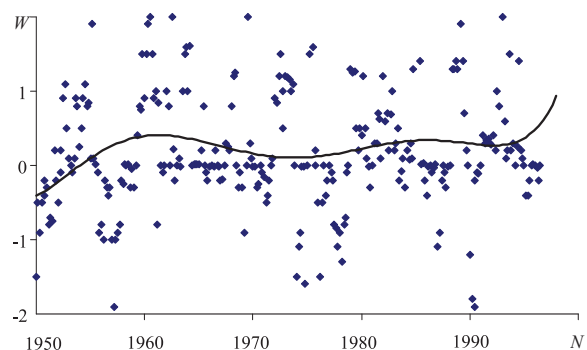


Рис. 6. Аппроксимация кривой солнечной активности (W , в усл. ед.) полиномом десятой степени, N – с 1950 г.

Закон распределения солнечной активности в виде пространственной диаграммы (рис. 7) показывает три глобальных максимума в 3D спектре распределения активности (сатурнианские экстремумы).

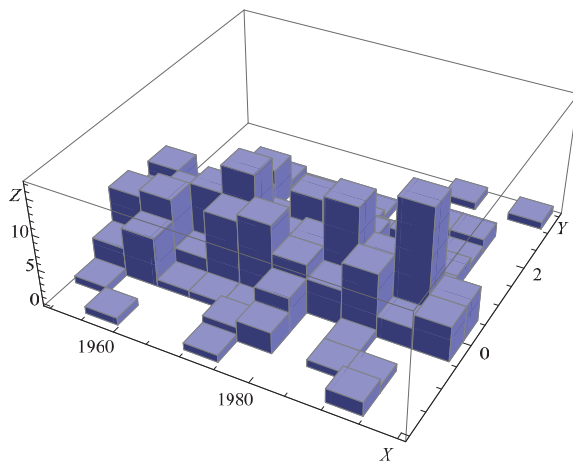


Рис. 7. Пространственная гистограмма солнечной активности с 1950 г. – по оси X, по оси Y – индексы солнечной активности, по оси Z – частота встречаемости индекса активности в интервале времени 5 лет

В пространственном поведении экстремумов активности можно увидеть важную особенность активизационного процесса на Солнце, заключающуюся в нарастании величин экстремумов при возрастании градиента роста вспыхивающей интенсивности (1980–2000 гг.), уменьшении размеров вторичных всплесков (более высокочастотных) и слабой интенсивности, и большей осложнённости мелкими аномальными всплесками активности – на этапах некоторой стабилизации активизации (слабого или незначительного роста вспыхивающей кривой). Аппроксимация вспыхивающего процесса на интервалах циклов Вольфа (рис. 8–10) выполнена с использованием полиномиальных функций. Она показала общую тенденцию к сохранению роста солнечной активности. Систематическая составляющая в циклах описывается АКФ, представленной на рис. 2, а.

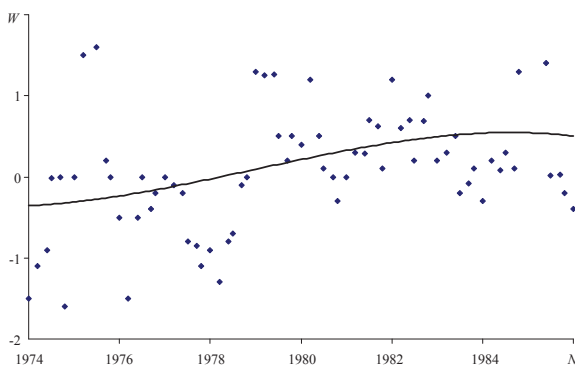


Рис. 8. Аппроксимация кривой солнечной активности (W, в усл. ед.) на временном интервале (N) 1974–1986 гг. полиномом третьей степени

Линия тренда солнечной активности на интервале 1974–1986 гг. (рис. 8) получена при аппроксимации кривой полиномом третьей степени:

$$Y=4,28049 \cdot 10^7 - 64854,8 x + 32,7542 x^2 - 0,00551405 x^3.$$

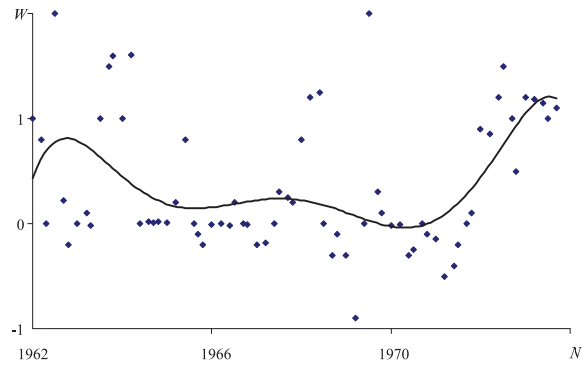


Рис. 9. Аппроксимация кривой солнечной активности (W, в усл. ед.) на временном интервале (N) 1962–1974 гг. полиномом десятой степени

Линия тренда солнечной активности на интервале 1962–1974 гг. (рис. 9) получена при аппроксимации кривой полиномом десятой степени:

$$Y=467366-929,568 x-0,237808 x^2+0,000124089 x^3+1,49679 \cdot 10^{-7} x^4+7,36322 \cdot 10^{-11} x^5+1,12175 \cdot 10^{-14} x^6-1,46466 \cdot 10^{-17} x^7-1,52535 \cdot 10^{-20} x^8-5,69031 \cdot 10^{-24} x^9+4,4674 \cdot 10^{-27} x^{10}.$$

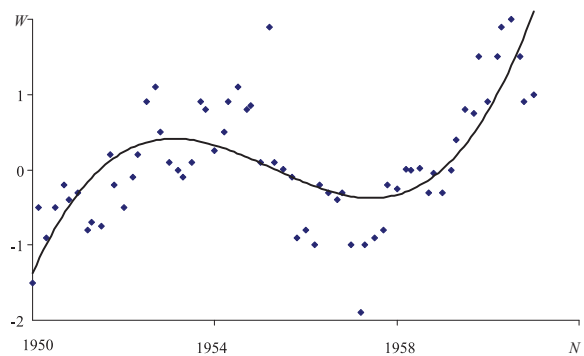


Рис. 10. Аппроксимация кривой солнечной активности (W, в усл. ед.) на временном интервале (N) 1950–1961 гг. полиномом третьей степени

Линия тренда солнечной активности на интервале 1950–1961 гг. (рис. 10) получена при аппроксимации кривой полиномом третьей степени:

$$Y=-1,45519 \cdot 10^8 + 223273 x - 114,19 x^2 + 0,019467 x^3.$$

Так, в изменении температурного режима на Земле наблюдается цикличность мега-, макро-, мезо- и элементарного уровня. Исследованные авторами особенности смены температурного режима в юрское, меловое время, в неогее и палеогее на территории ЗСП показали, что эпохи похолодания закономерно сменяют эпохи потепления и наоборот. Тенденция потепления в настоящее время тесно связана с изменением солнечной активности. При продолжающемся росте солнечной активности другие процессы, как, например, техногенные, приводят к локальным изменениям в геоклиматических явлениях и увеличивают их неустойчивость. За период с 1950 г. до настоящего времени наблюдается увеличение среднегодовых температур в

среднем на 0,5 °С в год. В настоящее время производственно-технический потенциал, наращиваемый человечеством, осуществляется в условиях несоблюдения природного баланса. Основные тенденции, неблагоприятно влияющие на состояние климата и геоэкологическое состояние планеты Земля, – это отсутствие рекультивационных мероприятий по завершении добычи полезных ископаемых: трубки взрыва зияют гигантскими впадинами; после добычи угля, железа, цеолитов и многого другого сырья огромные территории теряют первоначальную структуру, почву, растительный слой; добыча нефти сопровождается изменением всего чехла платформ. К существенным изменениям приводит переработка радиоактивного сырья. В силу высокой активности радионуклидов в точках их аномальной концентрации температура повышается. Колоссальный вред наносят природе свалки. Окисление любых видов отходов на поверхности Земли повышает температуру. Путь к нивелированию негативных воздействий не только в снижении выбросов CO₂, но и в широкомасштаб-

ных рекультивациях, озеленении, массовой вторичной переработке сырья.

Выводы

Геологические, тектонические, климатические явления на Земле протекают циклически. Изучение геологических циклов позволило выявить и установить особенности повторяемости и динамику протекания повторяющихся событий и соответствующие им тенденции изменения температуры и климата. Доступны для непосредственного изучения солнечные циклы, вероятностно-статистические характеристики которых позволили авторам установить особенности динамики взрывных процессов на Солнце, показать близкий характер ритма температурных и взрывных событий, подтвердить неуклонное нарастание температур. Рост активности Солнца сохранит в ближайшее время тенденцию к потеплению климата, строже должны стать меры по охране окружающей среды и снижению температурного прессинга, связанного с жизнедеятельностью человека.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабури́н В.Л. Цикло-генетические закономерности эволюции территориальных систем (на примере России) // Вестник МГУ. – 2003. – Сер. 5. – № 1. – С. 3–8.
2. Устинова В.Н., Вышцан И.А. Циклы в геологии // Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2004. – № 3. – С. 58–64.
3. Селивёрстов Ю.П. Ритмы окружающего мира и их отражение в географической оболочке // Известия Российского географического общества. – 1998. – Т. 130. – Вып. 6. – С. 52–58.
4. Kearey Ph. Dictionary of Geology. 2nd ed. – London; NY: Penguin Reference, 2001. – 123 p.
5. Берри Б.Л. Спектр солнечной системы и модели геофизических процессов // Геофизика. – 2006. – № 3. – С. 64–68.
6. Веселовский И.С. Изучение Солнца с обсерватории «SOHO» // Земля и Вселенная. – 2003. – С. 3–14.

Поступила 26.01.2013 г.

Проблемы подготовки кадров

УДК 55-057.4:658.562.012.7

ГЕОНАУКИ: ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕДУРЫ АККРЕДИТАЦИИ, СЕРТИФИКАЦИИ И ЛИЦЕНЗИРОВАНИЯ В РАЗВИТЫХ СТРАНАХ

А.К. Мазуров, Л.М. Болсуновская

Томский политехнический университет

E-mail: akm@tpu.ru

Изучен опыт и описана система аккредитации, сертификации и лицензирования специалистов геологического профиля в развитых странах (США, Канада, Австралия, Великобритания). Сделаны выводы о том, что система сертификации, лицензирования и аккредитации в области геонаук в России может служить гарантией качества как на национальном, так и на международном уровнях.

Ключевые слова:

Геонауки, аккредитация, сертификация, лицензирование.

Key words:

Geosciences, accreditation, certification, licensure.

Введение

Глобализация мировой экономики приводит к изменению требований, предъявляемых к квалифицированным специалистам любой области. При приеме на работу отделы по набору персонала в первую очередь обращают внимание на уровень и качество образования человека, претендующего на определенную должность. В мире существует разнообразные подходы к организации учебного процесса и оценке качества образования, но в последние годы все большее число университетов, институтов и других образовательных учреждений начали проходить аккредитацию по международным стандартам; выпускники стремятся получить сертификаты о владении достаточными знаниями и умениями, чтобы затем устроиться на престижную работу. В связи с этим важно правильно понять новые требования государства и профессионального сообщества к содержанию технического образования. «Во многих экономически развитых странах (США, Великобритания, Япония, Канада и др.) в постановке задач высшей школе по подготовке инженеров для различных отраслей промышленности принимает активное участие профессиональное сообщество. И именно профессиональное сообщество участвует в оценке качества высшего образования и подготовки специалистов к инженерной деятельности через механизм аккредитации обра-

зовательных программ» [1]. Авторы считают, что необходимо обеспечить соответствие российских образовательных программ международным требованиям в области геонаук, поскольку на сегодняшний день подобные процедуры не функционируют в полном масштабе, а значит, образовательные программы в геологической отрасли не могут быть конкурентоспособными на мировом рынке образовательных услуг.

Вопросы качества образования всегда находятся в сфере активных научных изысканий как российских, так и зарубежных ученых. Так, вопросами определения понятия «качества образования» занимались С.М. Вишняков, В.А. Кальней, Е.И. Огарев, В.Г. Онушкин, В.М. Полонский, В.П. Суханов, С.Е. Шишов и др.; вопросами управления качеством образования в вузе – Н.Г. Багаутдинова, Дж. Вест, А.В. Дружкин, В.А. Качалов, Е.А. Неретина, Т.А. Салимова, Дж.Д. Цикалс, Ч.А. Чинфрани и др.; вопросами аккредитации образовательных программ и развития инженерного образования – Ю.С. Аврамов, Д. Аугусти, О.В. Боев, К. Борри, В. Брикола, Н.П. Калашников, Ф. Маффиоли, С.Б. Могильницкий, В.П. Попов, Ю.П. Похолков, Г. Хайтман, А.И. Чучалин и др.

Однако, несмотря на особое внимание к вопросам оценки качества образовательных услуг, многие аспекты обеспечения подготовки специали-

стов, в частности в области геологических наук, требуют дополнительных исследований. Кроме того, по данному вопросу сложились следующие противоречия:

- между существующим содержанием образовательных программ и уровнем подготовки специалистов в области техники и технологий, с одной стороны, и новыми требованиями производства в условиях глобализации рыночной экономики и интернационализации инженерной профессии, с другой;
- между необходимостью обеспечения высокого качества подготовки специалистов в области техники и технологий и недостаточной разработанностью механизмов воздействия профессионального сообщества на качество подготовки специалистов [1].

Данные противоречия вызвали интерес к тому, как организованы процессы аккредитации, лицензирования и сертификации образовательных геопрограмм в развитых странах и какой опыт можно применить к российской действительности, поэтому предлагаем рассмотреть систему получения сертификатов и лицензий инженерами, а также прохождения аккредитации в геологической отрасли учебными заведениями на примере таких стран, как США, Канада и Великобритания.

Стоит отметить, что термины «аккредитация», «сертификация» и «лицензирование» обозначают смежную область – это процесс подтверждения соответствия чего-либо неким стандартам. В системе образования термины «аккредитация» и «лицензирование» употребляются по отношению к учебным заведениям, программам, курсам. Сертификат, лицензия могут быть получены определенным лицом, желающим повысить либо подтвердить квалификацию.

Далее проанализируем сущность каждого термина и его функционирование в образовательной среде развитых стран.

Процедуры аккредитации, лицензирования и сертификации в США

Аккредитация – это признание независимым экспертным сообществом качества предоставляемых образовательных программ на соискание степени бакалавра и магистра. В США в процесс аккредитации вовлекаются как правительственные, так и неправительственные организации – агентства по аккредитации. Подобные агентства разрабатывают критерии и осуществляют оценку учреждений образования, чтобы установить, действительно ли выполняются заявленные критерии. США не имеют единого государственного органа власти, осуществляющего контроль над учреждениями высшего образования кроме Федерального Департамента образования США. Данный департамент не занимается аккредитацией, но публикует список агентств, имеющих право осуществлять данную процедуру [2].

Лицензирование – это официальная процедура, а лицензия – это юридический документ, подтвер-

ждающий профессиональную квалификацию специалиста. С целью лицензирования в США сформирована «Национальная Ассоциация Геологических Организаций», в задачи которой входит выработка системы стандартов в области геологического изучения недр, устройство геологов на работу в различные компании и проведение письменного экзамена в 30 из 50 штатов для получения государственной лицензии. «Ассоциация» предоставляет ряд привилегий следующим категориям работников:

- государственным, муниципальным и федеральным сотрудникам;
- инженерам;
- преподавательскому и научно-исследовательскому составу;
- организациям, занимающимся поиском и разведкой, частным организациям.

Лицензия в геологической области дает право ее обладателю на ведение деятельности, связанной с добычей полезных ископаемых. Лицензирование является законным актом, способствующим профессиональной конкуренции специалистов смежных отраслей.

Сертификация – признание навыков и умений, которые человек развил или получил в процессе своего обучения в университете. Выделяются следующие критерии для получения сертификата:

- наличие степени бакалавра (или более высокой) в области геологии;
- минимальный опыт работы;
- рекомендации с предыдущих мест работы;
- отзывы коллег по работе;
- соблюдение правил этики.

Сертификаты выдаются негосударственными агентствами, как, например, сертификат дипломированного геолога-профессионала или сертификат дипломированного геолога-нефтяника, геолога-геофизика. Кроме того, сертификаты могут выдаваться образовательными учреждениями, например, Технологический университет штата Мичиган выдает сертификаты по Разработке месторождений, безопасности и здоровью [3]. Таким образом, это особый документ, предполагающий различную степень признания другими агентствами, государственными и т. д.

При рассмотрении перспектив подготовки бакалавра становятся очевидными определённые трудности в оценке качества подготовки и навыков выпускников. Именно по этой причине на сегодняшний день существует множество программ бакалаврской подготовки, которые не отвечают единым стандартам, предъявляемым к высшему образованию.

Так, в Технологическом университете Мичигана существуют две программы, подготавливающие специалистов-геологов. Одна включает 9 специальных курсов по геологии (общая, историческая, структурная, минералогия, седиментология или стратиграфия, геоморфология и 3 других курса по геологии на выбор), один курс по химии и один по естествознанию или математике. По окончании эт-

их курсов студент получает сертификат геолога, однако его не достаточно, чтобы получить работу или поступить в аспирантуру. Существует иной вид программы, в которую входит больше курсов по геологии, включая полевую практику, геофизику, выпускной проект, 3 семестра дифференциального исчисления, 2 семестра физики, возможно интегральное исчисление и 1 семестр химии, но по её окончании также выдается сертификат по геологии.

Подобное разнообразие программ усложняет оценку качества образования и уровня подготовки, который предоставляется студенту. Это послужило поводом для геологического сообщества выдвинуть предположение о том, что аккредитация поможет решить эти сложности. В 2007–2008 гг. Американское геологическое общество (Geological Society of America) провело опрос среди работников университетов, поддерживают ли они официальную аккредитацию академических программ. Мнения разделились: 51 % – «нет» и 49 % – «да». В 2008 г. были опрошены представители всех секторов геологической службы занятости, которым был задан тот же вопрос. В результате было выявлено, что 80 % респондентов высказались за официальную аккредитацию академических программ. Таким образом, Американское геологическое общество пришло к выводу о необходимости разработки системы аккредитации и предложило Американскому Институту геологических наук (American Institute of Geology) быть координатором данной разработки. AGI является представителем организаций в области геофизических исследований и ведущим учреждением разработки системы аккредитации. Впоследствии 9 других сообществ обратились к GSA с просьбой, чтобы AGI возглавил мониторинг подобных программ. Однако было выявлено, что процесс аккредитации может препятствовать согласованию учебных планов подразделений университетов с внешними предписанными стандартами. Кроме того, на преддипломном уровне ни студенты, ни факультеты, ни сообщество не видят преимуществ от аккредитации.

Для решения этой проблемы специалисты предложили два пути. В первом случае предполагалось начать с определения идей и концепций, характеризующих образовательный ценз геонауки и опубликования данных на сайте Earth Science Literacy Initiative [3], во втором – с разработки неаккредитационных стандартов, включающих полезные идеи, навыки и методики достижения позитивного результата обучения.

Чтобы иметь четкое представление об аккредитации, необходимо рассмотреть процесс организации данной процедуры. Прежде всего, необходимо отметить, что в США программы по геонаукам не аккредитуются, аккредитацию проходят только образовательные учреждения. Инженерные программы по таким направлениям подготовки, как геология, добыча горных пород и нефтегазовое дело, подлежат обязательной аккредитации, программы по изучению атмосферы аккредитуются отдельно.

Для других дисциплин существуют разнообразные процедуры аккредитации.

Для получения вакансии по специальности инженеру необходимо иметь лицензию на ведение профессиональной деятельности. Одним из условий получения такого разрешения является образование, удовлетворяющее определенным стандартам. Стандарты определяются профессиональными обществами и гарантированы аккредитованной академической программой. Для инженеров-геологов стандарты определяются Обществом разведки и добычи природных ресурсов (Society of Mineral Exploration – SME). В обязанности Совета по аккредитации в области техники и технологий входит оценка образовательных программ и составление отчетов, включающих анализ различных аспектов этих программ. Инспектор Совета по аккредитации посещает сайт университета, в котором была аккредитована программа, каждые 6 месяцев. Требования устанавливаются профессиональными ассоциациями и регулярно обновляются, а именно каждый год, и требования к подготовке студентов основываются на ожидаемом результате, а не на исходных данных. На основании этих требований студенты должны овладеть определенными навыками и умениями.

Выделяются следующие критерии, по которым оцениваются инженерные программы:

- 1) задачи образовательной программы;
- 2) контингент студентов;
- 3) результат обучения студентов;
- 4) постоянный прогресс в обучении;
- 5) структура, содержание и временной ресурс программы;
- 6) профессорско-преподавательский состав;
- 7) материально-техническое обеспечение;
- 8) институциональные средства.

Представленные общие требования относятся ко всем инженерным программам вообще, но, кроме того, существуют требования к специальным геологическим инженерным программам. Данные требования были разработаны инженерами-геологами (Общество специалистов в области горной промышленности, металлургии и разведки полезных ископаемых), в соответствии с ними выпускники, обучающиеся по этой программе, должны обладать следующими умениями и навыками: а) применять основы математики, физики и химии в решении инженерных геологических задач; б) обладать достаточным профессиональным уровнем в области геологии для решения вопросов, касающихся геологических процессов и идентификации минералов и горных пород; в) уметь решать геологические задачи в 3D и 4D форматах; г) обладать достаточными знаниями в области машиноведения, математической статистики, сопротивления материалов и геомеханики; д) применять законы геологии, основы геофизики, геологические и инженерные методы при проведении полевых работ; е) обладать инженерными знаниями проектирования с целью решения многочисленных геологических задач; ж) уметь прогнозировать воздействие

строительства, проведения поисково-разведочных работ, разработки месторождения и добычи природных ресурсов и последующих восстановительных работ на окружающую среду; планировать отведение сточных вод и другие мероприятия, заложенные в задачах программы.

Итак, рассмотрев процесс аккредитации в США, мы видим, что в Соединенных Штатах функционирует скорее не аккредитационная, а классификационная система для бакалаврских программ и для любых образовательных программы, подлежащих стандартизации. В связи с этим очевидно, что должен быть разработан широкий спектр классификаций в форме матрицы, а не в линейном представлении. Многочисленные университетские программы могут быть классифицированы по отдельности, акцентируя определенные навыки и умения, необходимые для конкретной специальности.

Сегодня в США существует классификационный комитет Ad Hoc (Ad Hoc Classification Committee), возглавляемый недавно сформированным Комитетом Американского геологического института, в который входят 20 членов Американского Института геологических наук (AGI), профессионалов и студентов, имеющих опыт работы по различным дисциплинам.

Таким образом, некоторые агентства, как, например, агентство Американского Института геологических наук, рассматривают заявки на определенную классификацию. Ведомство Американского геологического института рецензирует заявку и может запросить дополнительную информацию. Заявка может быть принята на 5 лет или отклонена с комментариями и предложениями другой классификации, что может служить основой для совершенствования исходной программы.

Интересно рассмотреть еще один вариант данной процедуры, когда факультеты (кафедры) могут использовать классификацию программ как средство для достижения своей цели, доказывая администрации, что их программа классифицируется (X), но в образовательный процесс целесообразно добавить программу (Y) и получить поддержку со стороны властей. В этом случае студенты лучше понимают траекторию обучения и дальнейшую профессиональную ориентацию.

В таком контексте можно сформулировать проблемы, которые могут возникнуть при разработке классификации программ, связанные, прежде всего, с трудностью обеспечить логически последовательную совокупность классификаций программ широкого спектра специальностей. Другой проблемой может оказаться сложность в выстраивании взаимодействия на разных уровнях – администрации, факультетов (кафедр) и их руководства.

Процедуры аккредитации, лицензирования и сертификации в Великобритании

Европейская Геологическая Ассоциация с центральным офисом в Великобритании [4] изначально создавалась для лицензирования профессиона-

лов, работающих в Европейских странах. Основное отличие процедуры лицензирования в странах Европы от подобной процедуры в США состоит в отсутствии письменного экзамена.

Критерии сертификации, проводимой в Великобритании, следующие:

- наличие степени бакалавра (или более высокой) в области геологии;
- опыт работы;
- рекомендации с предыдущих мест работы;
- отзывы коллег по работе;
- соблюдение правил этики.

С 1997 г. в Великобритании ведётся аккредитация базовых образовательных программ [5], а с 2007 г. запущена схема аккредитации для магистерских программ. В настоящее время существует уже более 140 программ в Великобритании, а также в Вест-Индии, регионах Ближнего и Дальнего Востока. Другими словами, действующий рынок аккредитационных услуг достаточно насыщен.

Аккредитация проводится комиссией, состоящей из представителей академической науки и производства, состав комитета размещается на сайте геологического общества [6]. Для работы комиссии привлекается не менее 5 работников научной и производственной сферы для оценки и рассмотрения заявок. В связи с тем, что процедура предполагает вовлечение и работников образования, и промышленности, существует тесная связь между процессом обучения и его результатами. Утверждается сама программа, а не оценка качества подготовки студента.

По своей сути процесс аккредитации – своеобразный диалог между учреждением, желающим ее пройти, и органом, рассматривающим заявку. Сначала подаётся заявка на проведение процедуры, она рассматривается экспертами, и в случае наличия каких-либо недостатков предложение отклоняется и отправляется на доработку, затем принимается вновь. Такая процедура нацелена на разработку более эффективной программы обучения. Практически все «классические» образовательные программы в области геологических наук в Великобритании прошли процедуру аккредитации. Список аккредитованных образовательных программ на соискание степени бакалавра можно найти на сайте [7].

Основопологающим фактором для аккредитации магистерских образовательных программ является формирование у студента профессиональных навыков, необходимых для ведения геологической деятельности. Список аккредитованных образовательных программ на соискание степени магистра также размещён на сайте [7].

При подаче персональной заявки на сертификацию требуется подтвердить все необходимые компетенции на собеседовании и экзамене общей продолжительностью около 2 часов. Сертификация нужна специалисту для продолжения карьеры в области геологических наук. Первый сертификат выдаётся на 5 лет, затем он может быть возобно-

влён или обновлён. Для сертификации предполагается минимум требований или необходимых навыков, а формирование профессиональных знаний — это обязанность университета.

Все университеты Великобритании должны периодически проходить процедуру внешней оценки. При наличии изменений в программе и даже при отсутствии таковых в совет по Аккредитации представляется отчёт о корректировке программы. В случае внесения изменений в программу университета любые модификации должны быть обоснованы и согласованы с требованиями Аккредитационного совета. Такое требование вызвано тем фактом, что процедура аккредитации даёт гарантию получения определенных знаний студентом в ходе обучения по аккредитованной образовательной программе.

Образовательные услуги, предоставляемые в Великобритании другими зарубежными образовательными учреждениями, четко соотносятся с требованиями, предъявляемыми к вузам Великобритании. Агентство по контролю образовательной деятельности проводит сопоставительный анализ показателей, с которыми можно ознакомиться на сайте геологического общества в директории «Аккредитация» [7].

Процедуры аккредитации, лицензирования и сертификации в Канаде

Далее обратимся к опыту Канады в сфере аккредитации образовательных программ. Канада, по сравнению с США, имеет меньше юрисдикций: только одиннадцати из тринадцати территориальных округов предоставлено право лицензирования. В соответствии с нормативно-правовыми актами Канады в 11-ти из 13-ти провинций деятельность физических лиц в области геологического изучения недр ограничена: Альберта, Британская Колумбия, Манитоба, Нью-Брансуик, Ньюфаундленд, Северо-Западные территории, Нунавут, Новая Шотландия, Онтарио, Квебек, Саскачеван (исключение: остров принца Эдуарда и Юкон). В настоящее время более 6500 геологов Канады получили официальное разрешение на проведение геологических работ.

С целью проведения процедуры аккредитации геологического образования был создан Канадский Совет профессионалов в области геологических наук для содействия юридической аккредитации профессионалов на территории одной страны и для ведения профессиональной деятельности в другой стране. Функционирование данной организации привело к необходимости принятия соглашения всех провинций Канады, унифицирующего критерии аккредитации на территории всего государства. Результатом явилось упрощение процедуры аккредитации по сравнению с подобными процессами в США, где требования к аккредитации профессионалов существенно варьируются.

Канадский Совет профессионалов в области геологических наук совершенствует стандарты и проводит квалификационный отбор технических

специалистов и инженеров в области разработки месторождений, находит признание организаций внутри страны и за её пределами, чья сертификация и требования соответствуют национальным стандартам (NI) 43–101 по добыче нефти и газа.

Процедуры аккредитации, лицензирования и сертификации в России

В России целью государственной аккредитации образовательного учреждения является установление его государственного статуса (типа, вида, категории), подтверждение уровня реализуемых образовательных программ и их направленности, а также соответствия содержания и качества подготовки выпускников образовательных учреждений федеральным государственным образовательным стандартам и требованиям [8].

Национальная система общественно-профессиональной аккредитации образовательных программ в области техники и технологий в настоящее время создается в результате деятельности Ассоциации инженерного образования России (АИОР). АИОР был учтен мировой опыт разработки критериев и процедур аккредитации образовательных программ. Считаю необходимым применить накопленный ассоциацией опыт для создания объединения, которое будет заниматься аккредитацией образовательных программ в геонауках.

Лицензирование образовательной деятельности осуществляется в соответствии с Законом Российской Федерации от 10.07.1992 № 3266-1 «Об образовании», Федеральным законом от 04.05.2011 № 99-ФЗ «О лицензировании отдельных видов деятельности». Лицензирование образовательной деятельности в отношении высших учебных заведений осуществляет Рособрнадор.

Фундаментом сертификации служат профессиональные стандарты. Образовательные стандарты могут использоваться только в том случае, если они базируются на профессиональных стандартах и полностью отражают требования сферы труда. К сожалению, Федеральные Государственные Стандарты третьего поколения таковыми не являются, и, следовательно, не могут быть использованы при формировании содержания диагностических материалов для системы сертификации. Далее, как известно, профессиональные стандарты позволяют сформировать прозрачную и преемственную типологию дипломов и сертификатов. Вряд ли кто-то будет отрицать, что образовательные стандарты не могут охватить все требования профессиональных стандартов, что связано с ограниченностью сроков освоения профессиональных образовательных программ. Более того, многие трудовые функции, требования к которым отражены в профессиональных стандартах, могут быть освоены только в процессе трудовой деятельности в рамках непрерывного обучения.

Сертификаты профессиональной квалификации не дублируют дипломы о профессиональном образовании — они предназначены для признания и

подтверждения соответствия компетенций граждан требованиям профессиональных стандартов. Важно подчеркнуть, что системы сертификации программ по изучению геологических наук должна быть разработана исходя из реальных потребностей рынка труда в квалификациях. «Оптом» для квалификаций всех уровней и областей профессиональной деятельности системы сертификации не должны разрабатываться, хотя такие попытки уже можно наблюдать в России. Следует также указать на сложность и затратность институционализации системы сертификации, необходимость подготовки кадров для этой системы и на необходимость принятия соответствующих нормативных документов.

Заключение

Современный рынок труда предъявляет серьезные требования к выпускнику ВУЗа. «Под инженером XXI-го века мы понимаем мультидисциплинарного специалиста, способного выполнять сложные расчеты на стыке дисциплин, интегрировать новейшие научные разработки и производство, генерировать новые работающие идеи и концепции. Этот специалист также должен в перспективе продуктивно действовать в проектной среде, демонстрируя развитые компетенции по управлению содержанием, сроками, стоимостью и рисками проекта, основными техническими решениями, быть способным выработать концептуальные проектные решения и специальные технические условия» [9]. Для того чтобы соответствовать таким высоким требованиям к качеству образования необходимо привести в соответствие образовательные программы в области геонаук в соответствии с нуждами работодателя. Аккредитация, лицензирование, сертификация призваны ускорить и облегчить этот процесс.

Преимущества системы оценки качества образования в геонауках состоят в том, что она:

- подтверждает качество предоставляемых образовательных услуг.

- проводится независимым советом научных специалистов и представителей производства;
- подразумевает оценку качества образовательной программы, а не знаний отдельного студента;
- позиционируется как преимущество при устройстве на работу и упоминается в рекламных материалах университета;
- позволяет сократить процедуру подтверждения квалификации;
- является ключом к аттестации профессионального геолога, что позволяет сократить процедуру подтверждения квалификации на один год;
- предполагает гарантию высококачественных услуг преподавания.

В развитых странах система аккредитации, лицензирования и сертификации находит широкое применение в области геологических наук. Она служит гарантией качества как на национальном, так и на международном уровне, будучи системой внешнего контроля и оценки подготовки кадров, направлена на совершенствование образовательных программ и обеспечение качества подготовки специалистов в соответствии с требованиями работодателей. Профессиональные сообщества объединяют высококвалифицированных специалистов, знающих требования современного производства, связанного с геологическими работами и понимающих тенденции развития этой отрасли. Они имеют опыт практической деятельности и заинтересованы в повышении престижа профессий геотраслы.

В связи с этим считаем необходимым внедрение комплекса мер по организации аккредитации образовательных программ в области геологических наук в России для обеспечения конкурентоспособности отечественных специалистов на международном уровне. Подобная система позволит выявить соответствие квалификации специалиста требованиям современного производства и выйти российскому образованию на международный уровень.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимчук И.Ю. Общественно-профессиональная аккредитация образовательных программ как механизм обеспечения качества подготовки специалистов в области техники и технологии. URL: <http://www.lib.tpu.ru/fulltext/a/2008/9.pdf> (дата обращения: 02.04.2013).
2. Российско-американский центр содействия международной аккредитации. URL: http://www.cpia.vsu.ru/docs/usa_accreditation_agency.pdf (дата обращения: 02.04.2013).
3. Earth Science Literacy Initiative. 2013. URL: www.earthscience-literacy.org (дата обращения: 26.02.2013).
4. European Federation of geologists. URL: <http://www.eurogeologists.de> (дата обращения: 26.02.2013).
5. The Geological Society. 2013. URL: <http://www.geolsoc.org.uk> (дата обращения: 26.02.2013).
6. Accreditation committee // The Geological Society. 2012. URL: <http://www.geolsoc.org.uk/en/About/Reporting%20Committee>

[es/Professional/Accreditation%20Committee](http://www.geolsoc.org.uk/en/About/Reporting%20Committee) (дата обращения: 26.02.2013).

7. Degree accreditation // The Geological Society. 2012. URL: <http://www.geolsoc.org.uk/en/Education%20and%20Careers/Universities/Degree%20Accreditation> (дата обращения: 26.02.2013).
8. Национальное аккредитационное агентство в сфере образования. URL: <http://www.nica.ru/accred/> (дата обращения: 02.04.2013).
9. Кошовкин И.Н., Латышев А.С., Чернов А.Г. Опыт подготовки и переподготовки кадров для решения задач проектирования и инжиниринга в нефтяной промышленности. URL: http://aeer.ru/files/io/m10/art_5.pdf (дата обращения: 02.04.2013).

Поступила 18.04.2013 г.

Некролог

ПРОФЕССОР С.Д. ЗАВЕРТКИН (1951–2013)



22 мая 2013 г. ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, кандидат физико-математических наук, профессор кафедры высшей математики Физико-технического института Томского политехнического университета Сергей Дмитриевич Заверткин.

Родился Сергей Дмитриевич в г. Колпашево Томской области 7 ноября 1951 г. Он с золотой медалью окончил Колпашевскую среднюю школу № 1 и поступил в Томский политехнический институт (ТПИ) на кафедру физики твердого тела по специализации «Физика горных пород и процессов». С первого курса Сергей Дмитриевич занимался научно-исследовательской работой в лаборатории электроники диэлектриков и полупроводников (ЭДиП) в отделе «Физика горных пород и минералов». Здесь под руководством В.Н. Сальникова, в то время ассистента кафедры ФТТ, он освоил электрофизические методы исследований минералов.

В летний полевой период С.Д. Заверткин каждый год выезжал в экспедиции под руководством профессора А.А. Воробьева и осуществлял регистрацию импульсного электромагнитного излучения на геологических объектах Хакасии, Тувы, Горного Алтая, на руднике Слюдянка, на месторождениях Со-

ра, Коммунар, Ак-Довурак. В то время быстро развивалась такая наука, как геотехнология – наука о физико-химических процессах добычи полезных ископаемых и средствах их обогащения. Эта дисциплина, наряду с горной средой, геотехнологическими процессами добычи и средствами их извлечения из недр, изучает химию и физику протекающих в недрах Земли явлений. Для реализации потребности в таких специалистах (горняках-физиках) и были открыты специализации в Московском горном институте и в Томском политехническом институте.

Сергей Дмитриевич с отличием окончил Томский политехнический институт и поступил в аспирантуру, где и сформировалась тема его кандидатской диссертации «Термостимулированная эмиссия радиочастотных электромагнитных импульсов при фазовых переходах в диэлектриках», которую он защитил в 1988 г. в Уральском государственном техническом университете на физико-техническом факультете.

С 1978 г. Сергей Дмитриевич Заверткин работал на геологоразведочном факультете ТПИ, сначала на кафедре горючих полезных ископаемых, затем на кафедре минералогии и петрографии старшим научным сотрудником лаборатории «Природно-

техногенные электромагнитные системы». Так как ранее в лаборатории ЭДиП импульсное электромагнитное излучение и акустическая эмиссия измерялись отдельно на разных установках, то получить достоверную информацию по разделению адгезионно-когезионного и флуктуационного механизмов генерирования электромагнитного излучения (ЭМИ) было затруднительно. Поэтому перед Сергеем Дмитриевичем Заверткиным была поставлена задача — совместить эти два информационных канала. Такая задача им была успешно решена, но потребовалось изменить и конструкцию вакуумной ячейки, где кроме емкостной антенны была вмонтирована система передачи акустического сигнала синхронно с электромагнитным излучением на регистрирующую аппаратуру. Кроме того, для определения параметров электромагнитных и акустических сигналов необходимо было к регистрирующей аппаратуре создать блок амплитудно-частотного анализа, который позволил определять амплитуду, частотный диапазон сигнала и фотографировать форму импульса.

Можно признать, что такой уникальной установки нет до сих пор ни за рубежом, ни тем более в российских институтах как академических, так и учебных. На способ определения температур минералообразования и полиморфных превращений авторами С.Д. Заверткиным, В.Н. Сальниковым, А.Ф. Коробейниковым и Ю.М. Страгис был получен патент.



Фото. Томская область. Буровая вышка на Герасимовской площади. Кargasокская нефтяная геолого-разведочная экспедиция. Слева: С.Д. Заверткин и М.В. Коровкин, сотрудники Томского политехнического института. Октябрь, 1984 г.

Электрофизические методы исследований (электромагнитная и акустическая эмиссия, термолюминесценция, электропроводность, термоток) в сочетании с классическими методами минералогии, физики и химии позволили получить уникальные результаты по фазовым переходам на модельных поликристаллических спрессованных смесях (Na, K) Cl и (Na, K) Br. Эти исследования имеют непосредственное значение для экспериментальной минералогии, где обсуждаются минералогические проблемы петрологии, геохимии, натурное и компьютерное моделирование природных процессов, применение экспериментальных результатов в решении геологических задач, синтез и рост минералов. Метод термостимулированной радиочастотной электромагнитной эмиссии был использован Сергеем Дмитриевичем для определения диаграмм изоморфной смесимости, температур контактного плавления и линии солидуса двойных систем щелочно-галоидных кристаллов. Эти эксперименты позволяют раскрыть механизм электромагнитной и акустической эмиссии при преобразовании осадочных пород в процессах диа-, ката- и метагенеза, а также метаморфизма. Автором построены модели таких механизмов и произведены расчеты энергии диффузионных процессов. Проведен амплитудно-частотный анализ электромагнитных импульсов и акустических сигналов, что имеет, несомненно, научное и прикладное значение в области физики минералов.

Сергеем Дмитриевичем изучена термостимулированная электромагнитная эмиссия при термической релаксации радиационных центров окраски в кварце, установлены закономерности электромагнитных и акустических сигналов при нагревании образцов синтетического и природного кварца с включениями неструктурной примеси. Явление генерирования радиоизлучения при α - β -инверсии кварца было установлено и изучено В.Н. Сальниковым, но физический механизм электромагнитной и акустической эмиссии оставался не совсем ясен. Необходимо было разработать не противоречащие экспериментальным результатам модели механоэлектрических преобразований при фазовых переходах в кварце. Такие модели когезионных и флуктуационных механизмов излучения электромагнитных импульсов были предложены автором в диссертационной работе. Проведен амплитудно-частотный анализ, изучена форма и параметры импульсов в области температур α - β -перехода, декрепитации термолюминесценции, отжига радиационных дефектов и минералообразования. Доказано, что при α - β -инверсии основную роль играет комбинированный упруго-флуктуационный механизм излучения электромагнитных импульсов, в котором задействованы электрически активные структуры дефектов в возбужденном состоянии в результате электронно-решеточного взаимодействия. При разрушении газовой-жидких включений и включений неструктурной примеси в матрице монокристалла кварца наблюдалась акустическая

эмиссия и сплошной частотный спектр электромагнитного излучения вследствие разрядных эффектов при трещинообразовании.

Полученные теоретические и практические результаты по исследованию электромагнитной и акустической эмиссии позволили С.Д. Заверткину получить патент на способ определения температур минералообразования и внедрить результаты исследования на Сорском медно-молибденовом комбинате. Это уже вопросы генетической минералогии, которая решает комплекс проблем, связанных с определением генезиса минералов, и задачей которой также является изучение процессов записи, хранения и преобразования минералогической информации в процессе развития минеральных систем.

Предложенный С.Д. Заверткиным способ одновременной регистрации электромагнитной эмиссии и давления в вакуумной ячейке для определения температурного интервала генезиса минералов повышает достоверность результатов. Данный способ позволяет наряду с радиочастотными электромагнитными импульсами фиксировать при нагревании одного и того же образца акустические импульсы, изменение давления в вакуумной измерительной ячейке и амплитудно-частотные характеристики электромагнитных и акустических сигналов. В качестве примера применения методики синхронной регистрации электромагнитных и акустических импульсов для улучшения технологии обогащения минерального сырья были исследованы образцы кварцитов разных марок из Антоновского месторождения. Результаты исследований внедрены в производство. Анализ типоморфных особенностей электрофизических свойств минералов позволил уточнить температурные интервалы генезиса минеральных ассоциаций на различных стадиях рудообразования.

Интерес представляют прикладные исследования, проведенные С.Д. Заверткиным по изучению радиочастотной электромагнитной и акустической эмиссии при тепловом возбуждении образцов технических стекол, ультрадисперсных спрессованных смесей (нанопорошков) и жидких кристаллов.

Эти исследования относятся к экспериментальной и экологической минералогии, где обсуждаются вопросы переработки вторичного сырья и получения изделий из отходов обогатительных фабрик, терриконов шахт, отвалов в карьерах, золоотвалов тепловых электростанций. Актуальнейшая задача современности – создание композиционных материалов, ситаллов, сплавов, стекол и других изделий из вторичного минерального сырья. При исследовании электрофизических характеристик стекол получены важные, имеющие практическое значение результаты. Установлено, что электромагнитная и акустическая эмиссия при нагревании силикатных и фосфатных стекол регистрируется в интервалах отделения адсорбционной влаги, преобразования и спекания пор, когезионных процессов при α - β -инверсии кристаллоидов кварца и участков микронепрочара.

Результаты работ по электромагнитной и акустической эмиссии возбужденных тепловым полем и радиационным облучением образцов стекла были внедрены в НИИ стекла (г. Москва) и использованы для создания метода неразрушающего контроля качества изделий из стекла и уточнения интервалов их термической обработки. Исследованы электромагнитные и акустические эмиссионные эффекты при фазовых переходах жидких кристаллов, которые находят большое применение в электронной промышленности, медицине, космической технике.

Исследования позволили сделать важный вывод о том, что фазовые переходы I и II рода в минералах ответственны за электромагнитную, сейсмическую и акустическую эмиссию геосфер, а методы, основанные на регистрации их интенсивности, позволяют прогнозировать глобальные природно-техногенные катастрофы. Эти результаты дают основания утверждать, что многие электрические и электромагнитные явления имеют место в оболочках Земли и обусловлены фазовыми переходами I и II рода. С материалами исследований по данной теме можно ознакомиться в монографии «Термостимулированные электромагнитные явления в кристаллах и гетерогенных материалах: методы и результаты экспериментальных исследований», которую Сергей Дмитриевич опубликовал в соавторстве с В.Н. Сальниковым и К.П. Арефьевым.

12 апреля 2011 г. Сергей Дмитриевич Заверткин успешно защитил докторскую диссертацию по теме «Электромагнитная и акустическая эмиссия при фазовых переходах в минералах и гетерогенных материалах». Работы выполнялись на основании конкурсных грантов, хозяйственных и госбюджетных тем по единому заказ-наряду Министерства образования Российской Федерации. Результаты исследований внедрены и используются на геологических предприятиях по добыче и переработке минерального сырья, включены в лекционные курсы в разделы «Минералы» по общей геологии и «Физические методы исследований минералов» по геоэкологии для студентов Института природных ресурсов ТПУ. Сергеем Дмитриевичем Заверткиным в соавторстве опубликованы 3 монографии, 16 статей, рекомендуемых ВАК, и более 120 статей в материалах докладов Международных конференций и тематических сборниках. Он соавтор 5-ти научных отчетов по госбюджетным и хозяйственным темам. Им получены патенты: А.С. 949445, МКИГ01.25.02; Пат. № 2272275, МПКG01 № 01.25.02; Пат. № 2272275, МПКG01 № № /58. Сергей Дмитриевич с коллективом лаборатории «Природно-техногенные электромагнитные системы» награжден почетной грамотой Томского политехнического университета за III место по разделу прикладных исследований в конкурсе НИР ГРФ по итогам 1994 г., а также в составе коллектива авторов за III место по итогам НИР 2011 г.

Друзья и коллеги Сергея Дмитриевича Заверткина навсегда сохраняют светлый образ этого замечательного человека в своей памяти.

Summaries

UDC 549.322.21

Onufrienok V.V.
THE IMPACT OF IMPURITY ATOMS ON CATION VACANCY DENSITY (BY THE EXAMPLE OF PYRRHOTITE OF PANIMBA DEPOSIT)

The author has studied the features of interaction between impurity atoms and cation vacancies in pyrrhotite structure of «Panimba» deposit. Based on the analysis of electron structure of the cation vacancies in NiAs type crystal structure the correlation of density of the impurity atoms and the cation vacancies in pyrrhotite structure –the growth in density of the cation vacancies at the increase of total density of the impurity atoms, was proved. The decrease of vacancy interaction energy, as a result of vacancy electron capture by the impurity atoms, is the reason of this dependence. The author has proposed the explanation of the nature of introducing the impurity bivalent atoms (cobalt, nickel etc.) into the structure. The atoms are similar to a large extent in the electron structure and ionic radii with ions of base crystal matrix of pyrrhotite. Based on the carried out calculations of antimony impurity density the properties of anionic impurity atoms were studied and their isomorphic substitution of sulphur ions was analyzed. It was shown that the nature of this phenomenon is the capture of cation vacancy electron by the impurity atom for covalent bond saturation.

UDC 551.72:561.2(1–925.73)

Stanevich A.M., Kornilova T.A., Maksimova E.N., Gladkochub D.P., Lingsen Zeng
PALEOCOENOSIS OF THE NEO-PRATEROZOIC IN NORTHEAST OF CHINA (LIAOTUNG PENINSULA)

For the first time the microfossils from Wangjatan formation in the northeast of China were obtained and studied. Various organo-walls forms of acritarchs and cyanobacteriae were described. Their habitat and disposal area were reconstructed. Among the acritarchs the morphological groups were singled out. The groups have been preliminary correlated with large taxa of the plant world: brown and green algae. The Wangjatan formation can be referred to the upper layers of the Upper Riphean on a number of forms (*Kirbia multipartita* Mikh. et Volk.).

UDC 550.837

Erofeev L.Ya., Orekhov A.N.
DETERMINATION OF GENESIS AND TECTONIC STRUCTURE OF INTRUSIVE BODIES BY THEIR MAGNETISM

The authors have determined the opportunities to use magnetic measurements for studying the genesis of the intrusive bodies and their tectonics. The article describes the implementation of these opportunities and introduces case studies.

UDC 622.276.5.001.42: 519.688

Gavrilov K.S., Sergeev V.L.
DIAGNOSTIC TECHNIQUE FOR RADIAL FLOW WHEN INTERPRETING NONSTATIONARY HYDRODYNAMIC ANALYSIS OF OIL WELLS

The article considers the issue of determining a radial flow starting time when processing the data of oil well hydrodynamic analysis by a pressure recovery curve. The authors have proposed the method for its solution based on the adaptive interpretation technique considering the a-priori information. The examples of interpretation of the pressure recovery curve for uniform-porous oil reservoirs with radial flow diagnostics are introduced.

UDC 550.823

Nguyen Hyu Bin
GEOPHYSICAL RESEARCHES OF WELLS WHEN INVESTIGATING MAGMATIC RESERVOIRS OF THE WHITE TIGER DEPOSIT

The article introduces the features and the results of data interpretation of the lithology and porosity examination techniques (acoustic, gamma-gamma, neutron-neutron and spectral gamma logs) and fracture studying methods (electric and acoustic scanners FMI/DSI) when estimating crystal base oil reservoirs on the White Tiger deposit (Central crest). Porosity (cavitation), permeability and morphological characteristics of fractures are the target parameters.

UDC 553.982.233

Rostovtsev V.V., Rostovtsev V.N.
ENHANCING GROWTH RATE OF HYDROCARBON RESERVES USING THE INNOVATIVE TECHNOLOGIES (BY THE EXAMPLE OF OMSK REGION)

The authors have analyzed Omsk region oil-and-gas potential based on the data of the innovative technology of quantum-optical filtering. The article introduces physical principles of quantum-optical filtering technology. By the example of Omsk region the efficiency of applying the quantum-optical filtering technology when solving the problems of enhancing growth rate of hydrocarbon reserves is shown.

UDC 543.38:543.51

Duchko M.A., Gulaya E.V., Serebrenikova O.V., Strelnikova E.B., Preys Yu.I.
DISTRIBUTION OF N-ALKANES, STEROIDS AND TRITERPENOIDS IN PEAT AND PLANTS OF TEMNOE BOG

The authors have analyzed the composition and distribution of n-alkanes, steroids and triterpenoids in peat of Temnoe bog at the depth to 265 cm and in the most common marsh plants. The features of transforming the organic substance composition in bog mode as well as the peatforming plant sources were determined.

UDC 556.314

Guseva N.V., Kopylova Yu.G., Soldatova E.A.
MOBILITY OF CHEMICAL ELEMENTS IN WATER–BOTTOM SEDIMENTS SYSTEM

The article considers chemical composition of waters and bottom sediments within Tom-Yaya interstream area. Based on water–rocks balance analysis the geochemical types of waters were distinguished. The authors have analyzed the features of chemical elements behavior in waters and bottom sediments of geochemical types.

UDC 553.98:550.4

Korzhov Yu.V., Isaev V.I., Kuzina M.Ya., Lobova G.A.
GENESIS OF PRE-JURASSIC OIL POOLS OF ROGOZH-NIKOVSKAYA GROUP OF FIELDS (BASED ON THE RESULTS OF STUDYING THE ALTITUDINAL ZONALITY OF ALKANES)

The authors have studied the content and composition of alkanes, lithologic features of rocks of Jurassic and pre-Jurassic complexes of North Rogozhnikovskoye and Rogozhnikovskoye fields. Two areas, within which mobile alkanes C_{9–19(21)} are redistributed, have been determined. One of them is composed of upper Jurassic deposits and the second one is composed of the rocks of Middle-Lower Jurassic and Triassic weathering mantle. Directivity of hydrocarbon interstratal migration indicates the Jurassic genesis of oils in weathering mantle reservoirs.

UDC 550.42:552.57

Arbuzov S.I.
THE NATURE OF SCANDIUM ANOMALOUS CONCENTRATIONS IN COAL

The paper considers the nature of accumulation of scandium anomalously high concentrations in coal based on the analysis of features of their distribution in coals and peats of Siberia, Russia Far East, Mongolia, Kazakhstan and Iran. The author has related scandium content in coal to composition of rocks framing coal accumulation basins. The model of accumulation of scandium anomalous concentrations in coal has been proposed. The article introduces the facts of its hydrogenous concentration in coal beds.

UDC 552.57, 552.52, 549.2

Ilyenok S.S.
NATIVE ELEMENTS IN COALS AND COAL ASHES OF AZEYSKOE DEPOSIT OF IRKUTSK COAL BASIN

The native forms of elements occurrence in coals and coal ash of the Azeyskoe deposit was estimated for the first time by scanning electron microscope with energy-dispersion X-ray spectrometer. More than 17 types of native elements as well as intermetallic compounds were discovered. The authors have considered the ratio of elements in coals and coal ash and discussed the conditions of formation of element native forms.

UDC 553.94:550.4(55)

Rybalko V.I.
COAL METAMORPHISM AND ITS INFLUENCE ON TRACE ELEMENTS DISTRIBUTION (BY THE EXAMPLE OF IRAN COALS)

The paper considers the influence of regional and contact coal metamorphism on geochemical spectrum of Iran coal fields. It was ascertained that the processes of regional metamorphism which were considered by the example of middle-Jurassic coal fields of Tabassky basin result in growth of trace elements contents in coal. When studying the contact effect of rock bodies on coal on Sangerud deposit in Elburssk coal basin the coal impoverishment zone by the trace elements was determined. It is measured by the first centimeters. It is shown that metamorphism process is not the determining factor which defines the levels of rare elements accumulation in coals.

UDC 552.5

Pushkareva M.M., Khabarov E.M., Varaksina I.V.
LITHOLOGICAL CHARACTER OF PARFENOVSKIY AND BOTUOBINSKIY PRODUCTION HORIZONS IN VENDIAN OF ANGARO-LENSKAYA STEP AND NEPSKO-BOTUOBINSKAYA ANTECLISE

Based on the results of the carried out investigations the authors have determined the features of composition, structure and formation conditions of botuobinskiy and parfenovskiy horizons of the Upper Vendian in the south of Siberian platform. The comparative analysis was carried out and the influence of sedimentative and post-sedimentative factors on formation of reservoir properties was estimated. It was shown that the rocks of the studied production layers differ considerably in fragmentary material composition and environment. Alluvial and marginal-marine complexes of parfenovskiy horizon are the most varied in rock types. The productive sandstones of botuobinskiy horizon are more uniform in composition; they were accumulated in a large bar system environment. The reservoir formation was first of all conditioned by rock composition and cement type and by grain size and their sorting to a less degree.

UDC 552. 112:550. 842 (571.1)

Stolbov Yu.M., Stolbova N.F.
ESTIMATION OF FLUID MIGRATION INTENSITY OVER THE VANKORSKAYA AREA BY THE RESULTS OF THE APPLIED NUCLEAR LITHOGEOCHEMICAL RESEARCHES OF DEEP WELL LOGS

Fluid migration intensity over the Vankorskaya area was estimated based on the results of the applied nuclear lithogeochemical

researches of logs in deep wells drilled in the north-east part of Western Siberia. The investigation of uranium-alumina geochemical balance in core samples allowed estimating the imposed epigenesis intensity in sediments of some suites.

UDC 552.545 + (571.513)

Fedoseev G.S., Blagovidov V.V., Vorontsov A.A., Vishnevskaya I.A.
NEW FINDS OF PALEOTRAVERTINES IN CHEBAKOV-BALAKHTINSKAYA DEPRESSION OF MINUSA BASIN (WESTERN SIBERIA)

The geological-petrological characteristic of paleotravertines found out in Rodnikov and Sisimsky areas in Chebakovo-Balakhtinskaya depression of Minusa Basin was given. Their different stratigraphic position in volcanogenic base of Byskarskaya series (D₁) was shown; some lithogeochemical features were noted. The authors determined two-stage formation of travertines with vegetative detritus as one of components in the second stage rocks. The conclusion was made on confinedness of travertines to latent stratigraphic break in Sisimsky cross-section.

UDC 552.543

Lemeshko M.N., Zhukovskaya E.A., Varaksina I.V.
CONNECTION OF OIL-SATURATION OF CARBONATE RESERVOIRS WITH VOIDS FORMATION (BY THE EXAMPLE OF ANCIENT SEDIMENTS IN EASTERN SIBERIA)

Lithogenetic types of Vendian-Cambrian deposits in Ust-Kut horizon of well B were determined and characterized; the conditions for their sedimentation were briefly described; rock oil-saturation was estimated by the results of fluorometric-microscopic analysis. Using the custom-made software «Kern C7» three higher porosity intervals were singled out by petrographic sections. The authors considered the relation of oil-saturation with lithogenetic types of carbonate rocks, reservoir properties and secondary processes of sediment conversion.

UDC 552.54+551.71/72 (571.1)

Tumashov I.V.
LITHOLOGY OF VEND-LOWER-CAMBRIAN SEDIMENTS OF PREDENISEI OIL-AND-GAS BEARING SUBPROVINCE (BASED ON THE RESULTS OF DRILLING THE PARAMETRIC WELLS VOSTOK-1,3,4)

In 2005–2008 in the east of Tomsk region and in the south-west of Krasnoyarsk Territory the parametric wells Vostok-1, Vostok-2, Vostok-3 were drilled. For the first time in Western Siberia, within the Predenisei oil-and-gas bearing subprovince, the wells defined the total paleontological dated section of the Upper Vend and Lower Cambrian. The article introduces the results obtained in the detailed lithological investigations to determine the composition, structure and depositional conditions of the sediments.

UDC 553.411.071.061

Kucherenko I.V.
THE PROBLEMS OF FORMING HYDROTHERMAL GOLD DEPOSITS. P 2. METAMORPHIC AND POLIGENOUS GEOLOGICAL-GENETIC CONCEPTS

The article introduces the analytical data on gold content in black shales of gold-fields published for fifty years. The estimates of gold contents in the same strata in various time have changed from several grams per a ton of a rock to sub-clarkes. The disagreements are conditioned by the use of the methods inappropriate to the aim of the research. The author has proposed the methodology and the methods of petrologic-geochemical research, alternative to the existing ones, which implementation could condition the reconstruction of the geological history of rocks and chemical elements in them. According to the results obtained gold pre-ore contents in black shales in Pre-Proterozoic Mikhaylovskaya, Late-Riphean Kedrovskaya, Vodorazdelnaya, Mukhtunnaya, Khomolkhinskaya, Imnyakhskaya, Aunakiyskaya suits in the south-east of mountain folded framing of Siberian craton meet the sub-clarkes values (0,5...3,0 mg/t); its higher and high contents in pre-ore area of gold ore fields, including Sukhoy

Log, are of ore origin, i.e. represent the consequence of ore formation but not its reason. The petrologic-geochemical data prove the real-genetic uniformity of near-ore metasomatic, geochemical haloes and gold deposit ores formed in crystal substrate and black shale strata. The data correlate with the facts introduced in the first part of the article on mineralization in one and another substrate at the late basaltoid stage of establishment of antidromic granite-diorite-doleritic fluid-igneous complexes.

UDC 553.411.04/071(571.5)

Kucherenko I.V.
PROGNOSIS-SEARCH COMPLEX FOR METHOTHERMAL GOLD DEPOSITS. P. 2. PETROLOGIC CRITERION

The paper considers the issues of connection between the process of forming hydrothermal gold deposits with magmatism and possibility to use the results of its solution as a predictive criterion. The factual base includes the empirical materials obtained in gold ore fields in south mountain folded framing of Siberian craton formed in crystal substrate and black shale strata. The author substantiates the formation of deposits in both media as a part of antidromic granite-diorite-doleritic fluid-igneous complexes at the late basaltoid stage of their evolution. The developed petrologic criterion is recommended to be included into the structure of prognosis-search complex of gold mineralization.

UDC 552.321.6:553.08

Yurichev A.N.
KULIBINSKY AND NIZHNEDERBINSKY COMPLEXES: PETROLOGO-GEOCHEMISTRY COMMON TRAITS (NORTHWEST OF EASTERN SAYAN)

The author investigated petrologo-geochemical features of kulibinsky and nizhnederbinsky mafic-ultramafic complexes in northwestern part of Eastern Sayan. Their petrographic and mineralogical composition, ore mineralization, petrochemical and geochemical features are shown. The resulted data allowed establishing a strong resemblance of the compared complexes and suggesting a high potential to discover Pt-Cu-Ni mineralization in their ultramafic series.

UDC 552.321.6:553.08

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Kulkov A.S.
ORE MINERALIZATION OF THE AGARDAG ULTRAMAFIC MASSIF (REPUBLIC OF TYVA)

The features of ore mineralization of the Agardag ultramafic massif located in the south-eastern part of the Republic of Tyva are studied. Tipomorfozizm and chemical compound of minerals are shown. The resulted data allowed determining the degree of partial melting of the initial substrate and the temperature of its metamorphic transformation when moving and consolidation in the earth's crust. The authors managed to trace the evolutionary direction of change in chemical composition of chromspinelides and associated sulphides. It is determined by the conditions of their depletion in the upper mantle and subsequent metamorphic transformations.

UDC 550.83:551.3

Ustinova V.N., Starikov N.N.
SEISMIC FACIES MODELS OF JURASSIC PRODUCTIVE SEDIMENTS OF PESTSOVOE FIELD

Seismic facies modeling on the Pestsovoe oil-and-gas field was carried out by the results of three-dimensional seismology using the materials of well geophysical investigation and core research data. Seismic structural and lithological models allowed specifying the facial nature of poorly studied and prospectively oil-and-gas bearing reservoirs of Jurassic sediments. Based on the materials of seismic and geological modeling the outlines of paleochannel deposits being the high-output reservoirs on the deposit were traced. The facial type of the productive sediments was specified by the data of lithofacies investigation on well core.

UDC 553.493.5:552.331.4

Korobeynikov A.F., Gusev A.I.
GOLD BEHAVIOR IN MELTS AND THE FEATURES OF ITS FRACTIONATION

The article introduces the data on gold behavior in melts of different silica acidity. Based on the authors' data and the results of the other researchers the main thermodynamic and petrological mechanism of gold behavior in melts was traced. The authors have determined the important role of mode change in melt oxidation-recovery. The role of element separation factor in melt evolution and fractionation is noted. The association of large and giant gold deposits with the regenerated magma formed in contamination of the parent mantle basaltoid magma by carbon crust material is more preferable.

UDC 553.984;552.54

Koveshnikov A.E.
THE INFLUENCE OF HERCYNIAN FOLDING ON OF PALEOZOIC FORMATIONS SAFETY OF WESTERN-SIBERIAN GEOSINECLISE

When analyzing the width of carbonate sediments of Western-Siberian geosineclise the fact of limestone width increase corresponds to three large fragments of pre-Jurassic basement stand out. Probably it is connected with Hercynian orogeny manifestation as the outlines of the singled out areas of limestone width increase have certain parallels with corresponding borders of large tectonic blocks such as Russian platform and Eastern Siberia. These areas may be considered as synclinoriums. Minor width of Paleozoic sediments on adjacent areas is connected with the fact that these are anticlinoriums. At the Hercynian orogeny the Paleozoic sediments here were leveled up and broken considerably by weathering processes during the continental period of the region development. These anticlinoriums are formed by rocks transformed significantly by the processes of progressive epigenesis. The Paleozoic sediments within synclinoriums during the Hercynian orogeny were slightly leveled up and slightly transformed by the processes of regression epigenesis.

UDC 553.984;552.54;551.253

Koveshnikov A.E.
THE INFLUENCE OF PROGRESSIVE, REGRESSIVE EPIGENESIS, HYPERGENESIS, SECONDARY CATAGENESIS ON FORMATION OF RESERVOIR ROCKS IN PALEOZOIC SEDIMENTS OF WESTERN-SIBERIAN GEOSINECLISE

Paleozoic sediments at formation and further transformations changed in several stages: diagenesis and progressive epigenesis (catagenesis); Hercynian orogeny and regressive epigenesis of a part of sediments; orogenesis and weathering mantle formation; regressive epigenesis of secondary putting down stage or secondary catagenesis with formation of fracture hydrothermal-metasomatic rock-reservoirs. Each stage is characterized by features of occurrence influencing in a different way on final formation of reservoir rocks in Paleozoic formations and oil and gas deposits connected with them.

UDC 550.42:577.4 (571.1)

Savichev O.G., Phung Thai Duong
ZONE LAWS OF CHANGING CHEMICAL COMPOSITION OF RIVER SEDIMENTS IN SIBERIA AND ITS FORMATION CONDITIONS

The authors have analyzed the geochemical data on a chemical composition of river sediments of small and average rivers of Siberia within tundra, forest-tundra and taiga zones. The average values of concentration of 21 chemical elements were received. It was ascertained that the content of the majority of the investigated chemical elements grows from tundra up to taiga. The highest concentrations of the majority of the investigated elements in tundra are in soils and in taiga they are in river sediments.

UDC 624.131

Fi Kh.T., Strokova L.A.
PREDICTION OF LAND SUBSIDENCE DUE TO GROUNDWATER EXPLOITATION IN HANOI (VIETNAM)

Multifactorial correlation analysis is a new method used to predict the land subsidence due to groundwater exploitation. The article introduces and applies the method to establish the function of the average surface settlement rate (V_s) and the function of the time-dependent surface settlement (S_s) due to groundwater exploitation in areas of Phap van, Luong yen and Thanh cong in Hanoi. The comparison with the actual monitoring data indicates that the prediction results are relatively close to the monitoring. The authors can conclude that multifactorial correlation analysis is a reliable method to predict the land subsidence due to groundwater exploitation in Hanoi.

UDC 550.42:577.4(571.1)

Savichev O.G., Guseva N.V., Kupriyanov E.A., Sorokhodova A.A., Akhmed-Ogly K.V.
CHEMICAL COMPOSITION OF WATERS OF OBSKOE BOG (WESTERN SIBERIA) AND ITS SPATIAL CHANGES CONNECTED WITH POLLUTION

The authors have analyzed chemical composition of Obskoe bog waters (Western Siberia). The data on average concentrations of the main ions, microelements, biogenic and organic substances in natural and polluted bog waters, ground and river waters in Obskoe bog area were received. The criteria of bog water pollution were stated. Three groups of substances with various character of spatial change of concentration were revealed with distance from waste issue. It was shown that mineralization and contents of organic and biogenic substances decrease to initial values in the area of 600 m width from the bog border.

UDC 631.811.944:631.445.12

Arhipov V.S., Bernatonis V.K.
CALCIUM AND IRON DISTRIBUTION IN VERTICAL PROFILE OF PEAT BEDS IN WESTERN SIBERIA TAIGA ZONE

The authors have studied the calcium and iron joint distribution over the depth of peat beds in bogs of Western Siberia. For this purpose 1410 peat samples were collected in 17 bogs of Western Siberia taiga zone. Calcium and iron content in the samples were determined by the method of neutron activation analysis. The curves of elements layered distribution were plotted. It was ascertained that calcium and iron were accumulated simultaneously in the dividing occurrence bogs. In low-level bogs of river valleys in Ob basin calcium and iron were accumulated separately; it affected the forms of layer-by-layer curves.

UDC 622.232.72

Fedin D.V., Shadrina A.V., Saruev L.A.
ESTIMATION OF THE EFFICIENCY OF IMPACT TRANSFER TO CRUSHABLE GRANITE AT ROTARY-PERCUSSION SLIM HOLE DRILLING

The article introduces the experimental results of the required parameters of striker impact with the liner of drilling string (50 m in length) to obtain peak velocity of slim hole drilling in granite at minimum power consumption.

UDC 62-522.2

Fedin D.V., Saruev L.A.
THE DEVICE FOR PULSE ENERGY REGULATION IN HYDROIMPULSIVE MECHANISM OF ROCK DRILL

The authors introduce the method of controlling energy of hydroimpulsive mechanism for drilling earth slim hole used when driving different strength rocks.

UDC 622.243.2

Neskoromnykh V.V.
THE ANALYSIS OF ROCK ANISOTROPY INFLUENCE ON WELL DEVIATION AT THEIR MECHANICAL AND THERMAL BREAKDOWN

The article considers the principle laws of forming the mechanical tension field in anisotropic rocks at mechanical breakdown while drilling and thermal energy distribution field at thermomechanical or thermal drilling, for example by rock melting. It was shown that the asymmetrical shape of the field of voltage distortion and distribution in layered rock is formed under rock mechanical breakdown while drilling. The rock is deformed to a greater degree perpendicular to layers arrangement. As a result of rock nonuniform distortion and subsequent destruction the conditions for overturning moment and well consequent deviation occur. When heating the rock the temperature field is developed more actively along the layering in comparison with the direction perpendicular to the rock layers. It was shown that due to the different directions of the deformation rock and thermal energy distribution of deviations well drilled mechanically and thermally is bidirectional. At thermal mechanical destruction of rocks the effect of direction compensation of nonuniform destruction is possible and therefore the well deviation is possible to be decreased.

UDC 622.24

Neskoromnykh V.V., Borisov K.I.
ANALYTIC STUDY OF ROCK CUTTING-SHEARING BY A BIT WITH PDC CUTTERS

The article considers the current issues of interaction of modern PDC rock-breaking tool cutters with a rock under steady state conditions of its cutting-shearing. The authors have determined the features of influence of geometry, arrangement and dynamic of PDC cutters on rock failure when drilling wells. Based on the results of theoretical and experimental investigations the authors have stated the offers on the important aspects of PDC bit design optimization.

UDC 622.243.063

Neverov A.L., Rozhkov V.P., Batalina L.S., Mineev A.V.
THE INFLUENCE OF SINGLE SALTS ON RHEOLOGICAL FEATURES OF POLYMER FLUIDS WHEN DRILLING BY SSK COMPLEXES IN ARGILLACEOUS DEPOSITS

The article is devoted to the research of single salts influence on rheological features of acrylic anionic and cationic polymers with molecular mass from 5 to 22 million units and charge density 20...46 %. It was shown that salting-out effect may be estimated by the change of rheological features on a rotation viscosimeter with a great number of rotation speeds.

UDC 622.02

Shmurygin V.A., Pankratov A.V., Lukyanov V.G.
THE TECHNIQUE FOR CALCULATING PENETRATION RATE OF PROSPECT HOLES CONSTRUCTED BY EACH TUNNELING COMPLEX AT ONE- AND MULTI-HOLE WORK

The paper considers the issues of the efficient use of the expensive mobile equipment, rate of plate advance of the main mining, flowcharts at exploration.

UDC 622.24

Borisov K.I.
THE DEVELOPMENT OF SCIENTIFIC BASE FOR DESIGNING POWER CHARACTERISTICS OF THE DOWNHOLE DRILL MOTORS TO WORK WITH PDC DRILL BITS

The paper considers the topical issues of designing characteristics of high-torque downhole drill motors to work with modern rock-breaking tools of PDC type. Based on the results of theoretical and experimental investigations and the analysis the author has determined the

objective relation of complex resistance factor to cutting K_{cs} in volume mode of rock dynamic cutting and the index of specific torque on a drill bit m , being the base for calculation of torques in extreme operation modes of downhole drill motors. The index K_{cs} is proposed to be used when designing optimal power characteristics of the hydraulic downhole drill motors operating with modern cutting-shearing tools.

UDC 004.932

Nemirovsky V.B., Stoyanov A.K.
SEGMENTATION OF COLOR IMAGES OF NATURAL OBJECTS BY RECURRENT NEURAL NETWORK

The authors consider the possibility of applying the recurrent neural network for segmentation of full-color images of natural objects on the basis of color component clustering. The issues of multistage segmentation of such images in different color models are discussed. The paper introduces the experimental results on multistage segmentation of natural object images in RGB и YUV color spaces.

UDC 621.643

Mamonova T.E.
THE TECHNIQUE OF DETERMINING LOSS IN A PIPELINE BASED ON PRESSURE TIME DIFFERENCE

The author has proposed the technique for determining loss based on the analysis of pipeline hydraulic characteristics in time. The paper introduces the design formula for determining mass flow and loss coordinates and the study of the technique with COMSOL Multiphysics 3.5 application. It is shown that the proposed technique and the design formula corresponding to it are applicable when determining short-time losses.

UDC 581.256.3:504.5:502.51:546.36*137(472.2+470.333)

Dayneko N.M., Timofeev S.F.
ACCUMULATION OF RADIOCAEZIUM AND HEAVY METALS IN RIVERAINE-WATER VEGETATION IN SOME AREAS OF GOMEL REGION (THE REPUBLIC OF BELARUS) BORDER WITH BRYANSK REGION OF RUSSIA

Radiologic analysis of water and soil samples has shown that radiocaesium content does not exceed the assigned standards. ¹³⁷Cs

accumulation over the permissible level was determined in bottle brush, common loosestrife, marsh cinquefoil, marsh sedge and fox sedge, common rush, water parsnip, marsh woundwort, bird vetch and clustered dock. Chemical analysis of water samples found out copper accumulation 6–10 times over the maximum permissible concentration. Heavy metal content does not exceed the maximum permissible concentration in all land and soil samples. Copper and zinc contents were higher than background one and lead and cadmiums content were lower than the background one in all plant samples.

UDC 550.834 (911.2)

Ustinova V.N., Ustinova I.G., Ustinov V.G., Starikov N.N.
PROBABILISTIC MODELS OF ECOLOGICAL SYSTEM CYCLIC DEVELOPMENT

The article is devoted to the research of cyclic development of the world ecosystems and the study of climate simultaneous change. In the history of development of geologic systems the recurrence, renewability of the processes of sedimentation, tectonic activity and climate were detected. Multi-ordinal cycloclites are found in geological systems. The alternation of rocks in them is the change of conditions for sediment and temperature mode formation. Temperature changes are closely related to changes in solar activity. The study of solar activity reveals the gravitational effect of solar planets in the system mode of its variability. Trending variability of solar activity helps to clarify the frequency of climate variability and to find the reasons of temperature change.

UDC 55–057.4:658.562.012.7

Mazurov A.K., Bolsunovskaya L.M.
GEOSCIENCES: THE FEATURES OF ACCREDITATION, CERTIFICATION AND LICENSURE IN THE ADVANCED COUNTRIES

The authors have described the system of accreditation, certification and licensure of geological section specialists in the advanced countries (the USA, Canada, Australia, Great Britain) and have studied their experience. The conclusions were made that the system of accreditation, certification and licensure in geosciences in Russia may be the quality assurance both on the national and international levels.

Сведения об авторах

- Арбузов Сергей Иванович**, 1959 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-63-07. E-mail: siarbusov@mail.ru. Область научных интересов: геология и геохимия рудных месторождений, неорганическая геохимия угля.
- Архипов Виктор Сергеевич**, 1939 г.р., канд. хим. наук, доцент кафедры химической технологии топлива Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-34-43. E-mail: vsa@tpu.ru. Область научных интересов: химия твердого топлива.
- Ахмед-Оглы Кристина Валерьевна**, магистрант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-67. E-mail: algologichka@mail.ru. Область научных интересов: природообустройство и водопользование.
- Баталина Лейла Султановна**, канд. хим. наук, доцент кафедры химии и технологии природных энергоносителей и углеродных материалов Института нефти и газа Сибирского федерального университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-206-28-79. E-mail: alieva.79@mail.ru. Область научных интересов: физико-химия полимерных растворов.
- Бернатонис Вилис Казимирович**, 1944 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-73. E-mail: BernatonisVK@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: геохимия благородных металлов, геология и минералогия месторождений благородных металлов.
- Благовидов Владислав Васильевич**, 1944 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры общей и региональной геологии Новосибирского государственного университета. Р.т. 8-(383)-363-42-22. E-mail: vblagov@lab.nsu.ru. Область научных интересов: геология осадочных бассейнов, обстановки древнего осадконакопления.
- Болсуновская Людмила Михайловна**, 1966 г.р., канд. филол. наук, доцент, зав. кафедрой иностранных языков Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-63-49. E-mail: bolsunovskayaalm@tpu.ru. Область научных интересов: лингвистика текста, теория дискурса, научный дискурс, дискуссионные картины мира.
- Борисов Константин Иванович**, 1956 г.р., д-р техн. наук, доцент кафедры бурения скважин Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 28-28-88. E-mail: kibor@tomline.ru. Область научных интересов: изучение и анализ динамических процессов разрушения горных пород инструментами режущее-скальвующего действия (РСД), оценка динамических свойств горных пород при работе инструментами РСД, вопросы кинематики работы современных долот типа PDC с алмазно-твердосплавными пластинами.
- Вараксина Ирина Валерьевна**, 1966 г.р., канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. лаборатории седиментологии Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск. Р.т. 8-(383)-330-85-57. E-mail: VaraksinaIV@ipgg.sbras.ru. Область научных интересов: седиментология, постседиментационные изменения нефтегазоносных отложений докембрия и палеозоя.
- Вишневская Ирина Андреевна**, 1985 г.р., канд. геол.-минерал. наук, мл. науч. сотр. лаборатории изотопно-аналитических методов Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск. Р.т. 8-(383)-330-78-39. E-mail: vishia@igm.nsc.ru. Область научных интересов: стратиграфия, геохимия осадочных пород, изотопная геохимия.
- Воронцов Александр Александрович**, 1966 г.р., д-р геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск. Р.т. 8-(395-2)-42-97-71. E-mail: voron@igc.irk.ru. Область научных интересов: геология, геохимия, магматизм, геодинамика.
- Гаврилов Константин Сергеевич**, 1989 г.р., аспирант кафедры геологии и разработки нефтяных месторождений Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-13-53. E-mail: gavrilovks@gmail.com. Область научных интересов: гидродинамические исследования скважин месторождений углеводородов, идентификация процессов и систем.
- Гладкочуб Дмитрий Петрович**, 1968 г.р., д-р геол.-минерал. наук, директор Института земной коры СО РАН, г. Иркутск. Р.т. 8-(3952)-42-44-74. E-mail: dima@crust.irk.ru. Область научных интересов: общая геология и геодинамика, базитовый магматизм, эволюция формирования кратонов в докембрии.
- Гулая Елена Владимировна**, канд. хим. наук, мл. науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института химии нефти Сибирского отделения Российской академии наук, г. Томск. Р.т. 49-10-11. E-mail: egulaya@yandex.ru. Область научных интересов: геохимия органического вещества.
- Гусев Анатолий Иванович**, 1940 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры географии Алтайской государственной академии образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск. Р.т. 8-(385-4)-32-28-63. E-mail: anzerg@mail.ru. Область научных интересов: геология и петрология магмо-рудно-метасоматических систем, флюидный режим магмогенерации и рудообразования.
- Гусева Наталья Владимировна**, канд. геол.-минерал. наук, науч. сотр. научно-образовательного центра «Вода», доцент кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: guseva24@yandex.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых, геохимия редкоземельных элементов.
- Дайнеко Николай Михайлович**, 1951 г.р., канд. биол. наук, доцент, заведующий кафедрой ботаники и физиологии растений УО «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины». Р.т. 8-(103-75-232)-57-89-05. E-mail: dajneko@gsu.by. Область научных интересов: экология и биология прибрежно-водных и луговых экосистем.
- Дучко Мария Александровна**, магистрант химического факультета Томского Государственного Университета. Р.т. 49-10-11. E-mail: maria.duchko@gmail.com. Область научных интересов: геохимия органического вещества, экология.
- Ерофеев Леонид Яковлевич**, 1935 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-72. E-mail: Erofeev Leonid@tpu.ru. Область научных исследований: петрофизика, методики геофизической разведки.
- Жуковская Елена Анатольевна**, 1969 г.р., канд. геол.-минерал. наук, руководитель направления по концептуальной

- геологии терригенных коллекторов Управления геологии, анализа и оценки запасов ООО «Газпромнефть-НТЦ», г. Санкт-Петербург. Р.т. 8-(812)-313-69-24, доб. 3311. E-mail: zhukovskysya.ea@gazpromneft-ntc.ru. Область научных интересов: литология, седиментология и геохимия осадочных нефтегазоносных горных пород, геологическое моделирование, анализ факторов, влияющих на коллекторские свойства.
- Ильенок Сергей Сергеевич**, 1986 г.р., ассистент кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-89-10. E-mail: ilenokss@rambler.ru. Область научных интересов: геохимия угля, формы нахождения элементов, электронная микроскопия.
- Исаев Валерий Иванович**, 1952 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-65. E-mail: isaevvi@tpu.ru. Область научных интересов: нефтегеологическая интерпретация геолого-геофизических данных.
- Ковешников Александр Евгеньевич**, 1953 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-63-81. E-mail: sanika@tpu.ru. Область научных интересов: геология нефти и газа, литология и коллекторские свойства пород-коллекторов доюрских отложений Западной Сибири.
- Копылова Юлия Григорьевна**, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, начальник научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: unpc_voda@mail.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых.
- Коржов Юрий Владимирович**, 1962 г.р., канд. хим. наук, доцент кафедры геологии Института природопользования Югорского государственного университета, г. Ханты-Мансийск. Р.т. 8-(346-7)-35-78-25. E-mail: ykor1962@mail.ru. Область научных интересов: геохимические методы поиска залежей углеводородов.
- Корнилова Татьяна Александровна**, 1955 г.р., главный специалист Института земной коры СО РАН, г. Иркутск. Р.т. 8-(395-2)-42-47-58. E-mail: stan@crust.irk.ru. Область интересов: петрография, микрофоссилии докембрия, минералогия.
- Коробейников Александр Феофанович**, 1934 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 55-58-36. E-mail: lev@tpu.ru. Область научных интересов: геология и геохимия благородных металлов, прогнозирование и поиски.
- Кузина Марина Яковлевна**, преподаватель кафедры геологии Института природопользования Югорского государственного университета, г. Ханты-Мансийск. Р.т. 8-(346-7)-35-78-25. E-mail: m_kuzina@ugrasu.ru. Область научных интересов: литология доюрских коллекторов.
- Кульков Алексей Сергеевич**, 1986 г.р., аспирант кафедры петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-94-45. E-mail: 727@sibmail.com. Область научных интересов: петрология ультрамафитовых, мафит-ультрамафитовых комплексов, физические свойства ультрамафитов.
- Куприянов Евгений Александрович**, 1987 г.р., аспирант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ, младший науч. сотр. Института нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука СО РАН Томский филиал. Р.т. 42-61-67. E-mail: evgkupriyanov@sibmail.com. Область научных интересов: гидрогеология, геохимия.
- Кучеренко Игорь Васильевич**, 1937 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-38-05. E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com. Область научных интересов: геохимия и металлогения золота.
- Лемешко Мария Николаевна**, 1986 г.р., аспирант кафедры общей геологии и землеустройства Института природных ресурсов ТПУ, мл. науч. сотр. лаборатории седиментологии ОАО «ТомскНИПИнефть», г. Томск. Р.т. 8-(382-2)-61-19-65. E-mail: tiger15@sibmail.com. Область научных интересов: венд-кембрийские карбонатные коллектора, их литолого-петрографические особенности, вторичные изменения и оценка нефтенасыщения.
- Лингсен Зенг**, 1971 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор лаборатории континентальной тектоники и геодинамики Института геологии Китайской Академии геологических наук, Китай, Пекин. Р.т. 8-613-161-38-30-88. E-mail: changting1970@yahoo.com. Область научных интересов: общая геология и геодинамика, геохимия, изотопия, эволюция формирования кратонов в докембрии.
- Лобова Галина Анатольевна**, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-64. E-mail: lobovaga@tpu.ru. Область научных интересов: нефтегеологическая интерпретация геолого-геофизических данных.
- Лукьянов Виктор Григорьевич**, 1930 г.р., д-р техн. наук, профессор кафедры транспорта и хранения нефти и газа Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: lev@tpu.ru. Область научных интересов: разработка научных основ и внедрение комплексов прогрессивных методов, технических средств и технологий горных работ.
- Мазуров Алексей Карпович**, 1951 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-43-39. E-mail: akm@tpu.ru. Область научных интересов: мигрирования складчатых областей.
- Максимова Евгения Николаевна**, 1976 г.р., канд. биол. наук, доцент кафедры ботаники Восточно-Сибирской государственной академии образования, г. Иркутск. E-mail: evgen_max@list.ru. Область научных интересов: альгофлора, микробиоценозы, генезис.
- Мамонова Татьяна Егоровна**, 1983 г.р., старший преподаватель кафедры интегрированных компьютерных систем управления Института кибернетики ТПУ. Р.т. 70-18-37. E-mail: mamte@sibmail.com. Область научных интересов: моделирование течения жидкости в трубопроводе на основе гидродинамических процессов, искусственный интеллект и его применение, моделирование с использованием программных продуктов MathCAD, MatLab, COM-SOL Multiphysics.
- Минеев Александр Васильевич**, 1946 г.р., д-р техн. наук, зав. кафедрой бурения нефтяных и газовых скважин, Института нефти и газа Сибирского федерального университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-206-28-95. E-mail: Mineev_BNGS.krsk@mail.ru. Область научных интересов: геология полимерных растворов.
- Нгуен Хью Бинь**, 1986 г.р., аспирант кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-65. E-mail: nguyenbinh862004@gmail.com. Область научных интересов: геофизические методы изучения магматических нефтегазовых коллекторов.

- Неверов Александр Леонидович**, 1959 г.р., канд. техн. наук, доцент кафедры бурения нефтяных и газовых скважин Института нефти и газа Сибирского федерального университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-206-28-95. E-mail: neveroff_man@mail.ru. Область научных интересов: реология полимерных растворов, физико-химические свойства растворов полимеров для бурения скважин.
- Немировский Виктор Борисович**, 1945 г.р., канд. физ.-мат. наук, доцент, доцент кафедры информатики и проектирования систем Института кибернетики ТПУ. Р.т. 42-07-27. E-mail: vbn@tpu.ru. Область научных интересов: нейронные сети, искусственный интеллект, обработка изображений.
- Нескоромных Вячеслав Васильевич**, 1958 г.р., д-р техн. наук, профессор, заведующий кафедрой технологии и техники разведки Института горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-206-37-72. E-mail: sovair@bk.ru. Область научных интересов: технологии бурения, в том числе направленное бурение скважин; разрушение горных пород, в том числе механика разрушения анизотропных горных пород; методы оптимизации процесса бурения; методология инженерного творчества.
- Онуфриенок Виктор Васильевич**, 1953 г.р., канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры геологии, минералогии и петрографии Института горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского Федерального Университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-298-02-55. E-mail: VOnufriynok@yandex.ru. Область научных интересов: физико-химические свойства и фазовые превращения нестехиометрических минералов, индуцированные точечными дефектами.
- Орехов Александр Николаевич**, 1962 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-72. E-mail: orekhovan@mail.tomsknet.ru. Область научных интересов: петрофизика, геофизические исследования рудных (в том числе золоторудных) месторождений, геолого-геофизическое моделирование.
- Панкратов Алексей Валентинович**, 1953 г.р., канд. техн. наук, доцент кафедры транспорта и хранения нефти и газа Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: shvladsv@tpu.ru. Область научных интересов: совершенствование технологии проведения горно-разведочных выработок.
- Преис Юлия Ивановна**, канд. биол. наук, ст. науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, г. Томск. Р.т. 49-23-52. E-mail: preisyui@imces.ru. Область научных интересов: геохимия органического вещества.
- Пушкарева Мария Михайловна**, 1986 г.р., мл. науч. сотр. лаборатории седиментологии института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им А.А. Трофимука, г. Новосибирск; аспирант кафедры геологии месторождений нефти и газа Новосибирского государственного университета. Р.т. 8-(383)-333-23-03. E-mail: pushkarevamm@gmail.com. Область научных интересов: литология, седиментология.
- Рожков Владимир Павлович**, 1936 г.р., д-р техн. наук, профессор кафедры бурения нефтяных и газовых скважин Института нефти и газа Сибирского федерального университета, г. Красноярск. Р.т. 8-(391)-221-30-55. Область научных интересов: физика полимеров.
- Ростовцев Валерий Николаевич**, 1941 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-13-52. E-mail: vnr@tpu.ru. Область научных интересов: проблемы ускоренного воспроизводства запасов нефти и газа.
- Ростовцев Виталий Валерьевич**, 1982 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-56. E-mail: rostovcev@tpu.ru. Область научных интересов: применение инновационных технологий для поисков месторождений полезных ископаемых, методы поисков и разведки месторождений углеводородов.
- Рыбалко Владимир Игоревич**, 1988 г.р., аспирант кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-89-10. E-mail: rybalko14@yandex.ru. Область научных интересов: геохимия угольных месторождений, геология и геохимия месторождения радиоактивных элементов, комплексное использование минерального сырья.
- Савичев Олег Геннадьевич**, 1967 г.р., д-р географ. наук, профессор кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, заместитель проректора-директора Института природных ресурсов ТПУ по НР и ИР. Р.т. 42-61-56. E-mail: OSavichev@mail.ru. Область научных интересов: гидрология, гидрохимия, геоэкология.
- Саруев Лев Алексеевич**, 1940 г.р., д-р техн. наук, профессор кафедры теоретической и прикладной механики Института физики высоких технологий ТПУ. Р.т. 56-46-55. E-mail: levsaruev@sibmail.com. Область научных интересов: динамические процессы в бурильных машинах ударного действия.
- Сергеев Виктор Леонидович**, 1947 г.р., д-р техн. наук, профессор кафедры геологии и разработки нефтяных месторождений Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-13-53. E-mail: SergeevVL@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: мониторинг разработки месторождений углеводородов, системный анализ, идентификация и управление.
- Серебrenникова Ольга Викторовна**, д-р хим. наук, профессор, зав. лаб. природных превращений нефти Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института химии нефти Сибирского отделения Российской академии наук, г. Томск. Р.т. 49-19-27. E-mail: ovs@ipc.tsc.ru. Область научных интересов: геохимия органического вещества.
- Скорородова Анастасия Александровна**, аспирант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-67. E-mail: skorokhodovaaa@mail.ru. Область научных интересов: гидрохимия, геоэкология.
- Солдатова Евгения Александровна**, аспирант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: 2a61@mail.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых, геохимия редкоземельных элементов.
- Станевич Аркадий Михайлович**, 1949 г.р., д-р геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. Института земной коры СО РАН, г. Иркутск. Р.т. 8-(395-2)-42-47-58. E-mail: stan@crust.irk.ru. Область научных интересов: стратиграфия и био-стратиграфия докембрия, микрофоссилии, общая геология и геодинамика.
- Стариков Николай Николаевич**, 1987 г.р., аспирант кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-72. E-mail: ustinovavn@tpu.ru. Область научных интересов: нефтяная геология, обработка и интерпретация материалов сейсморазведки и ГИС, математические методы моделирования геофизических полей и геолого-геофизических объектов.

- Стариков Николай Николаевич**, аспирант кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-65. E-mail: starikovnn@gmail.com. Область научных интересов: стратиграфия, тектоника нефтегазоносных отложений Западной Сибири, литофации, сейсмофациальные и электрофациальные реконструкции продуктивных коллекторов.
- Столбов Юрий Михайлович**, 1939 г.р., канд. тех. наук, ст. науч. сотрудник кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-38-05. E-mail: StolbovaNF@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: прикладная ядерная литогеохимия.
- Столбова Нэля Федоровна**, 1940 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-38-05. E-mail: StolbovaNF@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: литология, геохимия, формирование нефтегазоносных отложений.
- Стоянов Александр Кириллович**, 1946 г.р., канд. техн. наук, ст. науч. сотр., доцент кафедры информатики и проектирования систем Института кибернетики ТПУ. Р.т. 42-07-27. E-mail: stoj-ak@ad.cstru.edu.ru. Область научных интересов: нейронные сети, искусственный интеллект, извлечение знаний из данных.
- Стрельникова Евгения Борисовна**, канд. хим. наук, мл. науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института химии нефти Сибирского отделения Российской академии наук, г. Томск. Р.т. 49-19-62. E-mail: seb9@yandex.ru. Область научных интересов: геохимия органического вещества.
- Строкова Людмила Александровна**, д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-59. E-mail: sla@tpu.ru. Область научных интересов: математическое моделирование в механике грунтов.
- Тимофеев Сергей Федорович**, 1951 г.р., канд. с.-х. наук, доцент, доцент кафедры ботаники и физиологии растений УО «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины». Р.т. 8-(103-75-232)-57-89-05. E-mail: sertimo@mail.ru. Область научных интересов: радиоэкология естественных и сеяных экосистем.
- Тумашов Игорь Викторович**, 1986 г.р., аспирант Новосибирского государственного университета, мл. науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск. Р.т. 8-(383)-333-23-03. E-mail: tumashoviv@gmail.com. Область научных интересов: седиментология, литология, фациальный анализ, палеогеография, геология нефти и газа.
- Устинов Владимир Геннадьевич**, 1979 г.р., программист отдела информатизации и менеджмента знаний ТПУ. Р.т. 56-39-14. E-mail: ustinovvg@tpu.ru. Область научных интересов магнитное поле Земли, математические методы моделирования вариаций магнитного поля.
- Устинова Вера Николаевна**, д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-72. E-mail: ustinovavn@tpu.ru. Область научных интересов: обработка и интерпретация материалов сейсморазведки, математические методы моделирования геофизических полей и геолого-геофизических объектов, фильтрация полей.
- Устинова Ирина Георгиевна**, канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры высшей математики Физико-технического института ТПУ. Р.т. 56-35-93. E-mail: hggh45de@mail2000.ru. Область научных интересов: математические методы моделирования процессов и явлений, фильтрация геофизических полей.
- Федин Дмитрий Владимирович**, 1987 г.р., аспирант кафедры теоретической и прикладной механики Института физики высоких технологий ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: dvf_87@mail.ru. Область научных интересов: разрушение горных пород, добыча и транспортировка углеводородного сырья, повышение эксплуатационной надежности промышленных трубопроводов.
- Федосеев Гелий Сергеевич**, 1935 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры минералогии и петрографии Новосибирского государственного университета, ст. науч. сотр. лаборатории рудно-магматических систем и металлогении Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск. Р.т. 8-(383)-330-45-03. E-mail: fedoseev@igm.nsc.ru. Область научных интересов: общая петрография, магматическая петрология, полевая геология, металлогения магматических комплексов.
- Фи Хонг Тхинь**, 1974 г.р., аспирант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-67. E-mail: phthinh.tomsk@gmail.com. Область научных интересов: оседание земной поверхности, улучшение слабых грунтов и противооползневые мероприятия
- Фунг Тхай Зьонг**, 1983 г.р., аспирант кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-67. E-mail: phungthaiduongdhdtd@gmail.com. Область научных интересов: геоэкология.
- Хабаров Евгений Максимович**, 1952 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент, заведующий лабораторией седиментологии института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им А.А. Трофимука, г. Новосибирск. Р.т. 8-(383)-330-85-57. E-mail: KhabarovEM@ipgg.sbras.ru. Область научных интересов: седиментология, геология докембрия, изотопная геохимия.
- Чернышов Алексей Иванович**, 1953 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-94-45. E-mail: aich@ggf.tsu.ru. Область научных интересов: петрология ультрамафитовых, мафит-ультрамафитовых комплексов и их металлогения.
- Шадрина Анастасия Викторовна**, 1980 г.р., канд. техн. наук, доцент кафедры транспорта и хранения нефти и газа Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: avshadrina@ Rambler.ru. Область научных интересов: волновые процессы в колонне труб при вращательно-ударном бурении скважин.
- Шмурыгин Владимир Александрович**, 1957 г.р., доцент кафедры бурения скважин Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-44-50. E-mail: shvladsv@tpu.ru. Область научных интересов: совершенствование технологии буровзрывных работ.
- Юричев Алексей Николаевич**, 1985 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-94-45. E-mail: juratur@sibmail.com. Область научных интересов: петрология ультрамафитовых, мафит-ультрамафитовых комплексов и их металлогения, геология золоторудных месторождений.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Принимаются статьи, подготовленные в MS Word-2003 (файл и распечатка). Статья должна быть подписана авторами и иметь сопроводительное письмо на бланке организации.

Объем статьи до 8 стр., включая рисунки и таблицы, размещенные в тексте по упоминанию. Размер бумаги А4, поля по 25 мм. Текст в 1 интервал **без переносов, лишних пробелов и абзацных интервалов**, шрифт Times New Roman, 12 пунктов. Файлы рисунков (в градациях серого) в jpg, tif, cdr или иных форматах редакторов Photoshop, Corel Draw с разрешением 300 dpi прилагаются к статье. Рисунки и таблицы: **Рис. 1. Название; Таблица. Название.** Кавычки вида «...». Интервалы – 1,2...1,8 мм или 5–7 шт. Формулы – в MathType, настройка по умолчанию. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылка в тексте.

Курсивом – буквы латинского алфавита, кроме входящих в имена собственные, обозначения стандартных математических функций и химических элементов ($U_{пр.}$, Φ_i , но Al_2O_3 , $\cos\alpha_i$, \max , \lg , «BASF»). Векторы – полужирным курсивом. Список литературы – по ГОСТ Р 7.0.5-2008 (см. пример). Литература – по упоминанию: [1, 2], [2. С. 245], [3–7].

УДК 621.37 (Пример оформления статьи)

АНАЛИЗ РАБОТЫ СИСТЕМЫ АВТОМАТИЧЕСКОЙ РЕГУЛИРОВКИ

И.И. Иванов, П.П. Петров*

Томский политехнический университет

*ОАО «Центр», г. Москва

E-mail: ivanov@tpu.ru

Показана возможность расчета ... Установлено, что ... Сделан вывод о том, что ... (Аннотация, 10 кегль).

Ключевые слова (ниже ключевые слова на английском языке):

Усилительный каскад, регулировка тока.

В [1, 2] показано, что усилительный каскад с автоматической регулировкой потребляемого тока (АРПТ) позволяет получить ...

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фамилия И.О. Название книги. – М.: Издательство, 2013. – 123 с.
2. Название книги / под ред. И.О. Фамилия. – М.: Издательство, 2013. – 123 с.
3. Фамилия И.О. Название статьи // Журнал. – 2013. – Т. 316. – № 1. – С. 71–77.
4. Фамилия И.О. Название диссертации: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Томск, 2008. – 19 с.
5. Название изобретения: пат. 2000000 Рос. Федерация. № 2009129009/10; заявл. 27.07.13; опубл. 10.10.13, Бюл. № 4. – 3 с.
6. Фамилия И.О. Название статьи // Наименование конференции: Труды VII Междунар. научно-практ. конф. молодых ученых. – Томск, 2013. – Т. 1. – С. 226–228.
7. Фамилия И.О. Название статьи // Наименование ресурса. 2013. URL: <http://www.tpu.ru/html/izvestia.htm> (дата обращения: 25.09.2013).

Поступила 25.01.2013 г.

Сведения об авторах:

Иванов Иван Иванович, 1975 г.р., канд. техн. наук, ст. науч. сотр. кафедры автоматизации и компьютерных систем Института кибернетики ТПУ. Р.т. 22-22-22. E-mail: ivanov@tpu.ru. Область научных интересов: анализ...

Редактирование и корректура *А.С. Глазырин*
Компьютерная верстка *О.Ю. Аршинова*
Перевод на англ. язык *С.В. Жаркова*

Подписано к печати 02.07.2013. Формат 60x84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 29,08. Уч.-изд. л. 26,30.
Заказ 761-13. Тираж 500 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30. Тел./факс: 8(3822) 563-291, www.tpu.ru, izv@tpu.ru