

ISSN 1819-7663 (Print)
ISSN 2542-1921 (Online)

ИЗВЕСТИЯ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Новая серия



Серия: Науки о Земле

2021

Том 21

Выпуск 4



Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского»

ИЗВЕСТИЯ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Новая серия



Научный журнал
2021 Том 21

ISSN 1819-7663 (Print)

ISSN 2542-1921 (Online)

Издается с 2006 года

Серия Науки о Земле, выпуск 4

Продолжение «Известий Императорского Николаевского Университета» 1910–1918, «Ученых записок СГУ» 1923–1962,
«Известий Саратовского университета. Новая серия» 2001–2004

СОДЕРЖАНИЕ

Научный отдел

География

Молочко А. В., Фомичев Н. С.

Картографическое обеспечение туристской деятельности
(на примере картографического сопровождения
маршрута выходного дня «Саратов в кино») 222

Преображенский Ю. В.

Пространственное планирование на макро- и микроуровне:
проблемы таксономии и поляризации
(на примере Волго-Уральского макрорегиона) 228

Геология

Волкова Е. Н.

Сейсмогравиметрическое моделирование
в геологических задачах участков Саратовской области 236

Головин Б. А., Головин К. Б., Калинникова М. В., Руднев С. А.

Оценка фациальной принадлежности
локальных нефтегазоносных объектов по геофизическим данным 241

Гужикова А. А., Грищенко В. А., Фомин В. А., Барабошкин Е. Ю., Шелепов Д. А.

Магнитостратиграфия турона–сантона Самарского Правобережья 248

Коробов А. Д., Коробова Л. А.

Нефть – детище литогенеза,
осложнённого тектоно-гидротермальной активизацией
(на примере Западной Сибири) 264

Огаджанов В. А.

Физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны землетрясений 274

Рихтер Я. А.

Современные проблемы геологии и нефтегазоносности недр
Прикаспийской впадины 281

Журнал «Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия «Науки о Земле»» зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Запись о регистрации СМИ ПИ № ФС77-76643 от 26 августа 2019 года

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук (специальности: 25.00.01; 25.00.02; 25.00.10; 25.00.23; 25.00.24; 25.00.30; 25.00.35; 25.00.36)

Подписной индекс издания 36010. Подписку на печатные издания можно оформить в Интернет-каталогах «Пресса России» (www.pressa-rf.ru), «Пресса по подписке» (www.akc.ru) и ГК «Урал-Пресс» (ural-press.ru). Журнал выходит 4 раза в год.

Цена свободная. Электронная версия находится в открытом доступе (geo.sgu.ru)

Директор издательства

Бучко Ирина Юрьевна

Редактор

Малютина Елена Анатольевна

Художник

Соколов Дмитрий Валерьевич

Редактор-стилист

Кочкаева Инна Анатольевна

Верстка

Степанова Наталия Ивановна

Технический редактор

Каргин Игорь Анатольевич

Корректор

Малютина Елена Анатольевна

Адрес учредителя, издателя и издательства (редакции):

410012, Саратов, ул. Астраханская, 83
Тел.: +7(845-2) 52-26-89, 51-29-94
E-mail: izdat@sgu.ru

Подписано в печать 22.11.2021.

Подписано в свет 30.11.2021.

Формат 60x84 1/8.

Усл. печ. л. 8,37 (9,0).

Тираж 500 экз. Заказ 141-Т.

Отпечатано в типографии Саратовского университета.

Адрес типографии:
410012, Саратов, Б. Казачья, 112А

© Саратовский университет, 2021



ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

Журнал «Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле» принимает к публикации на русском языке общетеоретические, методические, дискуссионные, критические статьи, результаты исследований в области наук о Земле, краткие сообщения и рецензии, а также хронику и информацию.

Объем публикуемой статьи не должен превышать 16 страниц, 5 рисунков и 4 таблиц.

Статья должна быть аккуратно оформлена и тщательно отредактирована.

Последовательность предоставления материала:

– на русском языке: индекс УДК, название статьи, инициалы и фамилии авторов, сведения об авторах (ученая степень, должность и место работы, e-mail), аннотация, ключевые слова, текст статьи, благодарности, ссылки на гранты, библиографический список;

– на английском языке: название статьи, инициалы и фамилии авторов, ORCID, место работы (вуз, почтовый адрес), e-mail, аннотация, ключевые слова.

Отдельным файлом приводятся сведения о статье: раздел журнала, УДК, авторы и название статьи (на русском и английском языках); сведения об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), e-mail, телефон (для ответственного за переписку обязательно указать сотовый или домашний). Если название статьи слишком длинное, то для колонтитула следует привести его краткий вариант.

Иллюстрации и таблицы должны быть представлены отдельным файлом в формате jpg, tiff, cdr, bmp, разрешением не меньше 300 dpi. Рисунки должны быть представлены в черно-белом виде.

Все материалы предоставляются как в бумажном, так и электронном виде.

Требования к аннотации и библиографическому списку:

– аннотация должна отражать основную суть публикации; оптимальный объем 500–600 знаков;

– в библиографическом списке должны быть указаны только процитированные в статье работы; ссылки на неопубликованные работы не допускаются.

Более подробная информация о правилах оформления статей, образцы оформления различных источников приведены вместе со стилевым файлом по адресу: www.geo.sgu.ru.

Датой поступления статьи считается дата поступления ее окончательного варианта. Возвращенная на доработку статья должна быть прислана в редакцию не позднее чем через три месяца. Возвращение статьи на доработку не означает, что статья будет опубликована, после переработки она вновь будет рецензироваться.

Материалы, отклоненные редколлегией, не возвращаются.

Адреса для переписки с редколлегией серии: farik26@yandex.ru; 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, географический факультет, ответственному секретарю журнала «Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле».

CONTENTS

Scientific Part

Geography

Molochko A. V., Fomichev N. S.

Cartographic support of tourist activities
(map of the weekend route “Saratov in the movie” as an example) 222

Preobrazhenskiy Yu. V.

Spatial planning at the macro and micro levels:
Problems of taxonomy and polarization
(on the example of the Volga-Ural macroregion) 228

Geology

Volkova E. N.

Seismic gravimetric modeling
in geological problems of Saratov region sections 236

Golovin B. A., Golovin K. B., Kalinnikova M. V., Rudnev S. A.

Assessment of the facial affiliation
of local oil and gas objects based on geophysical data 241

Guzhikova A. A., Grishchenko V. A., Fomin V. A., Baraboshkin E. Yu., Shelepov D. A.

Magnetostratigraphy of Turonian – Santonian strata
on the Samara Right Bank 248

Korobov A. D., Korobova L. A.

Oil as the result of lithogenesis complicated
by intensification of tectonic-hydrothermal activity
(on the example of Western Siberia) 264

Ogadzhanov V. A.

Physical and geological model of the Shalkar earthquake focal zone 274

Rikhter Ya. A.

Current problems in the North Caspian depression geology
and oil and gas prospects 281



**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ЖУРНАЛА
«ИЗВЕСТИЯ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. НОВАЯ СЕРИЯ.
СЕРИЯ: НАУКИ О ЗЕМЛЕ»**

Главный редактор

Макаров Владимир Зиновьевич, доктор геогр. наук, профессор (Саратов, Россия)

Заместитель главного редактора

Первушов Евгений Михайлович, доктор геол.-минерал. наук, профессор (Саратов, Россия)

Ответственный секретарь

Молочко Анна Вячеславовна, кандидат геогр. наук (Саратов, Россия)

Члены редакционной коллегии:

Валашич Иренеуш, действительный член Польской академии наук, профессор
(Варшава, Польша)

Гужиков Андрей Юрьевич, доктор геол.-минерал. наук, профессор (Саратов, Россия)

Диденко Алексей Николаевич, доктор геол.-минерал. наук, член-корреспондент РАН
(Хабаровск, Россия)

Калинин Николай Александрович, доктор геогр. наук, профессор (Пермь, Россия)

Коробов Александр Дмитриевич, доктор геол.-минерал. наук, профессор (Саратов, Россия)

Переведенцев Юрий Петрович, доктор геогр. наук, профессор (Казань, Россия)

Семенов Юрий Михайлович, доктор геогр. наук, профессор (Иркутск, Россия)

Хоецян Ашот Владимирович, доктор геогр. наук, профессор (Ереван, Армения)

Чумаченко Алексей Николаевич, доктор геогр. наук, профессор (Саратов, Россия)

Шурыгин Борис Николаевич, доктор геол.-минерал. наук, профессор, член-корреспондент
РАН (Новосибирск, Россия)

Яковенко Наталия Владимировна, доктор геогр. наук, доцент (Воронеж, Россия)

**EDITORIAL BOARD OF THE JOURNAL
“IZVESTIYA OF SARATOV UNIVERSITY.
EARTH SCIENCES”**

Editor-in-Chief – Vladimir Z. Makarov (Saratov, Russia)

Deputy Editor-in-Chief – Evgeniy M. Pervushov (Saratov, Russia)

Executive Secretary – Anna V. Molochko (Saratov, Russia)

Members of the Editorial Board:

Ireneusz P. Walaszczyk (Warsaw, Poland)

Andrey Yu. Guzhikov (Saratov, Russia)

Aleksey N. Didenko (Khabarovsk, Russia)

Nikolay A. Kalinin (Perm, Russia)

Aleksandr D. Korobov (Saratov, Russia)

Yurij P. Perevedentsev (Kazan, Russia)

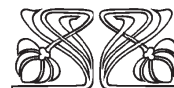
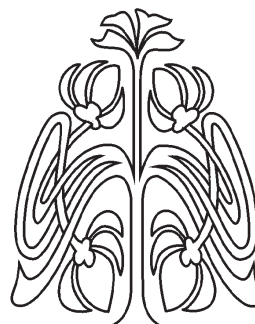
Yuriy M. Semenov (Irkutsk, Russia)

Ashot V. Khoetsyan (Erevan, Armenia)

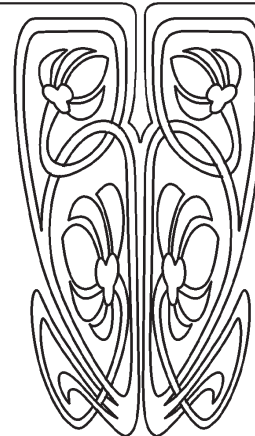
Aleksey N. Chumachenko (Saratov, Russia)

Boris N. Shurygin (Novosibirsk, Russia)

Nataliya V. Yakovenko (Voronezh, Russia)



**РЕДАКЦИОННАЯ
КОЛЛЕГИЯ**





ГЕОГРАФИЯ

Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 222–227

Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 222–227

<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-222-227>

Научная статья

УДК 911.3

Картографическое обеспечение туристской деятельности (на примере картографического сопровождения маршрута выходного дня «Саратов в кино»)

А. В. Молочко✉, Н. С. Фомичев

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Молочко Анна Вячеславовна, кандидат географических наук, доцент, farik26@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4877-207X>

Фомичев Николай Сергеевич, студент

Аннотация. В статье дается обзор основных видов и особенностей картографического обеспечения нужд туристов и туристской деятельности. Представлен пример современного тематического маршрута, а также варианты составления и компоновки туристского буклета. Исследование направлено на популяризацию регионального туризма и привлечение внимания гостей и жителей г. Саратова к нетрадиционным культурно-познавательным маршрутам.

Ключевые слова: туризм, туристская карта, геоинформационное картографирование, ГИС, буклет, г. Саратов

Для цитирования: Молочко А. В., Фомичев Н. С. Картографическое обеспечение туристской деятельности (на примере картографического сопровождения маршрута выходного дня «Саратов в кино») // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 222–227. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-222-227>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Cartographic support of tourist activities (map of the weekend route “Saratov in the movie” as an example)

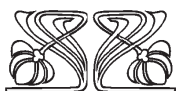
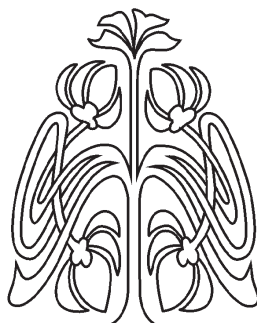
А. V. Molochko✉, N. S. Fomichev

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

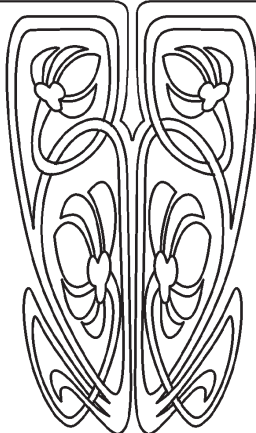
Anna V. Molochko, farik26@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4877-207X>

Nikolay S. Fomichev

Abstract. The article provides an overview of the main types and features of cartographic support for the needs of tourists and tourist activities. An example of a modern thematic route is presented, as well as options for the compilation and layout of a tourist booklet. The research is aimed at popularizing regional tourism and attracting the attention of guests and residents of Saratov to non-traditional cultural and educational routes.



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ





Keywords: tourism, tourist map, geoinformation mapping, GIS, booklet, Saratov

For citation: Molochko A. V., Fomichev N. S. Cartographic support of tourist activities (map of the weekend route "Saratov in the movie" as an example). *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 222–227 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-222-227>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

Популярность туризма во всем мире растет с каждым годом. Для некоторых стран туризм стал ведущей отраслью экономики, способной оказать стимулирующее действие на другие отрасли за счет создания дополнительных рабочих мест. С каждым годом появляются все новые и новые виды туризма, активно развивается туристская инфраструктура. Именно поэтому важным вопросом остается картографическое обеспечение не только нужд туристов как основных участников туризма, но и, безусловно, индустрии туризма как регулятора туристской деятельности.

История развития туристской картографии достаточно освещена во многих публикациях, однако стоит напомнить, что в России она началась относительно недавно – в первой трети прошлого века – с появления довольно примитивных, в большей степени топографических, карт горных областей страны. Длительное время туристские карты создавались с большим количеством неточностей и ошибок, обладали скудным тематическим содержанием. И только в конце прошлого века туристская картография пережила свое «второе» рождение. Во многом это можно связать как с активным развитием самого туризма, расширением его видов и географии, так и с привлечением в технологию проектирования и создания карт современных технологий автоматизированного картографирования и ГИС (географических информационных систем) [1, 2].

Типология туристских карт также достаточно обширна. Это можно связать не только с разнообразием видов отдыха, целевой аудиторией, длительностью, способами передвижения и проч., но и с тем фактом, что туристские карты, которые и относят к тематическому виду социально-экономических карт, во многом близки к картам общегеографическим и, конечно, к картам природы.

Выделяют следующие тематические группы туристских карт [3, 4]:

- спортивного туризма (горного, водного, лыжного, велотуризма и т. п.);
- лечебно-оздоровительного туризма (стационарного, санаторно-курортного, экспедиционного и т. п.);
- познавательного туризма;
- образовательного туризма;
- экологического туризма;
- этнического и паломнического туризма;
- событийного туризма;

- экстремального туризма;
- промышленного туризма и т. д.

К туристским картам всегда предъявлялось множество требований, напрямую зависящих от видов туризма и той целевой аудитории, на которую они ориентированы. Так, например, для карт экспедиционного спелеотуризма или альпинистского туризма главным требованием будет выступать точное и подробное изображение всех элементов рельефа, тогда как, скажем, для карт познавательного городского туризма на первое место ставятся наглядность и узнаваемость используемых графических изобразительных средств. Тем не менее общими для всех туристских карт остаются:

- повышенная наглядность и читаемость картографического изображения и дополнительного содержания;
- наличие дополнительного справочного и иллюстративного материала;
- удобство использования (для аналоговых карт – компактный размер, разнообразные варианты складки, качество бумаги; для цифровых – наличие дополнительных элементов навигации, возможность использования в офлайн режиме, аудиосопровождение, масштабирование и т. п.).

Объект, материал и метод исследования

Все вышеизложенные особенности туристских карт определяют технологические приемы их проектирования и составления, что стало еще более актуальным на современном этапе развития тематической картографии.

В данном исследовании приводится пример проектирования и составления региональных туристских карт в цифровой и аналоговой формах, обеспечивающих организацию тематических туристских маршрутов выходного дня.

Экскурсии по съемочным локациям популярных фильмов, телесериалов, шоу-программ давно и прочно зарекомендовали себя в туристской деятельности. Однако не всегда есть возможность поучаствовать в организованной экскурсии, к примеру, приехав в город на один день или даже несколько часов. Именно для подобных самостоятельных прогулок были разработаны маршрут «Саратов в кино» и его картографическое сопровождение.

Несмотря на то что Саратов долгое время относился к числу так называемых «закрытых городов», на его территории в разные годы было снято большое количество кинокартин, телевизионных программ и сериалов (табл. 1).



Таблица 1

Фильмы и сериалы, снятые в г. Саратове в разные годы

Фильм	Премьера	Режиссер
Первые радости	1956	Владимир Басов
Строится мост	1965	Олег Ефремов, Гавриил Егиазаров
И снова май!	1968	Мария Муат
07-й меняет курс	2007	Владимир Потапов
Я хочу, чтобы меня любили	2012	Вадим Арапов
Петр Столыпин. Выстрел в Россию. XX век	2012	–
Елки 1914	2014	Тимур Бекмамбетов, Дмитрий Киселёв, Александр Котт, Юрий Быков, Александр Карпиловский, Екатерина Телегина, Андрей Кавун, Заур Засеев
Играй, гармонь!	2015	–
Деффчонки, 6 сезон	2018	Нигина Сайфуллаева, Ольга Френкель, Сергей Корягин, Алексей Воробьев, Сергей Серов
Саратовские переборы	2021	–

Результаты исследования

Для удобства туристов и лучшего восприятия картографического обеспечения маршрута была создана система наглядных пиктограммных значков, визуальнo ассоциирующая с кинопроизведением. Была также подобрана цветовая палитра, классифицирующая тип произведения: телесериал, телефильм или теле-

передача, документальный или художественный фильм (рис. 1).

Объекты маршрута в основном территориально сосредоточены в центральной, исторической части города, что делает удобным как пеший вариант передвижения, так и, к примеру, использование популярных электросамокатов (рис. 2).

Средняя продолжительность движения туриста с учетом остановок и фотографирования



Рис. 1. Наглядные условные обозначения объектов маршрута (цвет online)

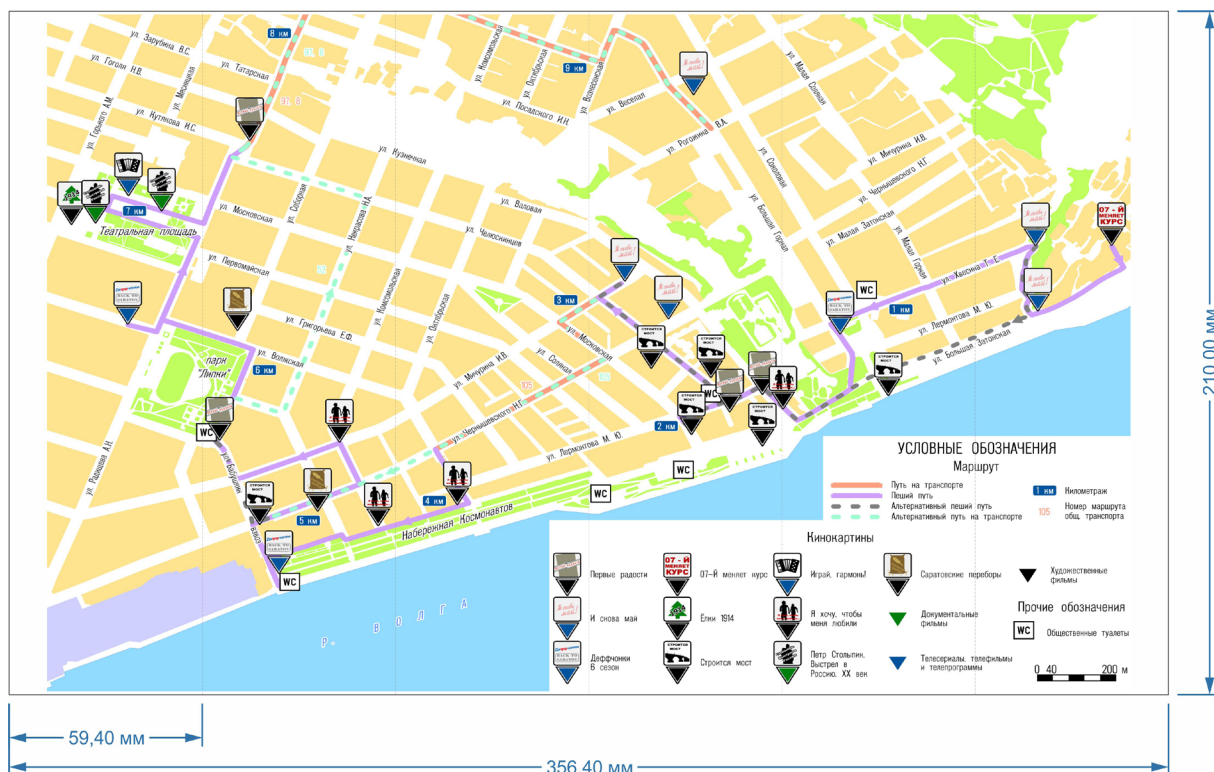


Рис. 2. Туристский маршрут «Саратов в кино» (цвет online)

составляет около 2 часов (9,5 км). Ниже представлены временная градация отдельных частей маршрута и предпочтительные способы передвижения (табл. 2).

Для удобства использования картографического сопровождения маршрута был спроектирован туристский буклет [5]. Известно, что буклет – удобное маркетинговое решение для туристской сферы, так как способен совместить как функции непосредственно карты маршрута, так и рекламные, сувенирные, информационно-справочные и иные функции. Тип складки буклета – «гармошка», где карта маршрута масштаба 1 : 4000 (A4) собирается в компактный формат (12 см × 7,5 см), поэтому ее удобно носить в кармане или кошельке (рис. 3).

Для удобства и простоты складки на карте указаны места перегиба (см. рис. 2). На оборотной стороне карты присутствует дополнительное содержание в виде общедоступных ссылок на кинематографические произведения маршрута (рис. 4).

При желании потребитель буклета может привести камеру смартфона на QR-код соответствующего фильма или программы и насладиться его просмотром непосредственно на месте, где проходили съемки. Обложка буклета снабжена яркими тематическими иллюстрациями и краткой информационной справкой о городе и маршруте. Для людей с ограниченными возможностями здоровья предусмотрен цифровой аудиогид,

Таблица 2

Характеристики маршрута

Точки маршрута	Время передвижения, мин	Расстояние, м	Тип передвижения
1 – 2	4	360	Пешком
2 – 3	3	240	То же
3 – 4	8	660	»
4 – 5	4	340	»
5 – 6	2	150	»
6 – 7	2	120	»
7 – 8	2	150	»
8 – 9	3	240	»
9 – 10	3	250	»
10 – 11	3	230	»
11 – 12	12	1300	На общественном транспорте
12 – 13	8	680	Пешком
13 – 14	3	210	То же
14 – 15	2	190	»
15 – 16	3	260	»
16 – 17	5	440	»
17 – 18	4	350	»
18 – 19	4	300	»
19 – 20	7	560	»
20 – 21	7	600	»
21 – 22	14	1900	На общественном транспорте



Рис. 3. Обложка буклета



Рис. 4. Дополнительное содержание буклета (оборотная сторона карты) (сост. по: [6])

размещенный в сети Интернет и запускаемый через использование находящегося на обложке QR-кода. Ссылка на туристский буклет в цветном варианте представлена на рис. 5.



Рис. 5. Макет буклета туристского маршрута «Саратов в кино» (цвет online)

Выводы

Туристская картография – перспективное и динамически развивающееся направление современной тематической картографии. Проектирование и составление новых сюжетов, дополнительных интерактивных материалов, нестандартных форм визуализации, обеспечивающих нужды туристов и туристской инфраструктуры, – одни из возможных вариантов усиления интереса потребителей к внутреннему региональному туризму.

Библиографический список

1. Молочко А. В., Хворостухин Д. П. Геоинформационное картографирование в экономической и социальной географии : учебное пособие. Москва : ИНФРА-М, 2019. 127 с.



2. Молочко А. В., Федоров А. В. Основы геоинформационного картографирования. Методические указания по выполнению лабораторных работ : учебно-методическое пособие для студентов географического и геологического факультетов, обучающихся по направлениям подготовки бакалавров и магистров 050303 «Картография и геоинформатика», 090303 «Прикладная информатика», 050302 «География», 050402 «География», 050406 «Экология и природопользование», 050301 «Геология». Саратов : Издательство Саратовского университета, 2015. 60 с.
3. Прохорова Е. А. Социально-экономические карты: учебное пособие. Москва : Издательство «Книжный дом "Университет"», 2010. 424 с.
4. Артемонова Е. Н., Владимирова О. Г. Основные виды туризма: учебно-методическое пособие для высшего профессионального образования. Орел : ФГБОУ ВПО «Государственный университет – УНПК», 2015. 172 с.
5. Буклет как эффективный вид печатной продукции в продвижении туристических услуг. Studbooks.net. https://studbooks.net/629436/turizm/buklet_effektivnyy_pechatnoy_produktsii_prodvizhenii_turisticheskikh_uslug (дата обращения: 05.05.2021).
6. YouTube. <https://www.youtube.com/> (дата обращения: 25.04.2021).

Поступила в редакцию 27.07.2021, после рецензирования 10.08.2021, принята к публикации 20.09.2021

Received 27.07.2021, revised 10.08.2021, accepted 20.09.2021



Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 228–235
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 228–235
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-228-235>

Научная статья
УДК 911

Пространственное планирование на макро- и микроуровне: проблемы таксономии и поляризации (на примере Волго-Уральского макрорегиона)



Ю. В. Преображенский

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Преображенский Юрий Владимирович, кандидат географических наук, доцент, topofag@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2774-0554>

Аннотация. Проблематика пространственного планирования включает вопрос таксономии. Представляется, что необходимо перейти к практике планирования помимо мезоуровня (субъекта РФ) на двух таксономических уровнях: макрорегиона и экономического микрорайона. Для этого в статье выявляются основные свойства этих образований. На примере Волго-Уральского макрорегиона анализируются свойства целостности, взаимодополняемости частей и связности надрегионального образования. Обосновывается идея использования узловых районов микроуровня (экономических микрорайонов) как объектов пространственного планирования. Выявляются территориальные различия между экономическими микрорайонами Саратовской области.

Ключевые слова: пространственное планирование, региональное взаимодействие, макрорегион, экономический микрорайон, Волго-Уральский макрорегион, Саратовская область

Для цитирования: Преображенский Ю. В. Пространственное планирование на макро- и микроуровне: проблемы таксономии и поляризации (на примере Волго-Уральского макрорегиона) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 228–235. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-228-235>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

**Spatial planning at the macro and micro levels: Problems of taxonomy and polarization
(on the example of the Volga-Ural macroregion)**

Yu. V. Preobrazhenskiy

Yuri V. Preobrazhenskiy, topofag@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2774-0554>

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

Abstract. The issue of spatial planning includes the subject of taxonomy. It seems that it is necessary to switch to the practice of planning, in addition to the meso-level (subject of the Russian Federation), at two taxonomic levels: the macroregion and the economic microdistrict. To do this, the article identifies the main properties of these formations. On the example of the Volga-Ural macroregion the properties of integrity, complementarity and connectivity are analyzed. The idea of using micro-level nodal districts (economic micro-districts) is substantiated as objects of spatial planning. Territorial differences between economic microdistricts of the Saratov region are revealed.

Keywords: spatial planning, regional interaction, macroregion, economic microdistrict, Volga-Ural macroregion, Saratov region

For citation: Preobrazhenskiy Yu. V. Spatial planning at the macro and micro levels: Problems of taxonomy and polarization (on the example of the Volga-Ural macroregion). *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 228–235 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-228-235>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

В современной ситуации внутренних (поляризация социально-экономического пространства страны) и внешних (необходимость

реализации проектов реиндустриализации) вызовов как никогда актуальной является тема пространственного планирования. Опорный документ в этой сфере, Стратегия пространственного планирования Российской Федерации на



период до 2025¹ (далее – «Стратегия»), задаёт спорный и отчасти противоречивый вектор развития, что неоднократно обсуждалось в научной литературе. Тем не менее данный документ обозначает новые объекты пространственного планирования² – макрорегионы. Несмотря на спорный состав многих макрорегионов и описанные довольно абстрактно принципы их выделения, видимо, в ближайшие годы именно они станут объектами планирования на надрегиональном уровне. В связи с этим необходимо обосновать принципы выделения макрорегионов и проанализировать их актуальный состав на соответствие таким принципам.

На наш взгляд, существует необходимость создания документов пространственного планирования не только на макро-, но и на микроуровне (нескольких соседних муниципальных образований). Выделение подобных микрорайонов может стать одним из важных вкладов географов в теорию и практику пространственного планирования.

В настоящей статье обсуждаются «узкие места» в таксономии планирования, принципы и свойства макро- и микрорегионов с примерами по Волго-Уральскому макрорегиону (ВУМР) и Саратовской области как его части.

В настоящее время Федеральный закон «О стратегическом планировании в Российской Федерации»³ не ограничивает создание документов стратегического планирования на разных таксономических уровнях. Тем не менее практика создания документов территориального планирования реализуется только на трёх: федеральном, региональном, местном. Как представляется, это связано, во-первых, с тем, что «...ряд вопросов, касающихся методологической базы и процедурных основ подготовки подобных стратегий, определения их пространственных границ, а также путей их согласования со стратегиями федерального уровня и стратегиями отдельных субъектов Федерации, остаётся нерешённым» [1, с. 34], а во-вторых, с часто декларативной ролью стратегий социально-экономического развития (далее – стратегий СЭР) и схем территориального планирования субъектов РФ. В этих документах перечисление функций целеполагания явно преобладает над изложением тех экономико-право-

вых механизмов и институтов, при помощи которых фиксируемые цели и задачи могли бы быть практически реализованы [1, с. 35].

Если планирование на надрегиональном уровне обсуждается, существует «Стратегия», от которой можно отталкиваться, то микрорегиональный уровень во многом остаётся вне научного и управленческого дискурса. При этом очевидны преимущества стратегического планирования на этих уровнях, позволяющие ослабить или полностью преодолеть центроостремительные тенденции на мезорегиональном уровне (субъекта РФ).

Ключевые свойства надрегиональных образований

Неизбежны сравнение макрорегионов с экономическими макрорайонами советского периода, их анализ с позиции системного подхода. Очевидно, что подобные надрегиональные образования должны обладать внутренней целостностью, самодостаточностью, связанностью и взаимодополняемостью. Рассмотрим данные свойства более подробно.

Внутренняя целостность проявляется в значительной степени во внутренней связности регионов. Её можно фиксировать, например, как в отношении расселения населения по территории. Важно понимать, что в пространственном отношении между районами нельзя провести линию, категорично отделяющую один район от другого. Всегда существуют некая «сердцевинная», наиболее характерная для района часть и переходные зоны, пояса, ареалы (см. подробнее [2]). Вопросы целостности системы расселения в пределах Урало-Поволжья были рассмотрены нами в работе [3].

Взаимодополняемость проявляется преимущественно через экономические связи мезорегионов внутри макрорегионов (см. интересную работу, посвящённую межрегиональной торговле субъектов РФ Дальневосточного макрорегиона [4]). П. А. Минакир отмечает, что высокий уровень экономических связей является одним из условий формирования и формального выделения макрорайона в рамках экономического пространства [5, с. 45]. В «Стратегии» также одним из критериев выделения экономического макрорегиона (входящих в него мезорегионов) считается значительный потенциал межрегионального сотрудничества в рамках реализации перспективных экономических специализаций субъектов Российской Федерации и достраивания цепочек добавленной стоимости в пределах макрорегионов, в том числе для реализации крупных межрегиональных инвестиционных проектов. Вопрос, безусловно, в конкретной оценке «значительности» такого потенциала.

Таким образом, получение эффектов от наилучших производственных комбинаций в многорегиональных хозяйственных системах по-прежнему является важной теоретической

¹ Об утверждении Стратегии пространственного планирования Российской Федерации на период до 2025 года: распоряжение Правительства Российской Федерации от 13 февр. 2019 г. № 207-р. <http://static.government.ru/media/files/UVAlqUtT08o60RktoOXI22JjAe7irNxc.pdf> (дата обращения: 20.12.2020).

² В законодательстве используются термины «территориальное планирование» и «градостроительство», однако термин «пространственное планирование» по своей смысловой нагрузке шире их и охватывает не только территориальное, но и акваториальное, подземное и другие виды планирования, поэтому ему отдано предпочтение в данной статье.

³ См.: О стратегическом планировании в Российской Федерации: Федер. закон : принят Гос. Думой 28.06.2014 г. № 172-ФЗ (последняя редакция). http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_164841/ (дата обращения: 30.08.2021).



и расчетной задачей для достижения лучшего хозяйственного результата [6, с 22].

Теоретически осмысливая вопрос внутренней связности надрегионального образования, рассмотрим два отличающихся варианта, схематично демонстрирующих данное системное свойство (см. рис. 1, 2). Условно они характеризуют интеграционный и дезинтеграционный варианты функционирования района. При интеграционном варианте (см. рис. 1) цепочки замыкаются на регионах (I, II, III) района, что в итоге даёт, например, три готовых продукта с высокой добавленной стоимостью, которые могут быть реализованы на страновом и международном рынке. Этот вариант предполагает наличие в каждом регионе сырья (т. е. минерально-сырьевых, лесных и пр. ресурсов), что,

разумеется, не является непреложным правилом.

В ситуации, при которой преобладают дезинтеграционные процессы (в случае если в прошлом наблюдалась кооперация, подобная первому варианту), регионы в малой степени связаны между собой. Эта же схема может характеризовать начальную стадию районообразования на принципах хозяйственных связей (см. рис. 2). Для неё характерна незавершённая цепочка добавленной стоимости, т. е. готовая продукция производится за пределами субъекта страны (как правило, за рубежом). В итоге данный регион включается в неэквивалентный обмен на рынке.

Второй, дезинтеграционный, вариант в большей мере характерен для настоящей российской

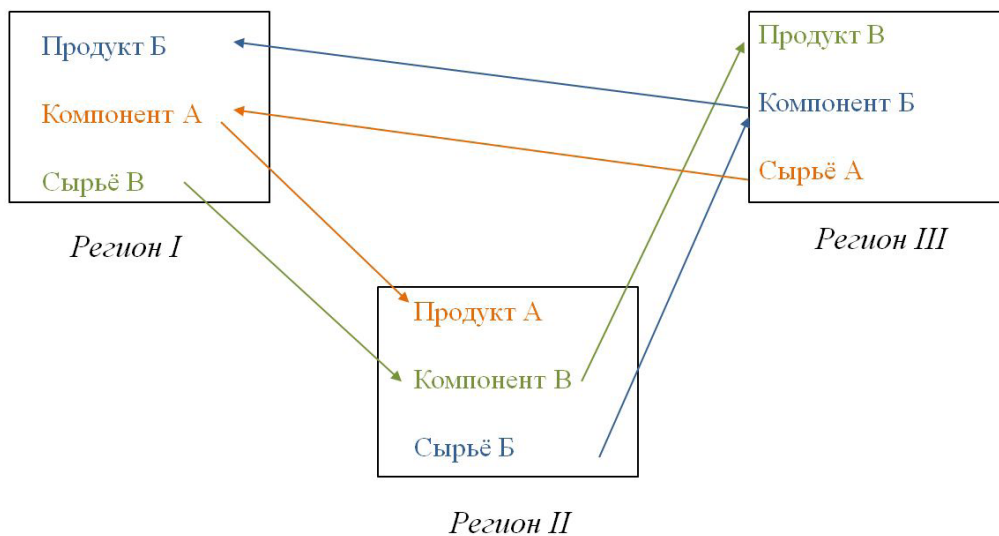


Рис. 1. Схема производственной цепочки, складывающейся между регионами района при интеграционном варианте (цвет online)

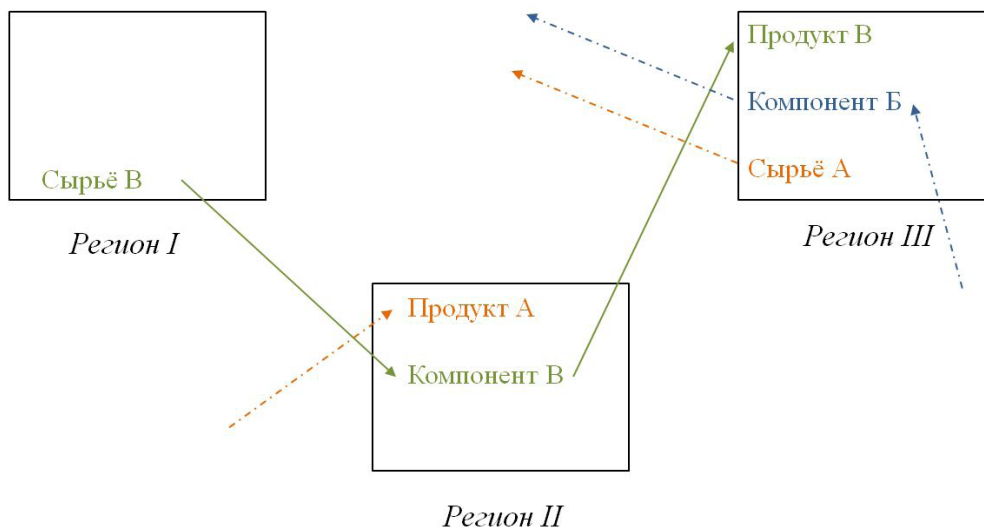


Рис. 2. Схема производственной цепочки, складывающейся между регионами района при дезинтеграционном варианте (пунктирная стрелка указывает на связь за пределами района) (цвет online)



ситуации, когда из цепочек добавленной стоимости в регионе и районе выделены и переориентированы на экспорт наиболее интересные, прибыльные её звенья, а прочие оказались закрыты в девяностые годы или позднее в угоду экономической (но не социально-экономической) эффективности.

Очевидно, что достройка производственной цепочки принесёт экономический эффект тем больший, чем меньше экономические расстояния в пределах района, что минимизирует транспортную составляющую в конечной стоимости продукта. В «отлаженной» экономической системе подобная достройка, интеграция привела бы к запуску процессов районообразования, однако в современной российской экономике развитие обрабатывающей промышленности затруднено¹. В связи с этим, как справедливо отмечает Н. Н. Михеева, «... нынешние устойчивые фрагментарные связи лишь двух-трех экономически самостоятельных десятков регионов должны обогащаться дополнительными хозяйственными взаимодействиями с целью комплексного освоения российского пространства» [8, с. 26].

Самодостаточность следует рассматривать в отношении ресурсной, экономической и инновационной обеспеченности. Здесь большое значение имеют плотность населения и людность крупнейших городов макрорегиона. Выявление урбанизированного каркаса в пределах макрорегиона позволит увидеть его слабые оси и выявить те населённые пункты, где наиболее желательна интенсификация экономической деятельности с позиций системного подхода. Так, в работе [9] на примере объёмов промышленного производства в городах ВУМР мы показали относительно оторванное от каркаса положение городов Оренбургской, Пензенской, Ульяновской и Саратовской областей. Более связными между собой оказались города Самарской области и Башкирии.

Другой подход к анализу социально-экономического пространства макрорегиона может основываться на районировании и последующей типологизации предложенных Е. Е. Лейзеровичем экономических микрорайонов [10, 11]. В основе этого районирования лежит принцип тяготения территории к населённым пунктам – узлам микрорайонов, а типологизация последних осуществляется по признаку людности узла и плотности населения. Значительный перепад между типами соседних микрорайонов и малочисленность или отсутствие наиболее развитых микрорайонов («высших» типов) свидетельствуют о разорванности и поляризации соци-

¹ Полученные нами данные по ввозу и вывозу продукции, например, в/из Саратовской области показывают, во-первых, относительно небольшой ассортимент такой продукции, во-вторых, то, что почти всю её можно характеризовать как продукцию низкого передела, в-третьих, более интенсивные связи у области скорее с регионами Центрального экономического района, чем своего, Поволжского (см. подробнее [7]).

ально-экономического пространства макрорегиона.

Нами были собраны (таблица) экономические микрорайоны (ЭМ) рассматриваемого ВУМР, которые относятся к наиболее развитым типам, при этом VIII тип взят уже «с запасом», поскольку его центры в основном являются потенциальными третьими городами.

Наиболее развитые экономические микрорайоны в пределах Волго-Уральского макрорегиона (сост. по: [10])

Тип ЭМ	Критерии	Экономический микрорайон
X-a	Наличие на территории города с числом жителей свыше 300 тыс. человек	Самарский, Саратовский, Ульяновский, Пензенский, Уфимский, Оренбургский
IX	Концентрация хозяйственной деятельности в больших (100–300 тыс. жителей) городах на фоне равномерного освоения территории; преобладание численности городского населения над сельским	Балаковский, Димитровградский, Сызранский, Туймазинский, Стерлитамакский, Нефтекамский, Орский
VIII	Наличие малых и средних городов; доля городского населения выше 50%; равномерное сельскохозяйственное освоение территории	Балашовский, Кузнецкий, Инзенский, Ртищевский, Никольский, Белорецкий, Ясенский

Обратим внимание, что только в Башкирии есть три ЭМ IX типа, сформированных вокруг полноценных вторых-третьих городов, у прочих субъектов РФ только один и ни одного в Пензенской области. Заметим, что сетка экономического микрорайонирования не статична, она продолжает претерпевать изменения и по объективным причинам, и в соответствии с субъективным принципам районирования². Так, сетки, предложенные Е. Е. Лейзеровичем, основывались на критерии соблюдения границ субъектов РФ, т. е. микрорайон не мог включать территории двух и более регионов. Но нет препятствий для «сборки» микрорайонов из муниципальных районов разных субъектов РФ (тем более, что закон «О стратегическом планировании в РФ» позволяет осуществлять планирование для подобных образований). Для ВУМР можно рассмотреть объединение Альметьевского (в Республике Татарстан) и Туймазинского, а также Сарапульско-

² Так, принцип «вложенности» макрорегионов в федеральные округа Российской Федерации, применённый в «Стратегии», представляется нам крайне спорным.



го (в Республике Удмуртия) и Нефтекамского экономических микрорайонов.

Анализ карты (рис. 3), составленной на основе данных таблицы, показывает пространственную разобщённость микрорайонов высших типов (IX и X). Хорошо просматривается прилегающая к Волге линейная структура из развитых экономических микрорайонов в Саратовской, Самарской и Ульяновской областях. В восточной части ВУМР подобной осью является р. Белая. Отсутствие развитых узловых районов между двумя этими линейными структурами, на наш взгляд, ограничивает связность всего макрорегиона.

С позиции центр-периферийного подхода ключевым фактором для поддержания целостности макрорегиона является доля полупериферии, которая по сути придаёт устойчивость всей территориальной системе. В данном случае к полупериферии можно отнести экономические микрорайоны VIII и IX типов.

Деструктивной тенденцией являются усиливающиеся процессы социально-экономической поляризации, которые будут способствовать снижению числа районов с недостаточно крупными городами-узлами, а их территория будет «перераспределяться» между далеко отстоящими друг от друга крупнейшими и сверхкрупными городами. В результате можно будет говорить об архипелаге экистических и хозяйственных островов посреди экуменического «мелководья» [3].

Рассмотрев свойства макрорегионов, существенные (возможно, критические) для целей пространственного планирования, опустимся

на микрорегиональный уровень, на котором закладывается другое важное свойство – внутреннее разнообразие.

Экономические микрорайоны Волго-Уральского макрорегиона

Экономические микрорайоны (ЭМ) как объект исследования и планирования закрывают лагуну между территориальными контрастами социально-экономического пространства в пределах субъекта РФ, с одной стороны, и подчас гомогенными и часто не обладающими достаточным объёмом ресурсов (человеческих и материальных) – с другой. Как мы писали выше, ЭМ – это узловой район, в центре которого находится организующий прилегающее социально-экономическое пространство город. Чем больше его людность, тем обширнее территория, которую он организует. Однако в тех случаях, когда на территории отсутствует узел, сшивающий социально-экономическое пространство, появляются «...районные образования другого типа, нежели узловой микрорайон, и в них на первом плане выходят признаки однородности» [12, с. 41], и ЭМ, таким образом, представляет собой однородный (гомогенный) район. При этом подходы к развитию узловых и однородных районов существенно отличаются.

Так, узловой район представляет собой центр-периферийную структуру и, стимулируя центр, можно добиться его положительного влияния на периферию. В однородных районах

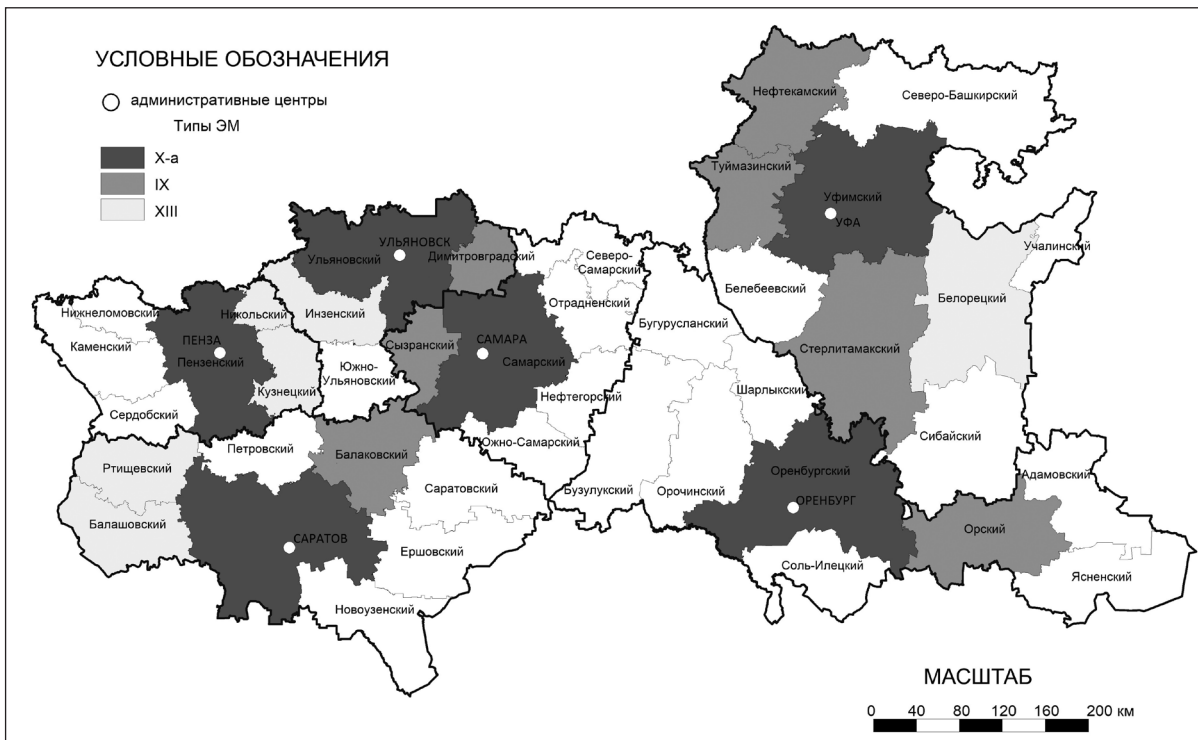


Рис. 3. Наиболее развитые экономические микрорайоны в пределах ВУМР (критерии выделения типов ЭМ см. в таблице)



точки приложения мер по развитию или отсутствию, или малозначимы, природопользование там локально и требует повышенных инфраструктурных затрат, поэтому большинство однородных ЭМ представляют собой периферию, которая в практике управления тем или иным способом «приписывается» к более успешному центру.

Радиус влияния узла ограничен транспортными издержками (в том числе временными для пассажира). Е. Е. Лейзерович полагает, что «в среднероссийских условиях пояс непосредственного тяготения, который обычно называют пригородной зоной, в зависимости от величины городов (от средних до крупнейших) распространяется на 25–45 км от города-центра, пояс формирующего влияния заканчивается на расстоянии 40–75 км от города-центра, пояс экономического влияния – на расстоянии 40–175 км» [13, с.89]. К сожалению, автор не проясняет, чем пояс экономического влияния отличается от пояса формирующего влияния.

Задача по выделению ЭМ с позиций данного подхода состоит в очерчивании радиусов соответствующей длины вокруг городов разной плотности. На практике неизбежно возникают ситуации как пересечения зоны влияния (тяготения)

двух и более городов, так и появления зон за пределами радиусов влияния. Рассмотрим данную ситуацию на примере Саратовской области.

В Саратовской области Е. Е. Лейзеровичем по сетке экономического районирования 2008 года были выделены восемь районов (рис. 4). Обратим внимание, что города Энгельс и Маркс (потенциальные узлы) попали в силу своего географического положения в один район с Саратовом, а Вольск – с Балаково. В результате за пределами данных двух районов остался только один средний (т. е. с плотностью более 50 тыс. жителей) город – Балашов.

Выделенные по признаку плотности города – узла района и общей плотности населения (в том числе сельского) ЭМ существенно отличаются по своему экономическому потенциалу. Если сопоставить данные ЭМ по вкладу в экономику региона, то получится следующее: на два приволжских микрорайона (Саратовский и Балаковский) приходится примерно 96 % всей экономической деятельности. Можно ли в таком случае рассматривать оставшиеся шесть ЭМ в качестве полноценных, сопоставимых с двумя приволжскими (Саратовским и Балаковским)? Очевидно, нет. Если на западе области Балашов и Ртищево можно рассматривать как потенциальные узлы

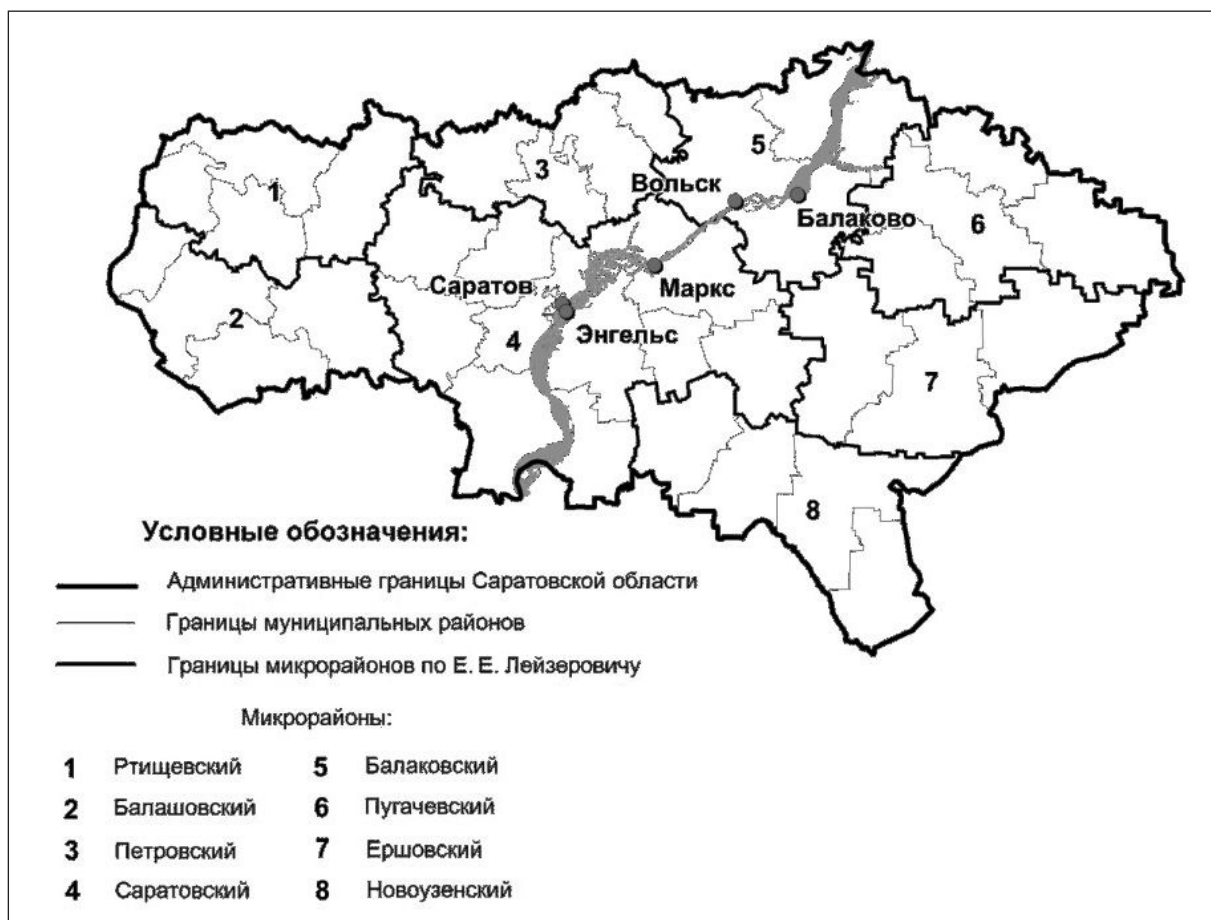


Рис. 4. Экономические микрорайоны в пределах Саратовской области



(точки роста) своих ЭМ (или одного «общего» ЭМ), то Петровскому, Ершовскому, Новоузенскому и, в меньшей степени, Пугачёвскому ЭМ явно не хватает ни людских ресурсов, ни производственных мощностей, что так или иначе ставит их в зависимость от их приволжских соседей. Такой «... заметный и постоянно нарастающий разрыв между социально-культурным потенциалом и качеством жизни районов, примыкающих к республиканским, краевым, областным, окружным центрам, и районов, удаленных от них», отмечал и Е. Е. Лейзерович [13, с. 85].

Разумеется, в теории можно развивать центры отстающих районов, города Ершов, Новоузенск, Петровск, чтобы они увеличили население и стали играть более важную роль в хозяйстве области, но по существу в среднесрочной перспективе – это невыполнимая задача, учитывая, что даже региональный центр (Саратов) теряет население (почти 7 тыс. человек за три года (2017–2019)) и сокращает промышленное производство. Поэтому в текущей ситуации шесть периферийных ЭМ будут оставаться потенциальными, выделенными на бумаге, а по факту зависеть от ЭМ с более крупными центрами.

Похожая ситуация недостатка опорных центров существует и в Пензенской, и в Ульяновской, и в Оренбургской областях, в сравнительно лучшем положении Самарская область и Башкортостан.

Выводы

Вопросы районирования территории для целей пространственного планирования целесообразно решать, используя, по выражению Н. Н. Баранского, «игру масштабом» [14]. Рассмотренные проблемы, связанные с недостатком реальных и потенциальных точек и полюсов роста, могло бы компенсировать их взаимодействие в пределах не отдельных регионов, а надрегионального образования путём усиления связей между ними и формирования урбанизированного каркаса. Для этого необходимо развитие как транспортной, так и экономической связности. С другой стороны, не менее важным для социально-экономического развития является устойчивость экономических микрорайонов.

На макроуровне обсуждаем такие свойства территориальных образований, как целостность, самодостаточность, а на микроуровне – разнообразие и их связность. Поэтому пространственное планирование на данных двух уровнях (макро- и микрорегиональном) представляется нам наиболее содержательной практикой планирования в перспективе.

Неясным остаётся направление создания документов стратегического планирования в иерархии регионов. Должно ли оно идти сни-

зу вверх (т. е. стратегия СЭР макрорегиона есть сумма стратегий регионов более низкого уровня (экономических микрорайонов и субъектов РФ)) или, напротив, стратегия СЭР макрорегиона является рамочной и определяющей содержание и пространственную привязку мероприятий по развитию на микроуровне¹. В предлагаемом нами механизме иерархического стратегического планирования требуется взаимная увязка сроков планирования и унификации содержания стратегий СЭР и схем территориального планирования. На мезоуровне стратегии СЭР существуют у всех шести субъектов РФ Волго-Уральского макрорегиона, горизонт стратегии Пензенской области – 2035 год, у остальных – 2030 год.

Отметим, что учёт положений стратегирования, принятых на микро- и на макрорегиональном уровне, сам по себе будет способствовать выходу за пределы традиционного мышления в исключительно региональной рамке. Возможно, в будущем следует вообще отказаться от стратегирования на мезорегиональном уровне (которое в настоящее время для большинства регионов выглядит выполненным «для галочки»). Для региона Урало-Поволжья (и выделенных в его пределах макрорегионов) актуальны усиление главных осей развития – рек (прежде всего, Волги и её притоков), развитие агломерационного коридора Волги не в виде концепции, а в реальности.

Библиографический список

1. Бухвальд Е. М. Стратегическое пространственное планирование : макрорегионы и субъекты Российской Федерации // Журнал российского права. 2020. № 3. С. 31–44. <https://doi.org/10.12737/jrl.2020.028>
2. Бакланов П. Я. К теории экономического районирования («теорема» об экономическом районировании) // Региональные исследования. 2016. № 4 (54). С. 4–9.
3. Преображенский Ю. В. Районирование Урал-Поволжья для целей пространственного планирования // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2019. Т. 19, вып. 2. С. 97–103. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2019-19-2-97-103>
4. Минакир П. А., Исаев А. Г., Демьяненко А. Н., Прокапало О. М. Экономические макрорегионы : интеграционный феномен или политико-географическая целесообразность? Случай Дальнего Востока // Пространственная экономика. 2020. Т. 16, № 1. С. 66–99. <https://doi.org/10.14530/se.2020.1.066-099>
5. Минакир П. А. Экономика регионов. Дальний Восток. Москва : ЗАО «Издательство “Экономика”», 2006. 848 с.
6. Котов А. В. Территория требует связной работы : роль межрегиональных взаимодействий в восстановлении экономики (к 100-летию работы И. Г. Александрова «Экономическое районирование России») // Пространственная экономика. 2021. Т. 17, № 1. С. 18–34. <https://dx.doi.org/10.14530/se.2021.1.018-034>

¹ Похожим вопросом задаётся Е. М. Бухвальд [1, с. 39].



7. Авдеева Е. С., Преображенский Ю. В. Стратегия импортозамещения Саратовской области : кооперационные связи и внешняя торговля её предприятий // Вестник ТвГУ. Серия «География и геоэкология». 2019. Вып. 2 (26). С. 28–38. <https://doi.org/10.26456/2226-7719-2019-2-28-38>
8. Михеева Н. Н. Долгосрочные прогнозы регионального развития : анализ результатов и проблемы разработки // Проблемы прогнозирования. 2018. № 5 (170). С. 24–38.
9. Преображенский Ю. В. Урбанизированный каркас Волго-Уральского макрорегиона : оценка потенциала интенсивности экономических связей // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 3. С. 159–165. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-3-159-165>
10. Лейзерович Е. Е. Об основных экономических районах (макрорайонах) России // Региональные исследования. 2014. № 3. С. 4–11.
11. Преображенский Ю. В., Романова А. Ю. Изменение сетки экономических микрорайонов в Поволжском экономическом районе // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2018. Т. 18, вып. 4. С. 234–242. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2018-18-4-234-242>
12. Смирнягин Л. В. Районы США : портрет современной Америки. Москва : Мысль, 1989. 379 с.
13. Лейзерович Е. Типология местностей России (экономические микрорайоны России : сетка и типология) // Социальная реальность. 2007. № 7. С. 84–125.
14. Баранский Н. Н. Методика преподавания экономической географии. Москва : Учпедгиз, 1960. 451 с.

Поступила в редакцию 25.08.2021, после рецензирования 15.09.2021, принята к публикации 20.09.2021

Received 25.08.2021, revised 15.09.2021, accepted 20.09.2021



ГЕОЛОГИЯ

Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 236–240

Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 236–240

<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-236-240>

Научная статья

УДК 550.8.053

Сейсмогравиметрическое моделирование в геологических задачах участков Саратовской области

Е. Н. Волкова

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Волкова Елена Николаевна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, volkovaen@info.sgu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7620-3440>

Аннотация. Геолого-геофизическое моделирование – современный и ставший классическим прием обработки и интерпретации данных, актуален в сегменте геологоразведки любого геофизического метода. В статье представлен материал двумерного моделирования на основе результатов гравиразведки и сейсморазведки в рамках лицензионных участков Саратовской области.

Ключевые слова: геологоразведка, геолого-геофизическое моделирование, интерпретация, гравиразведка, сейсморазведка

Для цитирования: Волкова Е. Н. Сейсмогравиметрическое моделирование в геологических задачах участков Саратовской области // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 236–240. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-236-240>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Seismic gravimetric modeling in geological problems of Saratov region sections

E. N. Volkova

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

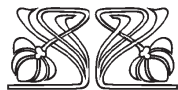
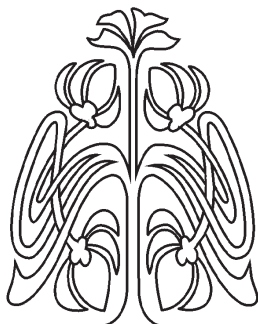
Elena N. Volkova, volkovaen@info.sgu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7620-3440>

Abstract. Geological and geophysical modeling is a modern and classic method of processing and interpretation, which is relevant in the segment of geological exploration of any geophysical method. The article presents the material of two-dimensional modeling based on the results of gravity and seismic exploration in the licensed areas of the Saratov region.

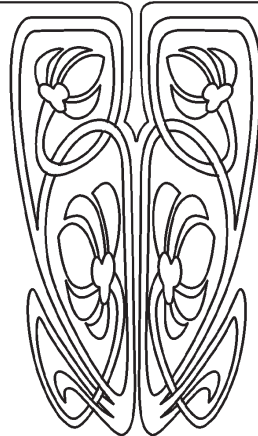
Keywords: geological exploration, geological and geophysical modeling, interpretation, gravity exploration, seismic exploration

For citation: Volkova E. N. Seismic gravimetric modeling in geological problems of Saratov region sections. *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 236–240 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-236-240>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ





Введение

Известно, что прогнозирование нефтегазо-перспективных структур, а также их локализацию в геологическом разрезе целесообразно выполнять по отдельным интерпретационным профилям. На основе анализа теоретических сейсмоплотностных и натурных сейсмогравиметрических моделей необходимо изучить природу геофизических аномалий и выявить генетическую связь между геологическими и геофизическими характеристиками с целью определения основных аномалеобразующих факторов (от додевонского рельефа, поверхности палеозоя, локальных объектов, разрывных нарушений). Подобная задача выполнялась в пределах Степновского сложного вала, где к началу девонского времени сохранились предположительно рифейские «останцы» высотой до 150–200 м, с основанием в виде горстов в гранитогнейсовом фундаменте [1–4].

Формирование согласованных и эффективных моделей обобщенных интерпретационных разрезов

Попытки доказать вышеозначенный постулат потребовали на первом этапе вычислительных экспериментов формирования теоретических моделей, а в последующем создания обобщенных и натурных интерпретационных разрезов. Геолого-геофизические модели содержали известные литолого-стратиграфические комплексы, охарактеризованные средневзвешенными обобщенными значениями плотностей: мезозойско-кайнозойский терригенный комплекс отложений – 2,1 г/см³; каменноугольный терригенно-карбонатный комплекс – 2,5 г/см³; девонский карбонатный комплекс – 2,57 г/см³; девонский терригенный комплекс – 2,55 г/см³; комплекс рифейских отложений – 2,74 г/см³. Комплексы определены между соответствующими отражающими горизонтами: nJ – подошва юрских отложений, nC₂^{mk} – подошва мелекеских отложений, nC₁^{al} – подошва алексинских отложений, nD₃^{sr} – подошва саргаевских отложений, nD₂^{vb} – подошва воробьевских отложений.

Задача построения согласованной и эффективной модели в рамках акватории реки Волга, включающей часть Степновского сложного вала и его юго-западного пространственного продолжения на правый берег Волги, была выполнена для обобщенного глубинного разреза в направлении скважин Синеньская 1 – Отроговская 35.

В пределах участка и сопредельных с ним территорий изучение плотностей пород проводилось по образцам керн из скважин, обнажений, горных выработок. В итоге плотность девонских терригенных отложений по 110 образцам Отроговской площади составляет 2,52 г/см³, по 80 образцам Квасниковской – 2,57 г/см³, на Фурманской площади по 37 образцам – 2,46 г/см³, на Приволжской – 2,59 г/см³ по 23 образцам, на Елшанской по 63 – 2,58 г/см³, на Грязнушинской по 75 определени-

ям – 2,57 г/см³. Плотность рифейских отложений на Отроговской площади 2,64 г/см³ по 32 замерам и 2,58 г/см³ на Луговской по 13 замерам. Плотность под рифейскими отложениями (породы фундамента) на площадях Фурманская и Елшанская 2,74 г/см³, что получено по 58 образцам. Для выполнения теоретических расчетов были созданы многообразные упрощенные физико-геологические модели разнообразных геологических ситуаций.

Первоначально теоретическую и наблюдаемую кривую аномалии силы тяжести в редукции Буге совместили с погрешностью 0,40 за счет изменения по латерали плотностной характеристики. В результате чего плотности распределились следующим образом: первый слой от nJ до дневной поверхности имеет плотность 2,1 г/см³, второй слой от nC₂^{mk} до nJ – 2,5 г/см³, третий слой от nC₂^{mk} до nD₃ – 2,57 г/см³, слой рифейских отложений, который граничит с фундаментом, имеет неоднородную плотность. В процессе итерации проявились четко две зоны в отложениях фундамента и рифея. На пикете 0⁰⁰–28⁰⁰ для совмещения кривых потребовалось введение значений избыточной плотности, а на пикетах 30⁰⁰–60⁰⁰ – дефицита плотностей (рис. 1).

Далее для уменьшения погрешности был проведен подбор плотностей отдельно для двух участков профиля на ПК 0⁰⁰–30⁰⁰ и 30⁰⁰–70⁰⁰. Для решения обратной задачи дифференцировали третий слой и ввели дополнительные плотности: на ПК 0⁰⁰–15⁰⁰ – 2,61 г/см³; на ПК 16⁰⁰–50⁰⁰ – 2,57 г/см³; на ПК 50⁰⁰–70⁰⁰ – 2,55 г/см³, что может быть связано с литологической неоднородностью терригенного девона. Распределение плотностей фундамента также неоднородно: ПК 0⁰⁰–20⁰⁰ плотность 2,8 г/см³; ПК 21⁰⁰–70⁰⁰ плотность 2,74 г/см³. График аномалий Δg имеет максимальное значение в районе ПК 0⁰⁰–10⁰⁰ (35 усл. ед.) и затем плавно убывает до района ПК 35⁰⁰ (5 усл. ед.). Это связано с высокой плотностью слоев, подъемом фундамента – в районе ПК 0⁰⁰–10⁰⁰ – на глубине залегания 3 км и плавным погружением до района ПК 40⁰⁰ до глубины 6,5 км. Однако всеми плотностными факторами не удалось совместить теоретические и наблюдаемые значения.

Для получения согласованной модели необходимо было изменить геометрию поверхности предполагаемого фундамента (рис. 2). В итоге решения обратной задачи в районе ПК 40⁰⁰–50⁰⁰ прогнозируется локальное поднятие фундамента с глубиной свода 4,8 км, приуроченное к предполагаемому массиву. Далее граница фундамента, плавно погружаясь до глубины 6,5 км в районе ПК 55⁰⁰, воздымается до глубины менее 4 км на ПК 70⁰⁰, что соответствует плавному подъему значений g до 5 мГал.

Следует отметить, что обратную задачу гравиразведки на данной территории можно решить, опираясь прежде всего на гипотетические структурные осложнения глубоко погруженных отложений рифея и фундамента.

Привлекая к анализу результаты решения прямой задачи от сейсмоплотностной модели на-

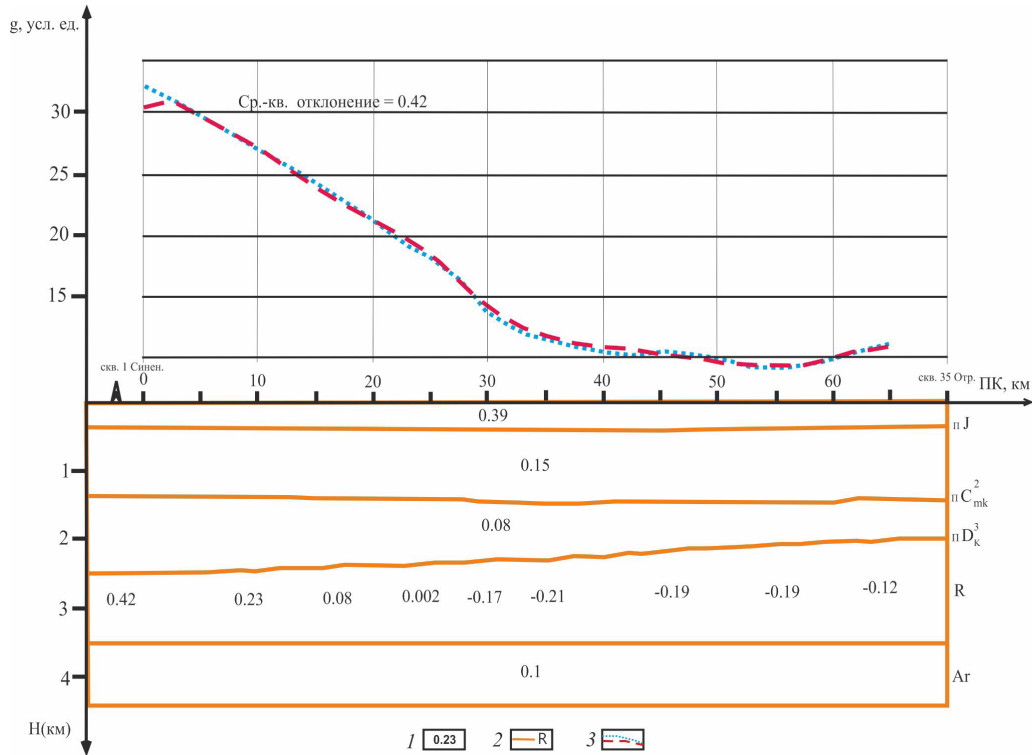


Рис. 1. Согласованная плотностная модель в направлении скважин 1 Синеньская – Отроговская 35: 1 – расчетные эффективные плотности рифея, $г/см^3$; 2 – отражающие горизонты; 3 – графики наблюдаемых и расчетных значений аномалий Δg (цвет online)

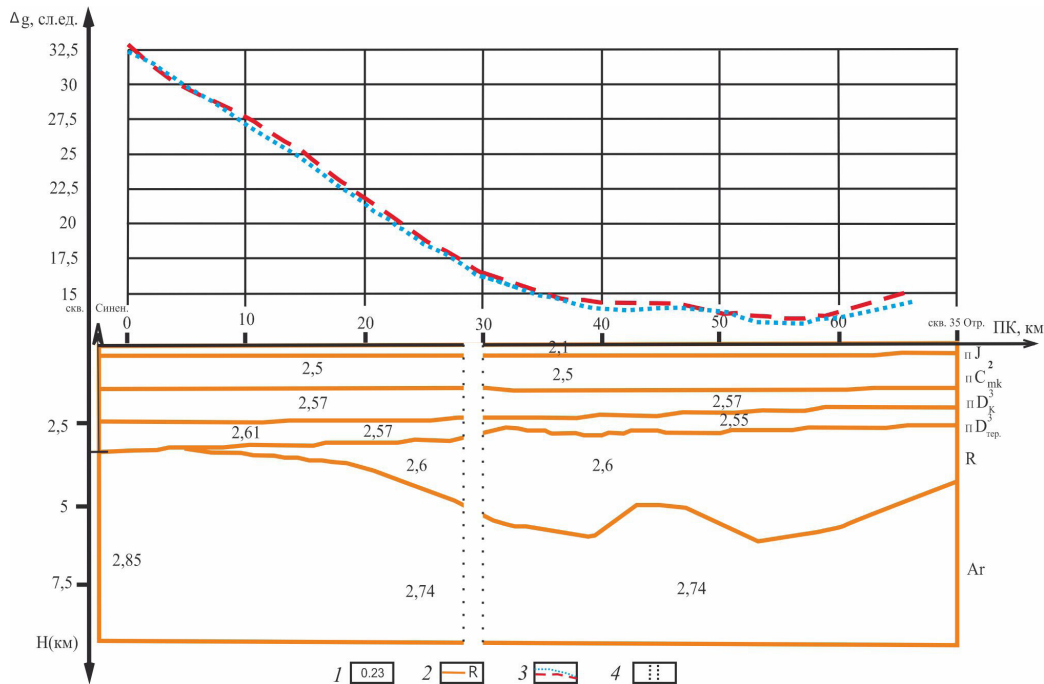


Рис. 2. Согласованная сейсмо-гравиметрическая модель разреза в направлении скважин 1 Синеньская – Отроговская 35: 1 – расчетные плотности, $г/см^3$; 2 – отражающие горизонты; 3 – графики наблюдаемых и расчетных значений аномалий Δg ; 4 – границы расчета профилей (цвет online)

турного интерпретационного профиля центральной части Левобережья доказывается, что в формировании рельефа суммарного поля даже самая

гравиактивная поверхность палеозойских отложений, геометрия которой предлагается интерпретацией сейсморазведки, играет не первостепенную



роль. И даже исключая гравиметрический эффект от этой поверхности, принятая первоначальная геологическая модель гравитационному полю также не соответствует. Для получения согласованной модели необходимо создать гипотетическую основу физико-геологической модели с дополнительными источниками избыточной плотности в отложениях, залегающих ниже терригенного девона, и получить эффективную согласованную модель.

Заключение

Таким образом, природа наблюдаемого гравитационного поля не может быть объяснена выявленными гравиметрическими эффектами от отложений девонско-каменноугольного возраста. Следовательно, рассматриваемое поле формируется либо более глубоко залегающими

контактами между разными породами (фундамент, рифей), либо плотностными неоднородностями латерального простирания. Влияние предполагаемых горстов может быть различное как в создании структур в разрезе девона и карбона, так и в интенсивности соответствующих им локальных аномалий. Это зависит прежде всего от высоты гранитогнейсового горста, от глубины залегания его поверхности и от его размеров.

Очевидно, что обратную задачу гравиразведки на данной территории можно решить, опираясь прежде всего на гипотетические структурные осложнения глубоко погруженных отложений рифея и фундамента. Исходя из анализа теоретических и натуральных моделей, с учётом результатов выявления слабоинтенсивных аномалий можно предложить итоговые концептуальные геологические модели типа (рис. 3). Они характеризуют гео-

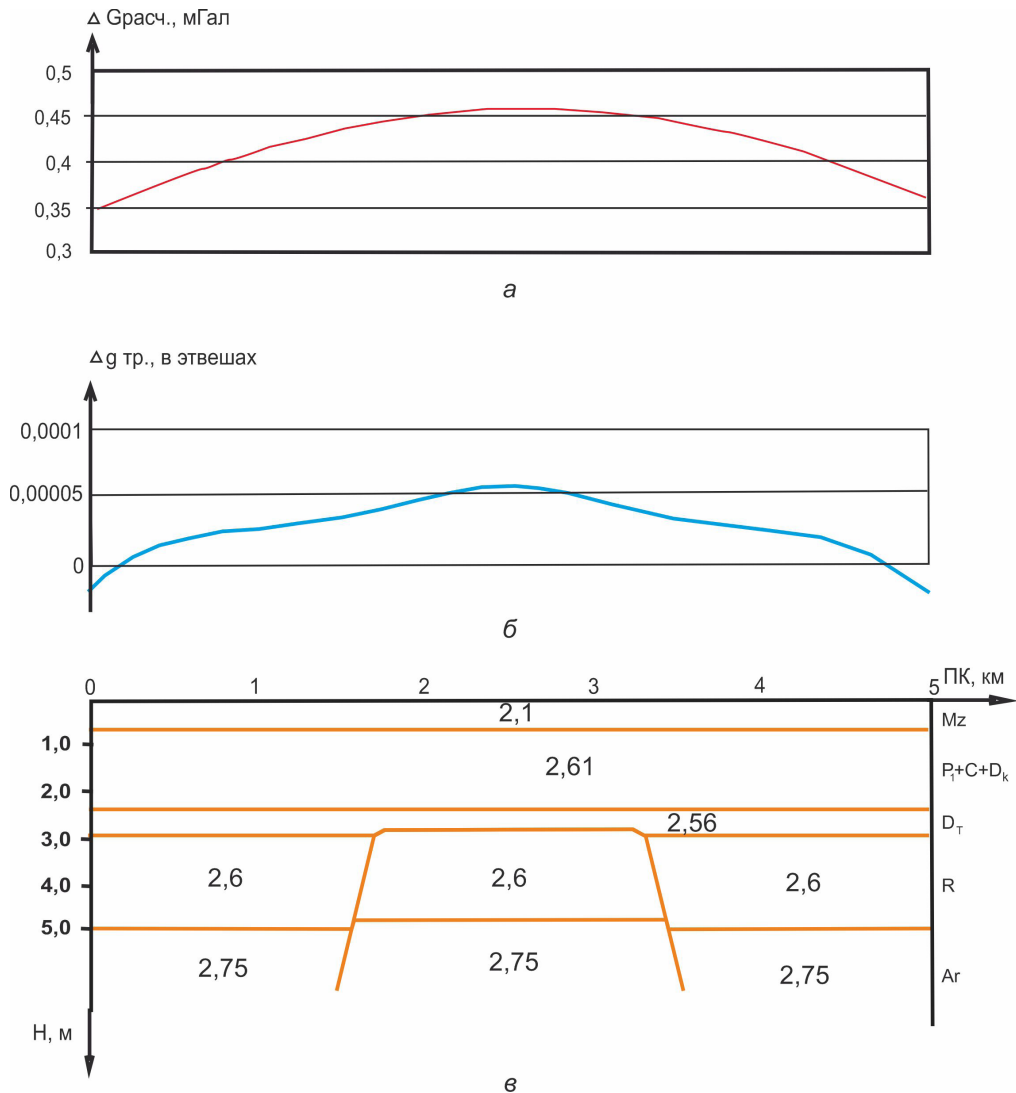


Рис. 3. Прогнозируемые структуры в отложениях рифейского и архейского возраста и их отображение в расчетных и трансформированных полях: *а* – график аномалии поля силы тяжести в редукции Буге; *б* – график трансформированной аномалии поля силы тяжести способом Саксова – Нигарда (радиус 0,5–2,5 км); *в* – концептуальные геологические модели (цвет online)



логические разрезы, включающие структуры в отложениях архея и рифея с амплитудой 100–200 м размерами около 1 км. Структуры такого типа могут формировать в двухмерном варианте аномалии интенсивностью до 0,2 мГал. Естественно, что градиент от таких плавных низкочастотных аномалий будет незначителен, что и иллюстрирует вычислительный эксперимент, представленный на рис. 3. На нем мы видим трансформированные аномалии, подчеркивающие неявные особенности слабоинтенсивного наблюдаемого поля. Амплитуда этих аномальных явлений 0,5 этвеш. Однако, учитывая, что прямые гравиметрические эффекты от аналогичных моделей в площадном варианте будут выше, интенсивность трансформированных аномалий также увеличиться до 1 этвеша, что доказывают полученные результаты теоретических экспериментов. Таким образом, концептуальные модельные разрезы от геологических структур предполагаемого девонского и додевонского воз-

раста могут сформировать выделяемые на территории исследований локальные аномалии, что и было доказано классическим методом моделирования.

Библиографический список

1. Волкова Е. Н., Артемьев А. Е., Баукова Н. Н., Санникова Е. П. Геологическая природа формирования гравитационного поля левобережья Саратовской области // Приборы и системы. 2020. № 4. С. 33–38.
2. Горьков Ю. Д. Условия формирования и особенности строения тектонических структур (на примере Саратовского и Волгоградского Поволжья) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2016. Вып. 85. С. 20–25.
3. Шебалдин В. П. Тектоника Саратовской области. Саратов : ОАО Саратовнефтегеофизика, 2008. 44 с.
4. Орешкин И. В., Орешкин А. И. Направления поисковых работ на нефть и газ в девонсконижнекаменноугольных отложениях Степновского сложного вала // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2013. Т. 13, вып. 2. С. 68–73.

Поступила в редакцию 20.05.2021, после рецензирования 10.07.2021, принята к публикации 20.09.2021
Received 20.05.2021, revised 10.07.2021, accepted 20.09.2021

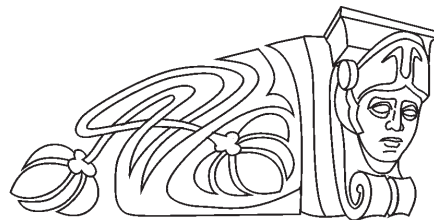


Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 241–247
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 241–247
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-241-247>

Научная статья
УДК 550.832

Оценка фациальной принадлежности локальных нефтегазоносных объектов по геофизическим данным



Б. А. Головин, К. Б. Головин, М. В. Калинин[✉], С. А. Руднев

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Головин Борис Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, bagolovin@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1737-7341>

Головин Константин Борисович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, kosgol@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3716-5592>

Калиникова Марина Викторовна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, kalinnikova1@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4077-0221>

Руднев Сергей Александрович, аспирант, Sergey.rudnev93@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3469-8649>

Аннотация. В сложившейся практике геолого-разведочных работ на нефть и газ выводы о фациальной принадлежности пород нефтегазоносных бассейнов и отдельных разведочных площадей делались главным образом на основе изучения kernового материала. В последнее время для этого привлекаются результаты сейсморазведки и геофизических исследований скважин. Геофизические методы, несмотря на их очевидный прогресс, являются косвенными, а прерывистость отборов керна и его неполные выносы затрудняют фациальный анализ. Изучение же шлама в процессе геолого-технологических исследований дает возможность восполнить этот пробел путём прямых непрерывных наблюдений по разрезу скважины. Применение всего комплекса геофизических методов позволяет взаимно компенсировать ограничения и недостатки каждого из них и более полно и достоверно оценивать генетические особенности и коллекторский потенциал продуктивных отложений. Последовательное накопление, сопоставление и анализ разнородных геофизических данных дает возможность постоянного уточнения априорных фациальных моделей и прогноза нефтегазоносности что, в конечном итоге, позволяет оптимизировать направления и объемы бурения.

Ключевые слова: фациальный анализ, шлам, геолого-технологические исследования, геофизические исследования скважин, сейсморазведка, структура, текстура, вещественный состав

Для цитирования: Головин Б. А., Головин К. Б., Калинин М. В., Руднев С. А. Оценка фациальной принадлежности локальных нефтегазоносных объектов по геофизическим данным // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 241–247. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-241-247>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Assessment of the facial affiliation of local oil and gas objects based on geophysical data

B. A. Golovin, K. B. Golovin, M. V. Kalinnikova[✉], S. A. Rudnev

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

Boris A. Golovin, bagolovin@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1737-7341>

Konstantin B. Golovin, kosgol@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3716-5592>

Marina V. Kalinnikova, kalinnikova1@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4077-0221>

Sergey A. Rudnev, Sergey.rudnev93@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3469-8649>

Abstract. In the established practice of geological exploration for oil and gas conclusions about the facies belonging of the rocks of oil and gas basins and individual exploration areas were made mainly on the basis of the study of core material. Recently for this purpose the results of seismic exploration and well logging have been used. Geophysical methods despite their obvious progress are indirect and intermittent core sampling and incomplete coring make facies analysis difficult. The study of cuttings during the well logging process makes it possible to fill this gap through direct continuous observations along the well section. The use of the whole complex of geophysical methods allows one



to mutually compensate for the limitations and disadvantages of each of them and more fully and reliably assess the genetic characteristics and reservoir potential of productive deposits. Sequential accumulation, comparison and analysis of heterogeneous geophysical data make it possible to continuously refine a priori facies models and forecast oil and gas content which ultimately allows to optimize the directions and volumes of drilling.

Keywords: facies analysis, mud logging, well logging, mud, seismic survey structures, textures, material composition

For citation: Golovin B. A., Golovin K. B., Kalinnikova M. V., Rudnev S. A. Assessment of the facies affiliation of local oil and gas objects based on geophysical data. *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 241–247 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-241-247>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

Работами ряда исследователей доказано, что морфология и геометрия пластовых нефтегазонасыщенных резервуаров определяется условиями осадконакопления слагающих их пород [1–3]. Этот же фактор контролирует распределение физических свойств пород и направленность их вторичных изменений, а стало быть, и качество коллекторов и флюидоупоров. Кроме того, фациальная (формационная) принадлежность пород обуславливает их нефтегазогенерационный потенциал, характер и закономерности последующих миграции и аккумуляции углеводородов.

Поэтому эффективность нефтегазопроисковых работ во многом зависит от способности геологов и геофизиков извлекать из геофизических данных и материалов бурения сведения палеогеоморфологического, палеогеографического и палеотектонического характера, т. е. в конечном итоге сведения о генетических осадочных формациях и слагающих их литофациях.

Целью палеогеоморфологических и фациальных исследований является восстановление палеорельефа и условий осадконакопления нефтегазонасыщенных отложений. В число задач этих исследований включаются следующие:

- выявление и трассирование зон терригенных коллекторов и определение их генезиса по сумме литологических и палеогеографических критериев с последующей экстраполяцией на неизученные площади;
- выявление рифогенных и других перспективных объектов;
- корреляция разрезов нефтегазонасыщенных отложений;
- прогнозирование зон развития и поиски неструктурных ловушек;
- выдача конкретных рекомендаций для постановки геофизических работ и бурения;
- изучение морфоструктуры продуктивных горизонтов на отдельных площадях и месторождениях с целью локального прогноза коллекторов и разработки рекомендаций по рациональному размещению скважин.

Методика проведения исследований

В прошлом выводы о фациальной принадлежности пород нефтегазонасыщенных бассейнов

и отдельных разведочных площадей делались главным образом на основе изучения kernового материала. Сегодня для этого привлекаются результаты сейсморазведки и геофизических исследований скважин (ГИС).

Однако геофизические методы, несмотря на их очевидный прогресс, всё же являются косвенными, а прерывистость отборов керн и его недостаточные выносы затрудняют фациальный анализ. Исследование же шлама в процессе геолого-технологических исследований (ГТИ) дает возможность восполнить данный пробел путём прямых непрерывных наблюдений по разрезу скважины. Поэтому использование перечисленных методов в комплексе или в традиционно принятой последовательности позволяет взаимно компенсировать ограничения и недостатки каждого из них и более полно и достоверно оценивать генетические особенности и коллекторский потенциал продуктивных отложений. Последовательное накопление, сопоставление и анализ разнородных данных дают возможность постоянного уточнения априорных фациальных моделей и прогноза нефтегазонасыщенности и, в конечном итоге, позволяют сократить объемы бурения.

Особенности литологического состава, генезиса и условий осадконакопления диктуют необходимость применения существенно разных подходов (а следовательно, и методов исследований) при фациальной оценке терригенных и карбонатных пород.

Методика исследований в терригенных породах

В терригенных породах одним из ведущих признаков для оценки их фациальной принадлежности являются текстурно-структурные особенности. Фациальная интерпретация данных ГИС в песчано-глинистых породах, включающая метод каротажных моделей фаций [4, 5], базируется на зависимости облика соответствующих диаграмм от направления изменения зернистости и последовательности чередования литотипов пород.

Здесь различаются два основных типа отложений, зависящих от характера транспортирующих агентов:

- отложения флювиальных потоков (наземных русел, авандельтовых бороздин и подводных каналов), для которых свойственно уменьшение зернистости и увеличение



глинистости песчаных пород от подошвы к кровле. Это обусловлено более активным гидродинамическим (промывным) режимом на начальных стадиях их формирования, который становится всё более вялым по мере заполнения русла обломочным материалом; – отложения в волноприбойной зоне песчаных наносов устьевых баров, которые характеризуются увеличением размера зерен снизу вверх по разрезу. Это происходит за счет последовательного накачивания более крупнозернистых песков проксимальной части устьевого бара выдвигающейся дельты на тонкозернистые пески и алевриты дистальной либо за счёт заклепывания более крупных частиц волнами верхней части бара. Фациальное происхождение коллекторов определяется при комплексировании данных методов ГИС, таких как поляризация самопроизвольная (ПС), гамма-каротаж (ГК) и квернометрия (КВ). Данные кривые отражают указанные выше типы распределения зёрен. Последние могут быть также установлены не-

посредственно при внимательном микроскопическом изучении бурового шлама (табл. 1). Поэтому выявление определенного типа распределения зернистости и наличие соответствующей ему формы кривых ПС и (или) ГК даёт возможность более надежной фациальной интерпретации геолого-геофизических данных. Естественно, что результаты такой интерпретации должны сопоставляться с данными региональных палеогеографических исследований или сейсмофациального анализа, если таковые имеются, и дают возможность картирования палеодренажных сетей в достаточно узких стратиграфических интервалах.

Вместе с тем необходимо иметь в виду, что фациальные оценки, полученные разными методами, могут расходиться между собой на разных стадиях изученности нефтегазоносных комплексов.

Методика исследований в карбонатных породах

Для карбонатных пород более ощутимую роль играет вещественный состав (глинистость,

Таблица 1

Фациальная характеристика нефтегазоносных отложений по шламу [3]

Характерные литофации	Генетические признаки, определяемые в шламе	Мощность, м
Аллювиально-пролювиальная формация		
Конгломераты, гравелиты, песчаники полимиктовые известковистые, глины алевритистые	Мелкие гальки, фрагменты карбонатно-глинистого цемента, обломки песчано-гравийных пород	<5
Равнинно-аллювиальная формация аллювиально-русовая субформация		
Песчаники средне-мелкозернистые, хорошо отсортированные, аргиллиты каолинитово-гидрослюдистые	Увеличение зернистости вниз по разрезу, сопровождаемое увеличением глинистости	>5
Аллювиально-пойменная и аллювиально-застойная субформация		
Песчаники кварцевые, плохо сортированные, алевролиты, аргиллиты каолинитовые, углистые	Отсутствие распределения зернистости по разрезу	<2-3
Прибрежно-морская подводно-дельтовая формация		
Песчаники от мелко до среднезернистых, алевролиты, аргиллиты, известняки	Увеличение зернистости вниз по разрезу песчаных пластов	>5
Прибрежно-морская волноприбойная формация		
Песчаники кварцевые средне- и мелкозернистые, хорошо отсортированные, алевролиты, аргиллиты, известняки	Увеличение зернистости вверх по разрезу песчаных пластов	>5
Шельфовая слоистая карбонатная субформация		
Известняки и доломиты разнозернистые органогенно обломочные пелитоморфные	Наличие глинисто-карбонатных прослоев, серый и кремовый цвета пород	
Рифогенная субформация		
Известняки, доломиты биогермные карасные органогенно-обломочные в разной степени перекристаллизованные	Чистота карбонатного состава, светло-серый цвет пород	70–1000
Депрессионная субформация		
Кремнисто-глинисто-карбонатные породы, скрытокристаллические, плотные	Темно-серый, почти черный цвет, высокая плотность пород, возможно, отсутствие карбонатного материала, окремнение	5–50



кремнистость и т.д.). Кроме того, с одной стороны, практически любое фашиальное замещение в карбонатных толщах сопровождается изменением мощности разновозрастных отложений, что в ряде случаев облегчает индикацию карбонатных фаций по шламу. С другой стороны, малые размеры шламовых частиц осложняют использование палеонтологических и структурно-текстурных характеристик для выявления фашиальной зональности.

Наиболее уверенно при исследовании шлама карбонатных пород выделяются рифогенные фации (табл. 1). Под чистотой карбонатного состава при этом понимается отсутствие седиментационно-диагенетического глинистого материала в известняках.

Результаты исследования и их обсуждение

Примером оценки фашиальной принадлежности терригенных нефтегазоносных объектов является опыт разбуривания и изучения тульских отложений, вскрытых скважиной 1-Ярской. Эта скважина пробурена на площади, расположенной в пределах Квасниковско-Иловатской сложнопостроенной зоны нефтегазонакопления, где, по данным сейсморазведки и бурения, распространение нижнекаменноугольных терригенных коллекторов и формирование ловушек углеводородов контролируется как структурным, так и палеогеоморфологическим фактором.

В 1987 году И. Б. Пахомовым была проведена углубленная переинтерпретация сейсмических материалов в пределах этой зоны с элементами сейсмофашиального анализа. При этом, в частности, было зафиксировано локальное увеличение времени распространения волны (dT_0) между подошвой бобриковских отложений и подошвой упинских отложений, которые с учетом данных бурения на Северо-Лиманской и Грачевской площадях интерпретировались как русловые врезы.

С другой стороны, на ряде профилей отмечено увеличение dT_0 между подошвой бобриковских и подошвой михайловских отложений, которым в большинстве случаев отвечала и локальная выпуклость михайловского горизонта. Это увеличение мощности, протрассированное по площади, связывалось с наличием предполагаемых баров в нижнекаменноугольных терригенных отложениях.

По простиранию длинных осей прогнозируемые песчаные тела делятся на три типа: субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания.

Поскольку скважина 1-Ярская закладывалась в зоне одного из таких баров, указанному интервалу разреза было уделено особое внимание при полевых и стационарных ГТИ, включавших более подробный отбор, изучение шлама и последующее сопоставление полученных результатов с данными ГИС для целей выявления

генетических признаков вскрываемых песчаников и обработки методики их оценки.

При изучении распределения размеров зерен установлено, что вскрытое скважиной в тульском интервале разреза 50-метровое песчаное тело неоднородно. По стволу скважины можно выделить две зоны. Первая из них охватывает интервал 3239–3269 м, в пределах которого наблюдается увеличение зернистости сверху вниз, что в основных чертах соответствует характеристике руслового песчаника. Вторая зона подстилает первую и начинается алевролитами и серыми глинистыми песчаниками, ниже которых крупность зерен вновь увеличивается, что свидетельствует о таком же русловом происхождении этого песчаника. Таким образом, можно предполагать, что в данном случае мы имеем дело с двумя русловыми заполнениями, наложенными одно на другое.

Характер изменения пористости песчаника по разрезу пласта, хотя и подвержен влиянию вторичных изменений породы и неравномерному отбору шлама по стволу скважины, в главных чертах согласуется с изменением размеров обломочных зерен.

Вместе с тем из рис. 1 видно, что электрокаротажная характеристика (кривые ПС) не отражает описанного распределения зерен, что, однако, не опровергает предположение о русловом генезисе рассматриваемых песчаников. Как видно (см. рис. 1), песчаник из скв. 1-Ярской имеет каротажную характеристику, практически идентичную таковой разновозрастного песчаника скв. 3-Белокаменной. Поскольку последний в соседней скв. 1-Белокаменной резко уменьшается в мощности на фоне увеличения мощности подстилающих глин, а в скв. 3-Черebaевской отсутствует вовсе, можно говорить об эрозионной нижней границе рассматриваемого пласта, характерной для русловых накоплений и несвойственной баровым песчаникам. Характерно, что скв. 3-Белокаменная, как и 1-Ярская, попадает в зону бара, прогнозируемого по сейсмическим данным.

Таким образом, в этом районе мы имеем два случая, когда данные бурения, входя в противоречие с генетической интерпретацией сейсмических материалов, всё же подтверждают прогноз песчаных тел увеличенной мощности. Причины такого расхождения кроются, вероятно, в явлении дифференциального уплотнения глинистой пачки, подстилающей тульский песчаник.

По данным исследования керна (скв. 1-Ярская, интервал 3263–3268 м) тульский песчаник обладает хорошими коллекторскими свойствами. Его пористость достигает 17,7%, а проницаемость 731 мд (табл. 2). Однако из-за неблагоприятного структурного положения скважины он оказался непродуктивным. Вместе с тем при изучении этого песчаника были установлены повышенное газосодержание шлама, наличие

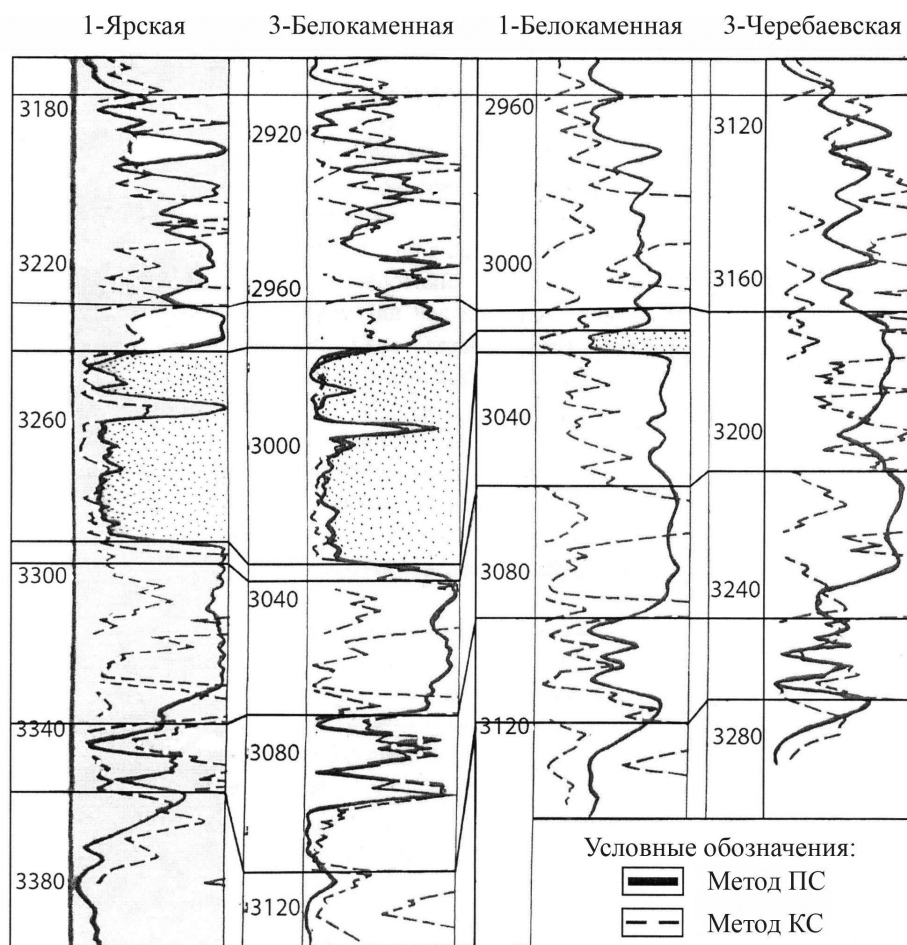


Рис. 1. Схема корреляции тульских отложений

Таблица 2
Коллекторские свойства песчаников тульского горизонта в скв. 1-Ярской по керну

Интервал отбора, м	Порода	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, мд
3263–3268	Песчаник средне мелкозернистый	16.8	308
		15.9	158
3268–3273	Песчаник среднезернистый	17.7	266
		16.9	93
		15.5	85
		17.7	731
		17.0	189

окисленных битумов в порах породы и запах углеводородов в свежем сколе керна в сочетании с повышенным сопротивлением по данным индукционного каротажа. Кроме того, пиролитические исследования шлама с глубины 3246 м показали наличие остаточных углеводородов.

Всё это является свидетельством либо транзитной миграции углеводородов по проницаемому песчаному шнуру, либо расформиро-

вания существующей здесь ранее залежи. В любом варианте миграция осуществлялась вверх по региональному восстанию. Поэтому наиболее вероятно ожидать скопления углеводородов на северо-восточном продолжении описываемого песчаного тела при пересечении его с благоприятной структурной формой. Надежность прогноза простирается длинной оси руслового шнура при этом будет определяться степенью достоверности интерпретации сейсмических материалов. В целом использование фациального анализа при поисково-разведочных работах на нефть и газ может быть представлено в виде следующей схемы (рис. 2). Если сейсмофациальный прогноз подтверждается вскрытием песчаного коллектора первой скважиной, пробуренной на площади, то оценка определения генетических признаков и заключения о фациальной природе в совокупности с определением коллекторских свойств песчаников осуществляется по комплексу данных ГТИ-ГИС.

Выявление фациального типа песчаников является основанием для прогноза формы песчаного тела, его размеров и ориентировки. При наличии надежных сейсмических данных они также привлекаются для такого прогноза и оцен-



ки соотношения песчаного тела с современной структурой. Если же эти данные отсутствуют, то прогноз осуществляется на основании региональных палеогеографических реконструкций, хотя его достоверность при этом снижается. Косвенным индикатором структурного положения пробуренной скважины являются результаты геохимических и битуминологических исследований, указывающих либо на характер флюидонасыщенности пород, либо на особенности миграции углеводородов.

В случае решения вопроса о фациальной принадлежности карбонатных пород достаточно выполнения кальцитометрических и (или) ИК-спектрометрических исследований шлама и их сопоставления с данными ГК (рис. 3).

Вместе с тем, как показывает опыт изучения мощной рифогенной постройки месторождения Тенгиз, имеются факторы, способные исказить картину, получаемую при применении указанных двух методов. Одним из таких факторов является

наличие в продуктивной толще твердых окисленных битумов, относящихся к типу керита или импсонита, которые при кальцитометрических исследованиях, не будучи растворимыми в HCl, оказываются в нерастворимом остатке. Более того, эти битумы обволакивают частички карбонатного материала, не давая им растворяться.

В продуктивных известняках Тенгиза также были встречены новообразования кварца и каолинита, также нерастворимые в HCl.

В таких сложных случаях кальцитометрические и ИК-спектрометрические анализы должны дополняться гамма-спектрометрическими исследованиями с целью выяснения природы гамма-аномалий (отсутствие радиоактивного калия является свидетельством «седиментационной чистоты» известняков), а также микроскопическим или битуминологическим изучением пород (в том числе, нерастворимого остатка) с целью выяснения роли битумоидов в строении породы (см. рис. 3).



Рис. 2. Схема использования фациального анализа терригенных коллекторов в процессе принятия поисково-разведочных задач



Рис.3. Схема исследования шлама карбонатных пород с целью определения их фациальной принадлежности

Напротив, наличие в нерастворимом остатке карбонатных пород калия и тория является основанием для отнесения изучаемых отложений к типу шельфовых мелководных образований, осадконакопление которых обычно характеризуется привнесом некоторого количества глинистого материала. Более детальное фациальное расчленение шельфовых карбонатов должно осуществляться параллельно с изучением керна, так как для выделения органогенно-обломочных, микритовых, сгустковых и других известняков необходим анализ текстур пород. Как и в случае рифогенных образований, при фациальном анализе шельфовых карбонатов иногда также необходимо снятие влияния вторичного преобразования.

Заключение

Таким образом, использование шламового материала при оперативных и стационарных ГТИ даёт возможность получения дополнительных сведений фациального и палеогеологического характера. Комплексная интерпретация всей имеющейся геолого-геофизической информации, полу-

чаемой в процессе бурения, позволяет принимать обоснованные решения для выполнения прогнозных нефтегеологических задач.

Библиографический список

1. Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Хазиев М. И. Учение о фациях. Казань : КФУ, 2005. 73 с.
2. Нурғалиева Н. Г., Қринари Г. А. Литогенетические аспекты нефтегазоносных отложений : учебное пособие для студентов и аспирантов, обучающихся по направлениям 05.03.01, 05.04.01 «Геология», 05.06.01 – «Науки о Земле». Казань : Казанский университет, 2018. 50 с.
3. Бабадаглы В. А., Изотова Т. С., Карпенко И. В., Кучерук Е. В. Литологическая интерпретация геофизических материалов при поисках нефти и газа. Москва : Недра, 1988. 256 с.
4. Пахомов В. И., Косков В. Н. Литология природных резервуаров с использованием фациально-циклического метода и промыслово-геофизических данных. Пермь : Издательство Пермского государственного технического университета, 2011. 168 с.
5. Губина А. И. Основы фациальной цикличности осадочных толщ по результатам геолого-геофизических исследований скважин. Пермь : Пресстайм, 2007. 271 с.

Поступила в редакцию 20.07.2021, после рецензирования 20.08.2021, принята к публикации 20.09.2021
 Received 20.07.2021, revised 20.08.2021, accepted 20.09.2021



Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 248–263
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 248–263
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-248-263>

Научная статья
УДК 550.384+551.7:56+551.763.3(470.4)



Магнитостратиграфия турона–сантона Самарского Правобережья

А. А. Гужикова¹, В. А. Грищенко¹, В. А. Фомин^{1✉}, Е. Ю. Барабошкин², Д. А. Шелепов¹

¹Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

Гужикова Анастасия Андреевна, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Петрофизики, blackhole3@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5669-7116>

Грищенко Владимир Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, инженер лаборатории Петрофизики, grishenko-vladimir@bk.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0268-1917>

Фомин Владимир Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, fominva@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1343-4794>

Барабошкин Евгений Юрьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ejbaraboshkin@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0000-4373-1543>

Шелепов Дмитрий Александрович, старший преподаватель, shelepov-dmitriy@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3238-8532>

Аннотация. Представлены результаты петро- и палеомагнитного изучения двух разрезов турона–сантона Самарского Правобережья – у сел Новодевичье, Подвалье – и детальное геологическое описание разреза Новодевичье. По магнитостратиграфическим данным проведены дополнительное расчленение и детальная корреляция разрезов, в разрезе Подвалье установлен неизвестный ранее перерыв в осадконакоплении. Значительной части коньякских–сантонских отложений соответствует обратная полярность, наличие которой противоречит существующим представлениям о режиме туронского–сантонского геомагнитного поля, но отчасти согласуется с данными по одновозрастным отложениям, установленными в других разрезах на территории Поволжья.

Ключевые слова: верхний мел, турон, коньяк, сантон, магнитостратиграфия, петромагнетизм, Меловой суперхрон, Среднее Поволжье

Благодарности. Авторы благодарны А. Г. Маникину (СГУ) за участие в полевом опробовании разрезов, студентам геологического факультета СГУ: Р. Туякову и Д. Агибалову за помощь в лабораторной обработке, Р. В. Веселовскому (ИФЗ РАН, Москва) за выполнение термомангнитных анализов, А. Ю. Гужикову и И. П. Рябову за обсуждение результатов исследований и ценные консультации. Мы глубоко признательны [Д. П. Найдину], Т. Н. Смирновой (МГУ), [В. Н. Беньямовскому] и В. А. Захарову (ГИН РАН) за определения микро- и макрофауны. Полевые работы и магнитостратиграфические исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 20-77-00028. Стратиграфические исследования выполнены в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

Для цитирования: Гужикова А. А., Грищенко В. А., Фомин В. А., Барабошкин Е. Ю., Шелепов Д. А. Магнитостратиграфия турона–сантона Самарского Правобережья // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 248–263. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-248-263>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Magnetostratigraphy of Turonian – Santonian strata on the Samara Right Bank

A. A. Guzhikova¹, V. A. Grishchenko¹, V. A. Fomin^{1✉}, E. Yu. Baraboshkin², D. A. Shelepov¹

¹Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

²Moscow State University, 1 Leninskiye Gory, Moscow 119991, Russia

Anastasia A. Guzhikova, blackhole3@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5669-7116>

Vladimir A. Grishchenko, grishenko-vladimir@bk.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0268-1917>

Vladimir A. Fomin, fominva@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1343-4794>

Evgeniy Yu. Baraboshkin, ejbaraboshkin@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0000-4373-1543>

Dmitry A. Shelepov, shelepov-dmitriy@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3238-8532>



Abstract. The paper presents the results of petro- and paleomagnetic studies of two sections of Turonian – Santonian on the Samara Right Bank – near Novodevichye, Podval'e villages and detailed geological description of the Novodevichye section. The magnetostratigraphic subdivision and detailed correlation of the sections were carried out. Unknown unconformity in the Podval'e section was recognized. Reverse polarity corresponds to a significant part of the Coniacian – Santonian deposits, the presence of which contradicts the existing ideas about the regime of the Turonian – Santonian geomagnetic field, but partly agrees with the data on deposits of the same age found in other sections in the Volga region.

Keywords: Upper Cretaceous, Turonian, Coniacian, Santonian, magnetostratigraphy, petromagnetism, Cretaceous superchron, Middle Volga region

Acknowledgments. We want to thank Aleksey G. Manikin (SSU) for the participation in the field sampling of geological sections. We are also grateful to the students of the faculty of Geology (SSU) Renat A. Tuyakov and Dmitriy A. Agibalov for help in the laboratory work. We thank Roman V. Veselovsky for performing thermomagnetic analyses. We also thank Andrey Y. Guzhikov and Ilya P. Ryabov for discussion of research results and valuable advice. We are sincerely grateful to [Dmitriy P. Naidin], Tatyana N. Smirnova (MSU), [Vladimir N. Benyamovskiy], Viktor A. Zakharov (GIN RAS) for dating micro- and macrofossils. Field work and magnetostratigraphic studies were carried out within the framework of the Russian Science Foundation project No 20-77-00028. Stratigraphic studies were carried out within the framework of the state order AAAA-A16-116033010096-8 (MGU).

For citation: Guzhikova A. A., Grishchenko V. A., Fomin V. A., Baraboshkin E. Yu., Shelepov D. A. Magnetostratigraphy of Turonian – Santonian strata on the Samara Right Bank. *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 248–263 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-248-263>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

Целью данной статьи является проверка гипотезы о существовании эпох обратной полярности геомагнитного поля в туронском, коньякском и сантонском веках. Подобные предположения, основанные на магнитостратиграфических материалах по разрезам верхнего мела разных регионов, неоднократно высказывались ранее [1–6 др.]. Часть из них нашла отражение в Общей магнитостратиграфической шкале (ОМСШ), в которую была включена продолжительная (~0.35 млн лет) эпоха обратной (*R*) полярности в коньякском веке («Клюевская» *R*-зона) [7]. Однако в Шкале геомагнитной полярности (GPTS) туронский–сантонский интервал до сих пор характеризуется исключительно нормальной полярностью и [8].

В последнее время были получены данные об обратной намагниченности турона–сантона Саратовского и Волгоградского Правобережья [9–12], стимулировавшие возобновление интереса к проблеме режима геомагнитного поля в туронском–сантонском веках. Несмотря на то что сведения о палеомагнитной зональности верхнего мела Нижнего Поволжья формально удовлетворяют требованиям надежности магнитостратиграфических данных [7, 13], полностью исключить возможность их альтернативной интерпретации как результата перемагничивания пород пока нельзя. Поэтому принципиальное значение при обосновании первичности намагниченности приобретает прослеживание магнитозон обратной или аномальной полярности в разновозрастных отложениях разных структурно-фациальных зон. С этой точки зрения безусловный интерес представляет сравнение палеомагнитных характеристик турона–сантона Нижнего и Среднего Поволжья. Петромагнитные данные, полученные в ходе исследований, представляют самостоятельную ценность для детальной корреляции разрезов

Самарского Правобережья и реконструкции условий формирования отложений.

Для решения данных проблем были изучены два разреза турона–коньяка Самарского Правобережья – у с. Новодевичье и с. Подвалье. Геологическое описание разреза Новодевичье, публикуемое впервые, выполнено Е. Ю. Барабоскиным в 2000 г. Тогда же В. А. Фоминым и А. Ю. Гужиковым было проведено рекогносцировочное палеомагнитное опробование разреза, но при лабораторной обработке надежных определений получить не удалось из-за чрезвычайно малой естественной остаточной намагниченности пород, недоступной для измерения на аппаратуре того времени. Тем не менее результаты палеомагнитных исследований, допускающие наличие обратной намагниченности в туроне–коньяке, были отражены в диссертации В. А. Фомина [5]. Представления о возрасте отложений в разрезе Новодевичье базируются на субрегиональной стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья [14, 15] и находках макрофауны, сделанных в 2000 г.: белемнитов (определения (МГУ)), брахиопод (определения Т. Н. Смирновой (МГУ), иноцерамов (определения В. А. Захарова (ГИН РАН)), бентосных фораминифер (определения (ГИН РАН)) [5], а также на результатах изучения радиолярий [16].

В 2020 г. В. А. Грищенко, А. Г. Маникиным и В. А. Фоминым были детально опробованы разрезы Новодевичье (повторно) и Подвалье (впервые). В туроне, коньяке и низах сантона для палеомагнитного и петромагнитного анализа в разрезе Новодевичье были взяты 22 ориентированных штуфа (при общей мощности опробованных отложений ~10 м), а в разрезе Подвалье – 14 штуфов (при мощности изученной толщи ~5 м). Между уровнями, охарактеризованными ориентированными пробами, дополнительно брались неориентированные образцы для петромагнитного анализа. Таким образом, в разрезах



Новодевичье и Подвалье в петромагнитном отношении были изучены образцы с 43 и 27 уровней соответственно.

Геологическая характеристика

Изученные разрезы находятся на севере Самарского Правобережья на территории Шигонского района (рис. 1, а, б, в). В структурном плане

они приурочены к южной окраине Мелекесской впадины – Ставропольской депрессии, ограниченной с юга Жигулевским, а с севера Мордовским валами [17, 18].

В разрезе Новодевичье (координаты: 53°36'26.5" N, 48°51'39.1" E) верхнемеловые (туронские–кампанские) отложения залегают субгоризонтально, вскрываются в оползневом обрыве на берегу Волги приблизительно в 0.5 км

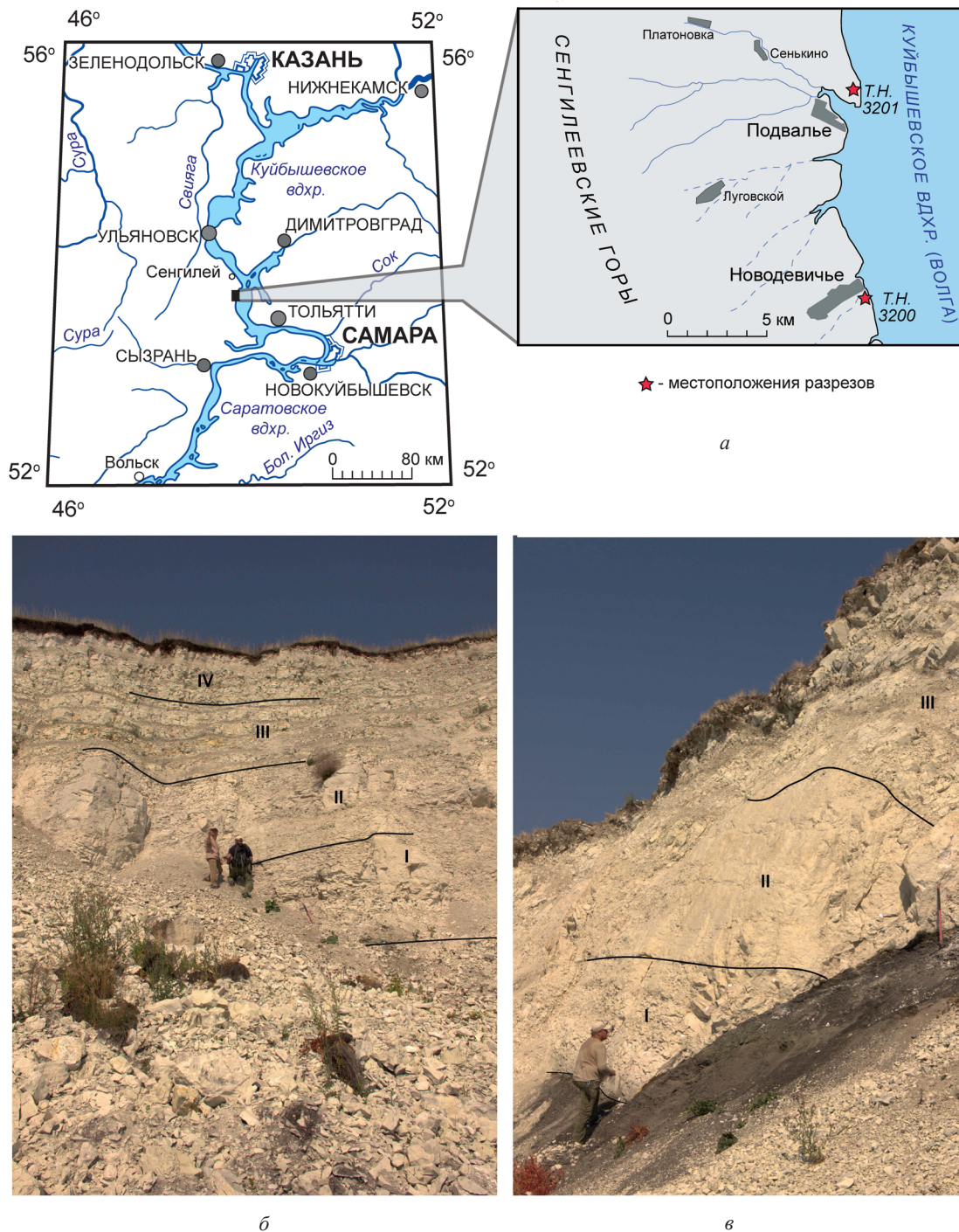


Рис. 1. Местоположения изученных разрезов (звездочки) (а); фотографии разрезов Новодевичье и Подвалье соответственно, на которых отмечены границы пачек, а цифры означают номера пачек (б, в) (цвет online)



ниже по течению одноименного села. Разрез состоит из четырех пачек карбонатно-кремнистых пород, хорошо различимых в рельефе обрыва (см. рис. 1, б). Снизу-вверх (рис. 2)

Пачка I. Образована несколькими слоями, отличающимися по составу.

Слой 1. На кровле черных глин верхнего альба с размывом залегают пески темно-зеленые средне-зернистые, глауконитовые, с хорошо окатанной галькой черных фосфоритов (2–3 см). Кровля размыта. Мощность 0.15 м.

Слой 2. Мергели светло-зеленые, биотурбированные, с зернами глауконита и хорошо единичными окатанными гальками черных фосфоритов (2–3 см), размер которых уменьшается вверх по разрезу. В шлифах это биокластовые пакстоуны, насыщенные тонкораздробленным призматическим слоем раковин иноцерармов (фототаблица, фиг. А), содержащие также фрагменты иглокожих и бентосных фораминифер. Мощность 0.5–0.55 м.

Слой 3. Мергели серые, буроватые, глинистые, с единичными зернами глауконита, образуют нишу. Микроскопически это глинистые, преимущественно кальцисферовые пак-вакстоуны (фототаблица, фиг. Б), с остатками иглокожих, фораминифер и призматического слоя раковин иноцерармов. Мощность 0.3 м.

Слой 4. Известняки светло-серые, содержащие многочисленные фрагменты толстого призматического слоя раковин иноцерармов. Выше (0.3 м) подошвы присутствует прослой хорошо окатанных мелких галек (1 см) черных фосфоритов. В шлифах породы близки к вышеописанным, отличаясь высоким содержанием раковин планктонных фораминифер (фототаблица, фиг. В). Кровля слоя представляет собой поверхность твердого дна с многочисленными норами *Arenicolites* и *Skolithos* диаметром до 1.2 см, проникающими на глубину до 5–6 см. Несколько ниже кровли встречены брахиопода *Carneithyris gracilis* (Sahni) и неопределимые фрагменты белемнитов. Мощность 1.8 м.

Пачка II. Пачка образована тремя слоями светло-серых биотурбированных известняков (1.1; 1.4–1.6 м), разделенных тонкими (0.1–0.03 м соответственно) прослоями зеленовато-серых известковых глин. Аналогичный прослой (0.05 м) расположен в подошве, где данные глины выполняют норы хардграунда. В основании нижнего слоя известняков присутствуют рассеянные хорошо окатанные гальки черных фосфоритов. Микроскопически известняки похожи на породы основания разреза. Они также насыщены мелкораздробленным призматическим слоем раковин иноцерармов (фототаблица, фиг. Г) и содержат фрагменты иглокожих и планктонных фораминифер. В верхней части известняки переходят в глинистые пак-вакстоуны с кальцисферами, планктонными фораминиферами и единичными зернами глауконита (фототаблица, фиг. Д, Е). Количество фрагментов призматического слоя раковин иноцерармов

снижается вверх по разрезу. В слое присутствует три уровня выветрелых пиритовых конкреций, хорошо заметных по ярко-бурому цвету. Его кровля (так называемый «губковый горизонт») представляет собой обохренную поверхность «зрелого» твердого дна, пронизанную норами ракообразных *Thalassinoides* на глубину 0.3 м, выполненными опоками вышележащего слоя и содержащими глауконит и мелкие фосфоритовые гальки. В пачке встречены фрагменты ростров *Goniocamax* sp. ind., а в основании слоя – остатки *Inoceramus* sp. Мощность пачки 4.6–4.65 м.

Пачка III. Пачка чередования зеленовато-серых биотурбированных неясно-полосчатых окремненных мергелей и опок (по 0.7–1 м), в подошве песчанистых, образующих карнизы в обрыве, и зеленоватых слоистых глинистых опок (0.15–0.3 м). Микроскопически опоки представлены глинистыми слабокарбонатными силицитами, содержащими алевритовую примесь кварцевых зерен, мелкие зерна глауконита, рассеянные фрагменты призматического слоя раковин иноцерармов, планктонных фораминифер и многочисленных радиолярий (фототаблица, фиг. Ж, З). Границы между слоями постепенные. Практически каждый слой опок содержит выветрелые пиритовые конкреции (1–2 см), а в прослоях глинистых опок присутствуют фрагменты белемнитов *Goniocamax* sp. – в основании, и *Actinocamax* sp. – вблизи кровли. В середине пачки встречены брахиоподы *Terebratulina chrysalis* (von Schlotheim). В подошве (0.25 м) расположен горизонт разрушенного твердого дна, представленный фрагментами (см – дм размера) окремнелых известняков с гальками черных фосфоритов. Кровля фрагментов абрадирована и обохрена; они разобщены норами *Thalassinoides*, выполненными вышележащими опоками, также содержащими гальки фосфоритов и остатки фосфатизированных губок. Кровля пачки также представляет собой поверхность софтграунда, пронизанную норами *Skolithos* sp. Во всей пачке распространены остатки «птерий» – двустворкок *Oxutoma*. Мощность пачки 5.8–6 м, из которых опробованы нижние 2.8 м.

Пачка IV. Пачка, аналогичная пачке III, слагает вершину обрыва. Она отличается от предыдущей пачки отсутствием многочисленных выветрелых пиритовых конкреций и несколько более частым переслаиванием кремнистых мергелей и глинистых опок. В кровле нижнего 0.25-сантиметрового слоя глауконит-содержащих глинистых опок расположена еще одна поверхность софтграунда с норами *Skolithos*. Здесь же встречены ростры нижекампанских белемнитов *Actinocamax laevigatus* Arkhangel'sky и *Belemnitella praecursor mucronatiformis* Jeletzky. Видимая мощность пачки около 4 м, опробование в ней не проводилось.

Пачка I соответствует гулюшевской свите (средний – верхний турон [14, 15] и, возможно,

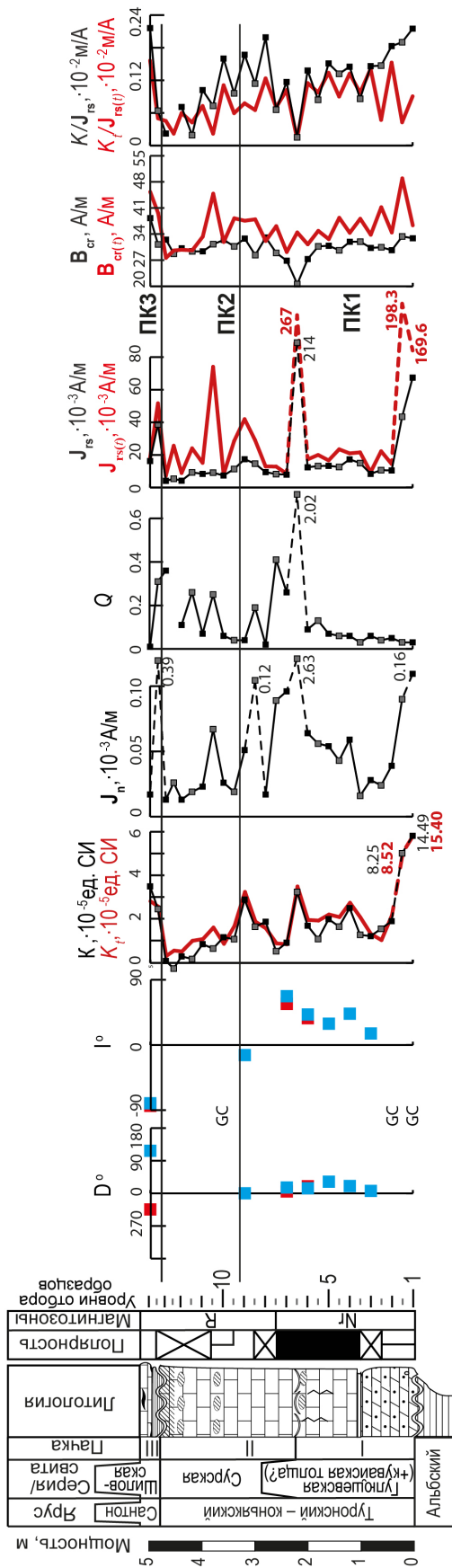


Рис. 3. Магнитостратиграфический разрез турона–сантона у с. Подвалье. Условные обозначения см. рис. 2 (цвет online)

кувайской толще (нижний коньяк), что подтверждается определениями фораминифер.

Пачка II отвечает сурской свите (средний – верхний коньяк), но практически не содержит окремнения. По данным определения фораминифер она отвечает среднему-верхнему коньяку, а находки белемнитов *Goniosamax sp. indet.* и брахиопод *Carneithyris gracilis (Sahni)* этому не противоречат.

Пачки III и IV отнесены к шиловской серии, включающей кирзятскую и потьминскую свиты (сантон), входящей в так называемый «птериевые слои» на основе многочисленных находок мелких двустворок рода *Oxytoma*. Совместные находки белемнитов *Actinocamax laevigatus Arkh.* и *Belemnitella praecursor mucronatiformis Jel.*, сделанные в основании пачки IV, характеризует нижний кампан, согласно [14, 15]. Соответственно пачка III может быть отнесена к сантону, что подтверждается определениями фораминифер.

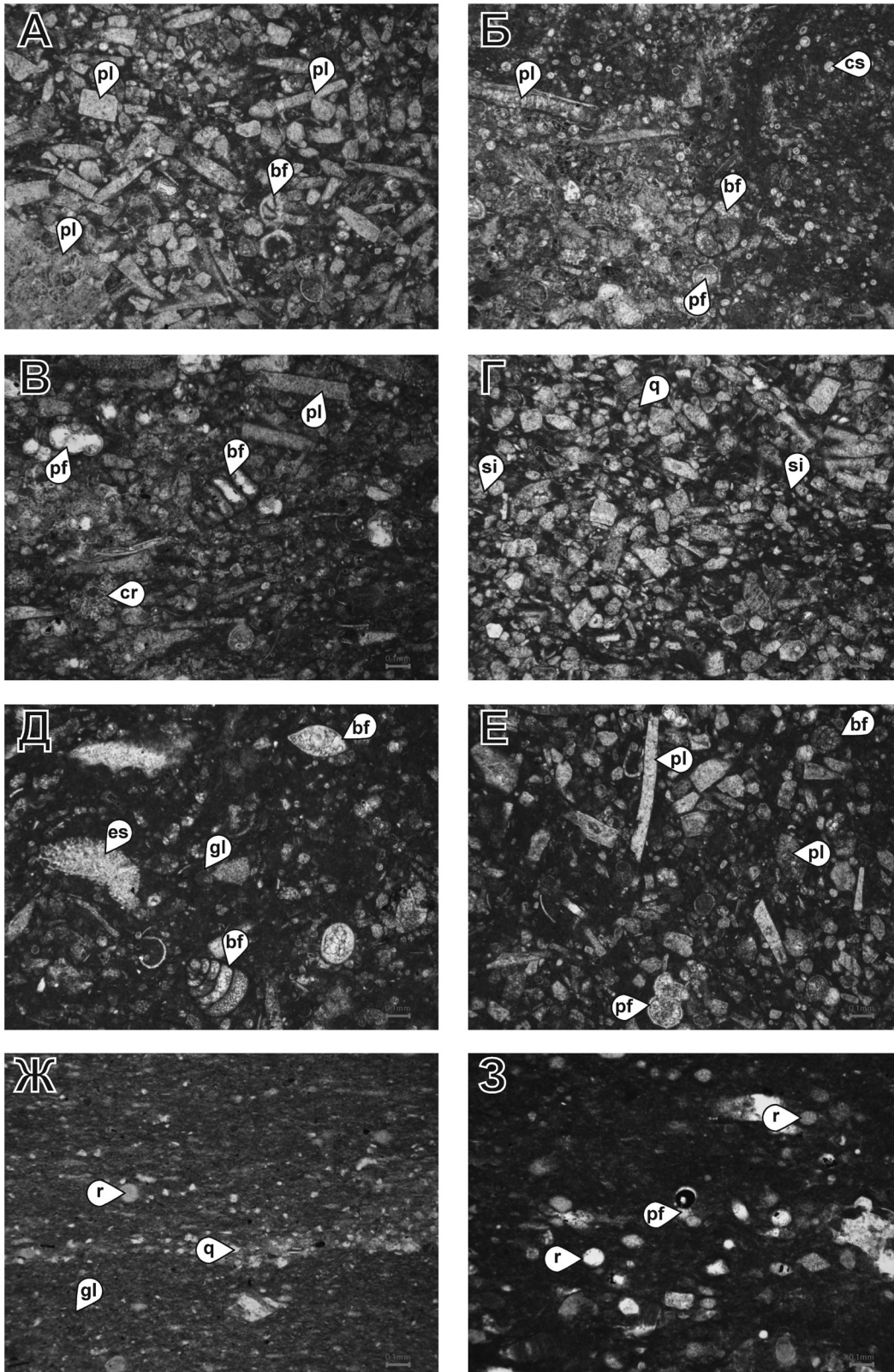
Строение изученного разреза и встреченные в нем фоссилии позволяют говорить, что осадконакопление происходило в мелководных пелагических условиях эпиконтинентального моря с медленным осадконакоплением, сопровождавшимся многочисленными перерывами. Нижняя часть разреза, соответствующая турону и коньяку, формировалась в условиях тепловодного бассейна, в то время как как сантон-кампанская часть разреза накапливалась в условиях притока холодных вод при значительном приносе золотого материала. С последней связаны кремнистый состав, доминирование радиолярий в комплексах планктона и наличие алевритовой примеси в шлифах.

В разрезе Подвалье (координаты: 53°41'20.7" N, 48°51'18.3" E), расположенном на берегу Волги ~ в 1 км выше по течению одноименного села, туронские–сантонские отложения также обнажаются в оползневом блоке, в связи с чем слои сильно дислоцированы и в месте отбора образцов падают к северу (азимут падения 6°) под углом ~30°. В разрезе Подвалье (см. рис. 1, в, 3) легко опознаются аналоги пачек I (мощностью 2.2 м), II (мощностью 2.6 м) и III (видимой мощностью ~5 м), описанных в Новодевичьем. Здесь также опробованы пачки I, II, подошва пачки III.

Методика работ

Ориентированные штуфы распиливались на 3–4 образца кубической формы с размерами граней 2 см, которые впоследствии подвергались лабораторным палео- и петромагнитным исследованиям. Неориентированные пробы распиливались на 1–2 образца кубической формы с размерами граней 1 см, у которых изучались только петромагнитные свойства.

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали измерение следую-



Фототаблица. Фотографии пород в шлифах. Фиг. А. Обр. 2366/1 – биокластовый пакстоун, пачка I. Фиг. Б. 2366/2 – биокластовый пак-вакстоун, пачка I. Фиг. В. 2366/3 – биокластовый вак-пакстоун, пачка I. Фиг. Г. 2366/4 – биокластовый пакстоун, пачка II. Фиг. Д. 2366/5 – биокластовый пакстоун, пачка II. Фиг. Е. 2366/10 – биокластовый вак-пакстоун, пачка II. Фиг. Ж. 2366/11 – глинистые силициты, пачка III. Фиг. З. 2366/12 – глинистые силициты, пачка III. Во всех случаях николи I. Буквами обозначены: bf – бентосные фораминиферы, cr – криноидеи, cs – кальцисферы, es – иглы морских ежей, pf – планктонные фораминиферы, pl – призматический слой раковин иноцерамов, q – зерна кварца, r – радиоларии



щих параметров: K – магнитная восприимчивость и ее анизотропия (АМВ); \mathbf{J}_n – естественная остаточная намагниченность; \mathbf{J}_{rs} – остаточная намагниченность насыщения (максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем); \mathbf{V}_s – поле, в котором приобретает \mathbf{J}_{rs} ; \mathbf{V}_{cr} – поле, соответствующее остаточной коэрцитивной силе, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить \mathbf{J}_{rs} образца. Образцы с каждого уровня подвергались прогреву пород при температуре 500°C в течение часа, после чего у них повторно измерялась магнитная восприимчивость (термокаппа или K_t), а также $\mathbf{J}_{rs(t)}$ и $\mathbf{V}_{cr(t)}$. Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению \mathbf{J}_n к индуктивной намагниченности, отношения K/\mathbf{J}_{rs} и $K_t/\mathbf{J}_{rs(t)}$. Фактор $Q \geq 1$ указывает на высокую степень упорядоченности магнитных моментов частиц, а отношения K/\mathbf{J}_{rs} , $K_t/\mathbf{J}_{rs(t)}$ пропорциональны среднему размеру ферромагнитных зерен. Повышенная, по сравнению с K , термокаппа фиксирует новообразованные магнитные фазы, возникшие в образцах после прогрева 500°C . Повторное насыщение образцов после прогрева проводилось с целью получения дополнительной информации о новообразованной магнитной фракции путем сравнительного анализа гистерезисных характеристик до и после термического воздействия.

Выборочные образцы подвергались полному циклу магнитного насыщения–разрушения и термомагнитному анализу (исследованию температурных зависимостей K) с целью определения вида минералов – носителей магнитных свойств, а также дифференциально-термическому анализу с целью выявления глинистых примесей. Дифференциально-термический анализ выполнялся на дериватографе MOM Q-1500D. Исследование образцов проводилось в открытых алундовых тиглях (Al_2O_3) при чувствительности прибора 200 мг и навески испытуемого вещества 500 мг. Нагрев осуществлялся до температуры $t = 1000^\circ\text{C}$, скорость подъема температуры $10^\circ\text{C}/\text{мин}$. Обработка результатов эксперимента проводилась при помощи программного комплекса «Термо 3.3».

Палеомагнитные лабораторные исследования проводились по стандартной методике [19] и включали в себя последовательные магнитные чистки температурой (в диапазоне от 75 до 200 – 500°C с шагом 25 – 50°C) и переменным полем (в диапазоне от 1 мТл до 20 – 70 мТл с шагом 2 – 5 мТл) с последующим измерением естественной остаточной намагниченности (\mathbf{J}_n). В дальнейшем проводился компонентный анализ полученных данных, по результатам которого строились палеомагнитные колонки разрезов.

Замеры магнитной восприимчивости и АМВ проводились на измерителе магнитной восприимчивости каппабридже MFK1-FB, остаточной намагниченности – на спин-магнитометре JR-6.

Для магнитных чисток переменным полем использовался демагнитизатор LDA-3AF, для температурных чисток – печь конструкции В. П. Апарина с пятислойными пермаллоевыми экранами. Для магнитного насыщения был задействован регулируемый электромагнит с максимальной интенсивностью поля 700 мТл, для термомагнитных исследований – каппабридж MFK1-FA с приставкой CS3 (в ИФЗ РАН, Москва). dK , $\mathbf{J}_{rs(t)}$ и $\mathbf{V}_{cr(t)}$ измерялись после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Анализ зависимостей $K(T)$ и данных АМВ проводился с помощью программ Cureval 8.0.2 Anisoft 4.2, соответственно, компонентный анализ палеомагнитных данных выполнялся в программе Remasoft 3.0.

Результаты работ

Магнитная минералогия и петромагнетизм

Опыты магнитного насыщения показали, что во всех исследованных образцах присутствует только магнитомягкая фаза с низкими значениями полей, соответствующих насыщению (100 – 200 мТл) и коэрцитивной силе (35 – 40 мТл), характерная для тонкодисперсного магнетита (рис. 4, а).

Наличие магнетита однозначно подтверждается наличием спадов намагниченности на термомагнитных кривых, соответствующих нагреву, вплоть до температур 600°C , близких к точке Кюри Fe_3O_4 (578°C) (рис. 4, б). Новообразованные магнитные фазы, фиксируемые при охлаждении, представлены магнетитами с температурами Кюри от 560 до 600°C . Они не могли возникнуть из сульфидов или карбонатов железа, потому что при нагреве не фиксируется значительных приростов K при температурах свыше 400°C или при 300 – 350°C , характерных для пирита и магнитных сульфидов (типа пирротина, грейгита) или сидерита соответственно [20]. Вероятно, новообразованные магнетиты являются продуктом восстановления железа при охлаждении из минералов группы лимонита [21], а в низах разреза, кроме того, из глауконита [22]. Появление магнитомягких ферромагнетиков после прогрева образцов при 500°C подтверждается превышением величин K_t и $\mathbf{J}_{rs(t)}$ над K и \mathbf{J}_{rs} и, напротив, снижением $\mathbf{V}_{cr(t)}$ относительно \mathbf{V}_{cr} в обоих разрезах. Почти повсеместно значения $K_t/\mathbf{J}_{rs(t)}$ меньше K/\mathbf{J}_{rs} , что указывает на очень тонкодисперсное состояние новообразованных Fe_3O_4 .

Распределение направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости (АМВ) в изученных разрезах до нагрева имеет хаотичный характер (рис. 4, в – I, II). Тем не менее среднее направление коротких осей ($K3_{cp}$) в разрезе Новодевичье близко к вертикальному положению (рис. 4, в – I), свойственному отложениям, в которых сохранилась первичная осадочная текстура. После повторных измерений АМВ образцов прогрева при 500°C хаос значительно уменьшился в разрезе Новодевичье: кучность проекций

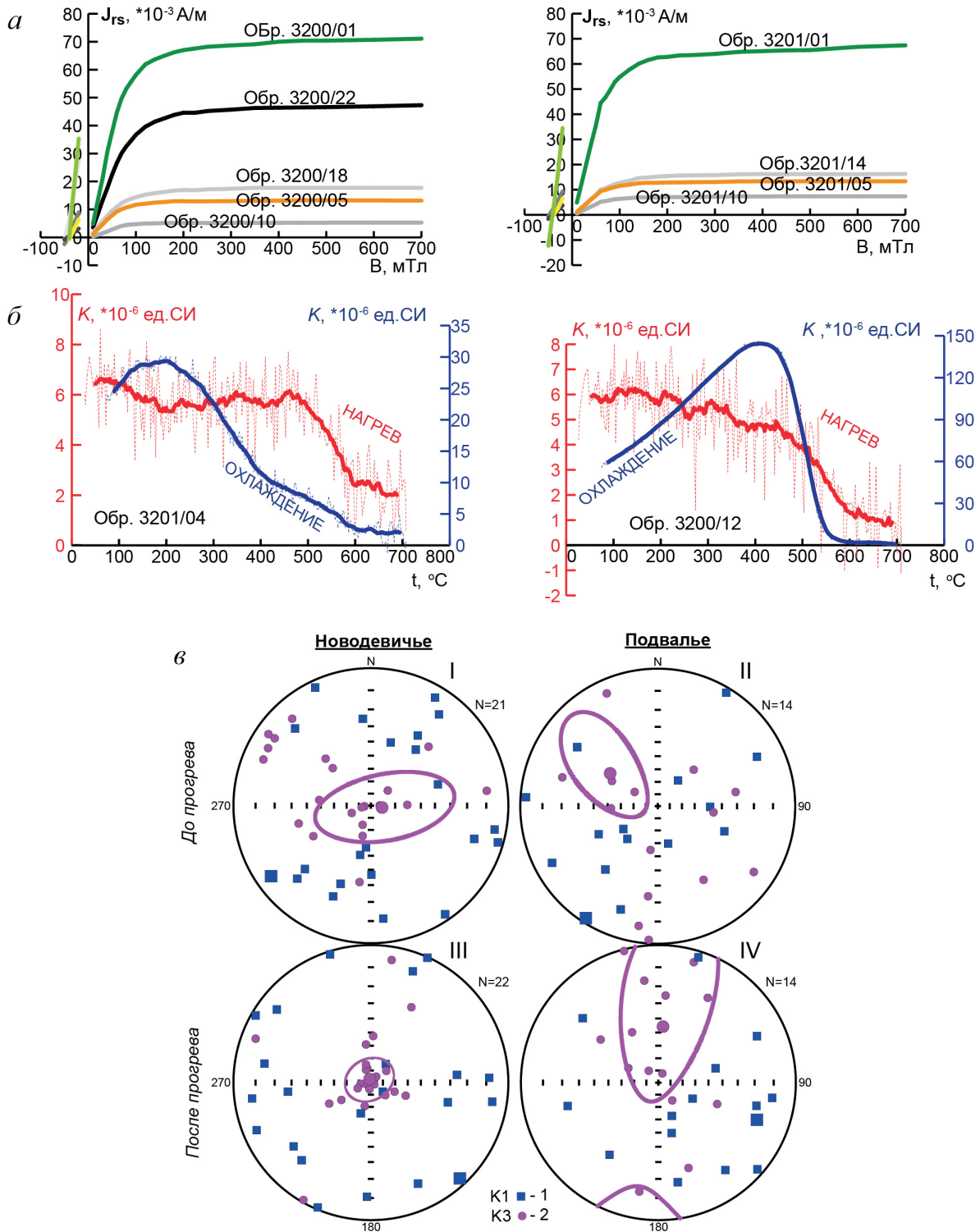


Рис. 4. Результаты магнито-минералогических анализов: а – кривые магнитного насыщения и разрушения; б – кривые термомагнитного анализа; в – стереографические проекции коротких и длинных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в палеогеографической системе координат до и после прогрева (цвет online)

коротких осей возросла в 1.6 раза, их среднее направление осталось статистически не отличимым от вертикали (отклонение проекции $K3_{cp}$ от центра стереограммы составило 3.1°) (рис. 4, в – III). В разрезе Подвалье улучшение картины распре-

деления осей магнитной анизотропии после прогрева не столь очевидно: кучность коротких осей увеличилась незначительно (в 1.2 раза), угол между $K3_{cp}$ и вертикалью практически не изменился (45.6° – до прогрева и 44.4° – после), но проекции



КЗ закономерно «вытянулись» в меридиональном направлении (рис. 4, в – IV). Значительный наклон KZ_{cp} к северу обусловлен более интенсивными оползновыми процессами близ с. Подвалье, по сравнению с районом с. Новодевичье, и, наряду с ярко выраженной вытянутостью овала доверия KZ_{cp} в этом же направлении, фиксирует главный вектор смещения оползневых масс.

По данным дериватографии (рис. 5) в карбонатных пачках I II (исключая слои в основании пачки I, обогащенные песчаным материалом и глауконитом) не обнаружено иных минеральных фаз, кроме кальцита, что свидетельствует об отсутствии в отложениях глинистых примесей или об их очень малых содержаниях, в пределах погрешности метода (не более процента). Судя по термическим изменениям [23] разница между образцами, взятыми из пачки I в разрезе Подвалье и пачки II в разрезе Новодевичье, заключается только в разном количестве адсорбционной воды (в пачке I ~5%, в пачке II ~13%) и вполне может быть обусловлена гипергенными процессами.

Несмотря на малые величины петромагнитных параметров, изученные разрезы дифференцируются на три петромагнитных комплекса (ПК). Нижний комплекс (ПК1) соответствует пачке I низам пачки II, средний (ПК2) – оставшейся части пачки II, верхний (ПК3) – изученной части пачки III. Наилучшим образом трехчленное деление разрезов проявляется на графиках магнитной восприимчивости, на которых ПК2 выделяется минимальными значениями магнитной восприимчивости ($-0.26-1.5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), но находит отражение и в вариациях остальных характеристик (см. рис. 2, 3).

Палеомагнетизм

Палеомагнитным исследованиям подверглись 94 ориентированных образца, взятых

с 36 уровней. В процессе компонентного анализа 12 уровней были исключены из рассмотрения, потому что в них не удалось выделить компонент намагниченности или результаты чисток температурой и переменным полем противоречили друг другу. На 24 уровнях результаты разных видов магнитных чисток согласуются между собой, что повышает достоверность палеомагнитных определений (рис. 6, а–в).

В образцах с 9 уровней выделены характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**) приемлемого качества (максимальный угол отклонения (MAD) < 15°), соответствующие нормальной (прямой) полярности (N) (см. рис. 6, а).

В другой группе образцов с остальных 15 уровней ChRM выделить не удалось. На 8 уровнях зафиксированы не являющиеся характеристическими компонентами намагниченности с отрицательными наклонениями, свойственными обратной полярности (R) (см. рис. 6, б). На 7 уровнях стереопроекции J_n при размагничивании образцов смещаются по дугам больших кругов (GC) (рис. 6, в). Это свидетельствует о наличии в породах как минимум двух компонент намагниченности. В подобной ситуации уместно предположить, что в обеих группах выделенные компоненты являются стабилизированными векторными суммами частично разрушенных древней (первичной) и вторичной (связанной с современным геомагнитным полем) J_n . Направления древнего и современного поля нормальной полярности близки, поэтому их суперпозиция похожа на характеристическую компоненту. Векторы древнего поля обратной полярности и современного поля противоположны, вследствие чего в образцах из второй группы не удается выделить ChRM, им свойственны компоненты намагниченности с отрицательными наклонениями и/или изменение

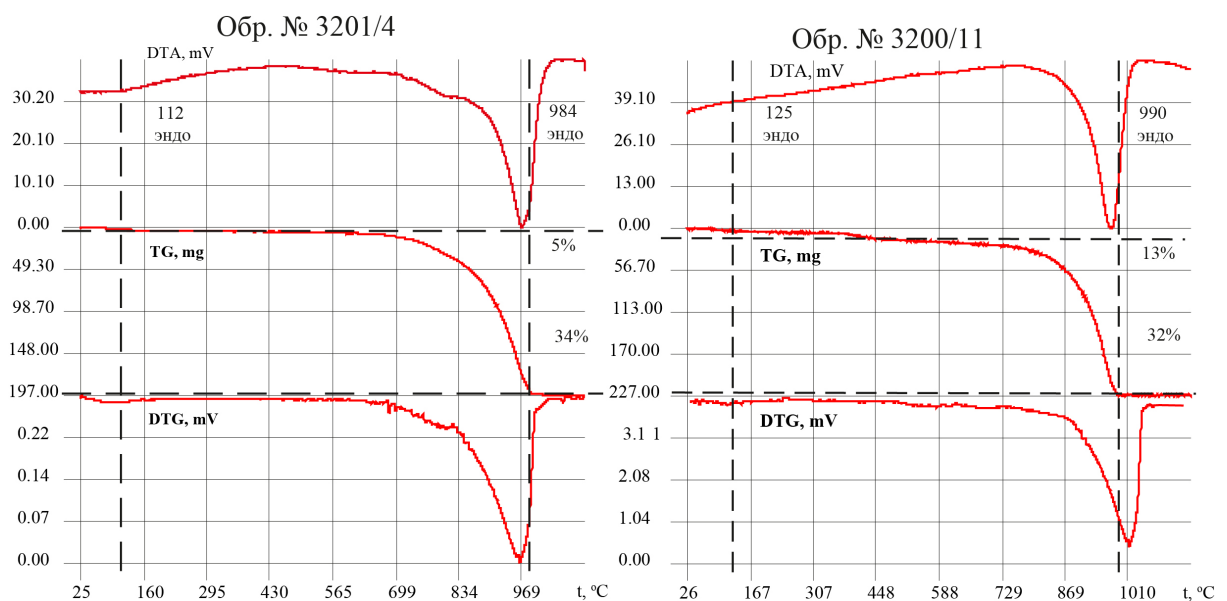


Рис. 5. Результаты дифференциально-термического анализ (цвет online)



направлений \mathbf{J}_n в процессе магнитных чисток вдоль больших кругов.

Совокупность **ChRM**, соответствующих предположительно нормальной полярности, характеризуется значительным разбросом (рис. 6, ε), не выходящим, однако, за пределы величин статистических палеомагнитных параметров, типичных для осадочных пород [24–26 др.]. В географической системе координат кучности (k) и радиусы кругов доверия (α_{95}) для N -направлений значимо не различаются, но α_{95} пересечения больших кругов в ней примерно в два раза меньше, чем в стратиграфической системе координат (см. рис. 6, ε). Распределение компонент \mathbf{J}_n с отрицательными наклонениями близко к хаосу (см. рис. 6, ε). Большие круги пересекаются в точке, соответствующей компоненте с более кучным распределением, каковой в данном случае является, скорее всего, химическая намагниченность, связанная с гипергенными гидроксидами железа (см. рис. 6, ε). Направление, соответствующее пересечению GC, статистически не отличается от вектора современного поля в районе работ, наклонение которого составляет 69.4° .

Уровни, на которых выделены **ChRM**, соответствующие нормальной полярности, группируются только в низах обоих разрезов. Поэтому мы ранжируем палеомагнитные колонки на две магнитозоны: нижнюю, преимущественно прямой полярности (Nr), соответствующую пачке I – основанию пачки II и обратной полярности (R), охватывающую пачку II (за исключением подошвы) – нижнюю половину пачки III (см. рис. 2, 3, 6). Наличие пропусков в определениях полярности допускает, что реальная палеомагнитная структура разрезов может оказаться более сложной.

Несмотря на невысокое качество полученных данных, они удовлетворяют как минимум 5 из 8 критериев достоверности магнито-стратиграфических материалов: возраст отложений определен, по крайней мере, с точностью до яруса; образцы послойно привязаны к разрезу; приведены статистические параметры распределений выделенных компонент; исследованы магнитные минералы; одинаковая последовательность магнитозон зафиксирована в двух разрезах [7].

Обсуждение результатов

Нижняя часть разрезов, обогащенная песчаным материалом и глауконитом, предсказуемо характеризуется повышенными значениями всех параметров, которые в той или иной степени зависят от концентрации ферромагнитных частиц (K , \mathbf{J}_n , \mathbf{J}_{rs}) (см. рис. 2, 3). Отсутствие или крайне малое количество терригенных примесей (по данным дифференциально-термического и петрографического анализов) в вышележащих карбонатах не дает оснований связывать вариации магнитной восприимчивости или остаточной намагниченности по всему разрезу турона–коньяка с изменени-

ями в содержании терригенной компоненты. Версию о ферромагнетиках химического генезиса как носителях магнитных свойств в изученных разрезах также следует исключить, потому что значения фактора Q – сотые и первые десятые доли единицы (за единственным исключением в подошве пачки II в Подвалье, где $Q > 2$) – не типичны для химической намагниченности. Наиболее вероятно, что носителями магнитных свойств являются аллотигенные частицы пылевой размерности, приносимые в бассейн ветром или иным способом. Если интенсивность привноса эолового материала во время формирования карбонатной толщи существенно не менялась, то минимальные величины K и \mathbf{J}_{rs} в пределах ПК2 обусловлены повышенной скоростью накопления карбонатного материала во второй половине коньякского века, что приводило к разубоживанию терригенных частиц в карбонатном осадке. Незначительно повышенные, по сравнению с ПК1, значения \mathbf{J}_n и Q , свойственные ПК2, возможно, отражают смену относительно активной гидродинамической обстановки на более спокойную, способствовавшую лучшему упорядочиванию ферромагнитных частиц геомагнитным полем.

По совокупности палео- и петромагнитных свойств проведена детальная корреляция разрезов Новодевичье и Подвалье (рис. 7).

Уровень с аномально высокими значениями K , \mathbf{J}_n и \mathbf{J}_{rs} (см. рис. 3), соответствующий подошве пачки II в разрезе Подвалье (с призматическим слоем раковин иноцератов), скорее всего, связан с перерывом в осадконакоплении. Судя по большим значениям $Q = 2.02$, характерным для химической намагниченности, носителем \mathbf{J}_n здесь является аутигенный магнетит. По сравнению с аллотигенным Fe_3O_4 он более магнитомягкий и дисперсный (что фиксируется минимумами \mathbf{V}_{cr} и K/\mathbf{J}_{rs} соответственно). Скорее всего, аутигенный магнетит входит в состав глауконитовых зерен, присутствующих на этом уровне. Во всяком случае, спектры петромагнитных характеристик в подошве пачки II основании пачки I, где отмечен глауконит, аналогичны. По палеомагнитным данным можно наметить объем перерыва в разрезе Подвалье, который, вероятно, соответствует интервалу обратной полярности внутри Nr -зоны в разрезе Новодевичье.

Граница ПК1 и ПК2 делит пачку II на две части. В свою очередь, верхнюю часть пачки можно дополнительно расчленить на три петромагнитных интервала, границы между которыми определяются по минимумам магнитной восприимчивости.

Пачке III (сантон), которой соответствует ПК3, свойственны наиболее высокие значения K , \mathbf{J}_n и \mathbf{J}_{rs} , обусловленные, очевидно, ферромагнетиками, ассоциирующимися с глинистым материалом и терригенными зернами, предположительно эолового происхождения, встреченными в шлифах (фототаблица, фиг. Ж).

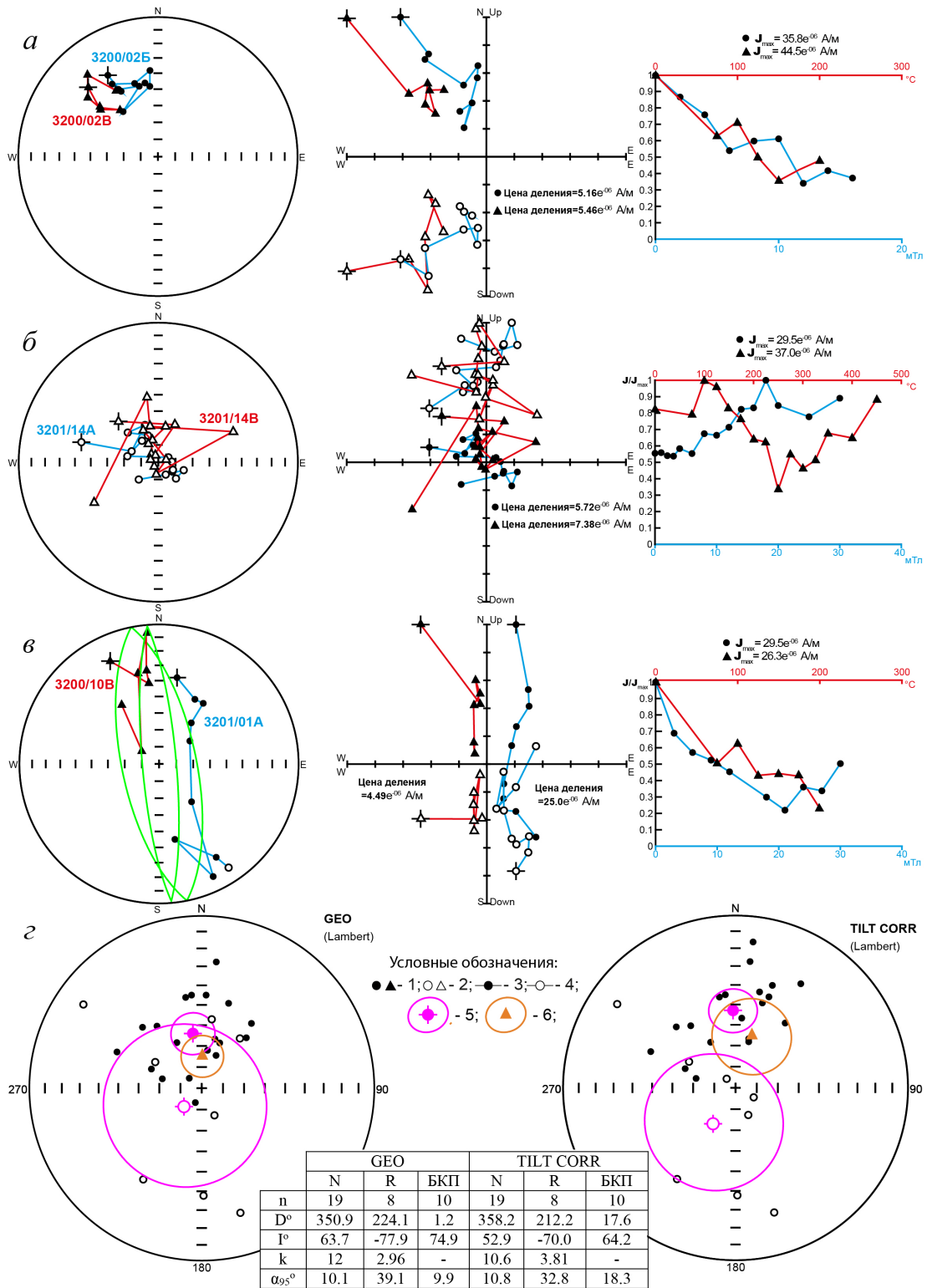


Рис. 6. Результаты компонентного анализа (слева направо) (а – в): изображения на полярных стереопроекциях изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток (в стратиграфической системе координат); диаграммы Зийдверльда (в стратиграфической системе координат); графики размагничивания образцов. Полярные стереопроекции компонент J_n в географической (GEO) и стратиграфической (TILT CORR) системах координат и статистические палеомагнитные параметры (z): n – число образцов в выборке, D_{cp} , I_{cp} – среднее склонение и наклонение соответственно, k – палеомагнитная кучность, α_{95} – радиус круга доверия вектора: 1–4 – проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы, на горизонтальную (3) и вертикальную (4) плоскости; 5 – среднее палеомагнитное направление и круг доверия; 6 – точка пересечения кругов перемгничивания и круг доверия (цвет online)

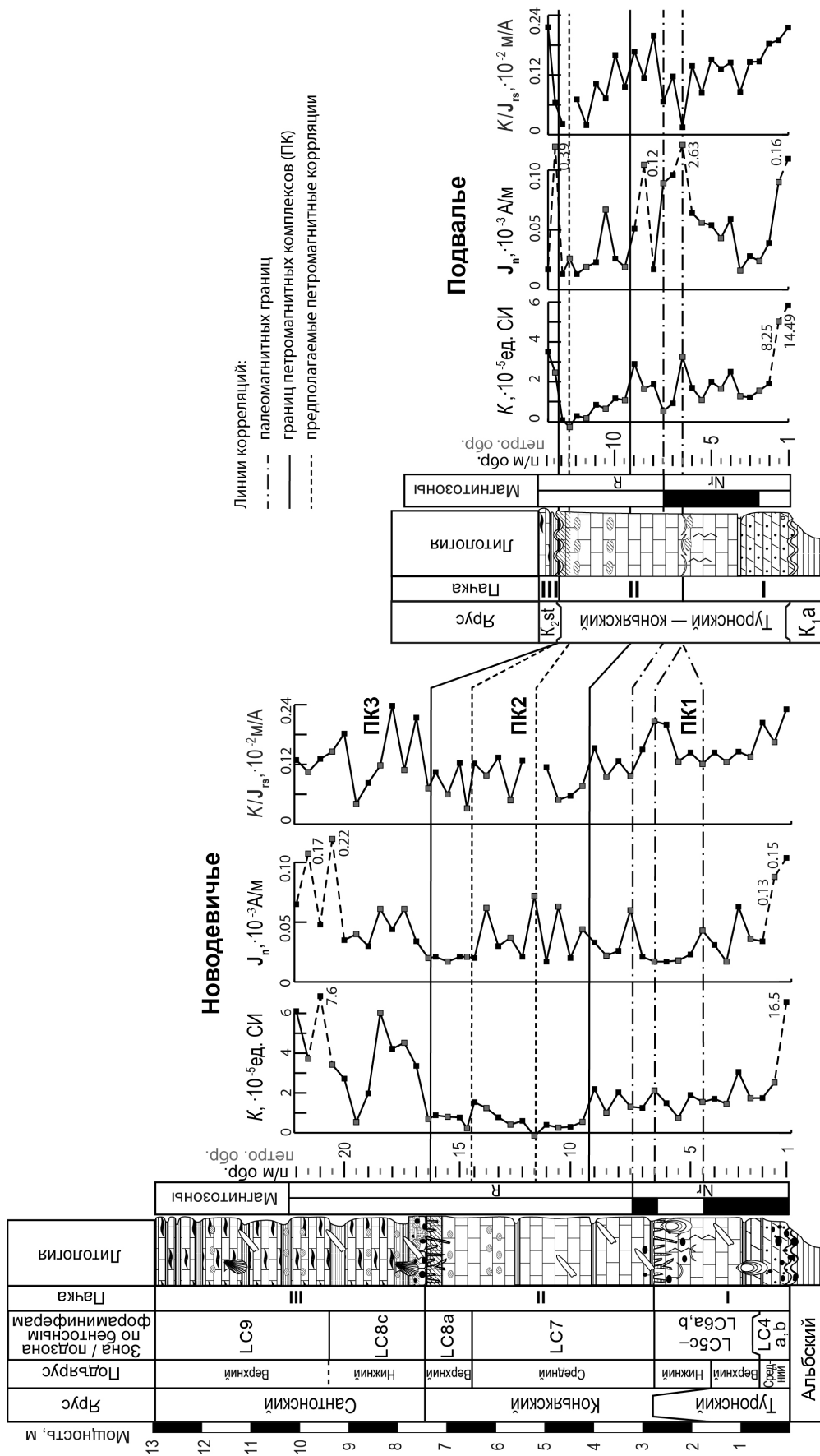


Рис. 7. Магнитостратиграфическое сопоставление разрезов турона–сантона Новодевичье и Подвалье. Условные обозначения см. рис. 2



Выделение зон обратной полярности в палеомагнитных колонках разрезов (см. рис. 2, 3, 7) базируется на предположении, что причиной отрицательных наклонов компонент J_n и смещений палеомагнитных векторов по дугам больших кругов является наличие древней намагниченности, соответствующей обратной полярности. Альтернативная интерпретация тех же результатов компонентного анализа заключается в том, что породы после своего формирования подверглись перемагничиванию.

Магнитозоны разного знака выделяются в толщах, весьма однородных в литологическом, петромагнитном и других отношениях. Поэтому если предположить, что породы перемагничены, то избирательность этого процесса труднообъяснима. Индифферентность знака магнитной полярности даже к небольшим различиям в литологии и в магнитных свойствах отложений также свидетельствует больше в пользу обусловленности намеченной нами палеомагнитной зональности особенностями режима туронского–сантонского геомагнитного поля, а не эпигенетическими процессами.

Магнитостратиграфические данные по разрезам Новодевичье и Подвалье согласуются с аналогичными материалами по Нижнему Поволжью и другим регионам, фиксирующими магнитозоны обратного знака в туронских, коньякских и сантонских отложениях (рис. 8). В последнее время крупные магнитозоны обратного знака или аномальной полярности были выявлены в разрезах турона–сантона Озерки-1, 2, 3, Липовка (Саратовское Правобережье) [11], Большой Каменный овраг [9] и Каменный брод (Волгоградское Правобережье) [12]. Интервалы обратной полярности регистрировались ранее в коньяке – сантоне Туаркыра [2] и Южной Англии [6], в ряде разрезов турона–сантона Кавказа [5, 27] и Копетдага [4, 5] (см. рис. 8). Тем самым результаты выполненных исследований подтверждают гипотезу о наличии продолжительных эпох обратной полярности в туроне–коньяке. Однако согласовать между собой результаты детальных биостратиграфических и палеомагнитных корреляций турона–сантона Поволжья пока не удается. Например, в разрезе Нижняя Банновка (Красноармейский район Саратовской области) в туронских – коньякских отложениях фиксируется исключительно прямая полярность. Возможно, проблемы заключаются в недостатке и неоднозначности палеонтологических данных. Но до тех пор, пока они не будут решены, версию о перемагничивании отложений также нельзя исключать из рассмотрения.

Выводы

По итогам проведенных магнитостратиграфических исследований турона–сантона Самарского Правобережья получены следующие результаты.

1. Изучены и охарактеризованы разрезы верхнего мела Новодевичье и Подвалье; проведена их детальная корреляция.

2. В разрезе Подвалье установлен перерыв в осадконакоплении на границе нижне- и среднеконьякского подъярусов.

3. Особенности петромагнитного строения туронской–коньякской карбонатной толщи предположительно могут быть объяснены увеличением скорости осадконакопления в среднем и позднем коньяке.

4. Новые данные, наряду с полученными ранее, позволяют предположить наличие эпох обратной полярности геомагнитного поля в туронском, коньякском и сантонском веках.

Библиографический список

1. Гнибиденко З. Н., Лебедева Н. К., Шурыгин Б. Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Доклады РАН. 2014. Т. 458, № 1. С. 83–87.
2. Гужиков А. Ю., Молостовский Э. А., Назаров Х., Фомин В. А., Барабошкин Е. Ю., Конаевич Л. Ф. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.
3. Гужиков А. Ю., Барабошкин Е. Ю., Фомин В. А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: сборник научных трудов / под редакцией Е. М. Первушова. Саратов: Издательство Саратовского университета, 2007. С. 69–86.
4. Еремев В. Н., Назаров Х., Рамазанов С. А., Фомин В. А. Магнитостратиграфия опорного разреза верхнего мела Западного Копетдага (Канавчай) // Известия АН Туркменистана. 1995. № 4. С. 163–169.
5. Фомин В. А. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений Восточного Кавказа, Западного Копетдага и Туаркыра: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук. Саратов, 2003. 184 с.
6. Montgomery P., Hailwood E. A., Gale A. S., Burnett J. A. The Magnetostratigraphy of Coniacian – Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 156. P. 209–224.
7. Храмов А. Н., Шкатова В. К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя // Дополнения к стратиграфическому кодексу России / под редакцией А. И. Жамойды. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. С. 34–45.
8. Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. B., Ogg G. M. Geologic Time Scale 2020. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. Vol. 2. 1357 p.
9. Гужикова А. А., Первушов Е. М., Рябов И. П., Фомин В. А. Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 20, вып. 4. С. 262–277. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2020-20-4-262-277>



10. Первушов Е. М., Сельцер В. Б., Калякин Е. А., Фомин В. А., Рябов И. П., Ильинский Е. И., Гужикова А. А., Бирюков А. В., Суринский А. М. Комплексное био- и магнитостратиграфическое изучение разрезов «Озерки» (верхний мел, Саратовское правобережье). Ст. 1. Характеристика разрезов, результаты петромагнитных и магнито-минералогических исследований // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2017. Т. 17, вып. 2. С. 105–116. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2017-17-2-105-116>
11. Existence of the Reversal Polarity Zones in Turonian-Coniacian from the Lower Volga (Russia) : New Data / A. A. Guzhikova, A. Y. Guzhikov, E. M. Pervushov, I. P. Ryabov, A. M. Surinskiy [et. al] // Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism : International Conference on Geomagnetism, Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, Russia) / eds. D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov. Springer Geophysics. Springer, Cham, 2019. P. 353–369.
12. Pervushov E. M., Ryabov I. P., Guzhikov A. Yu., Vishnevskaya V. S., Kopaevich L. F., Guzhikova A. A., Kalyakin E. A., Fomin V. A., Sel'tser V. B., Il'inskiy E. I., Mirantsev G. V., Proshina P. A. Turonian–Coniacian Deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk-Saratov Trough) // Stratigraphy and Geological Correlation, 2019. Vol. 27, № 7. P. 804–839.
13. Opdyke N. D., Channell J. E. T. Magnetic Stratigraphy. New York : Academic Press, 1996. 344 p.
14. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004. 6 схем на 10 листах.
15. Олферьев А. Г., Алексеев А. С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы : объяснительная записка. Москва : Палеонтологический институт РАН, 2005. 204 с.
16. Брагина Л. Г., Брагин Н. Ю. Радиолярии в разрезе верхнемеловых отложений у с. Новодевичье (Самарская область, Среднее Поволжье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 76–86.
17. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист N – (38), 39 Самара : объяснительная записка. Санкт-Петербург : Издательство Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 325 с. +16 вкл. (МПП России, ГПП «Волгагеология»).
18. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника / В. Д. Наливкин, Л. Н. Розанов, Э. Э. Фотиади [и др.]. Москва : Гостехиздат, 1956. 310 с. (Тр. ВНИГРИ ; Вып. 100).
19. Молостовский Э. А., Храмов А. Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов : Издательство Саратовского университета, 1997. 180 с.
20. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ. Казань : Издательство Казанского университета, 1979. 159 с.
21. Hanesch M., Stanjek H., Petersen N. Thermomagnetic measurements of soil iron minerals : The role of organic carbon // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165, P. 53–61.
22. Lurcock P. C., Wilson G. S. The palaeomagnetism of glauconitic sediments // Global Planet. Change. 2013. Vol. 110. P. 278–288.
23. Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest : Geol. inst. of Hungary, 2011. 180 p.
24. Аркадьев В. В., Барабошкин Е. Ю., Багаева М. И., Богданова Т. Н., Гужиков А. Ю., Маникин А. Г., Пискунов В. К., Платонов Е. С., Савельева Ю. Н., Федорова А. А., Шурекова О. В. Новые данные по биостратиграфии, магнитостратиграфии и седиментологии берриасских отложений Белогорского района Центрального Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 2. С. 43–80.
25. Guzhikov A. Yu., Baraboshkin E. Yu., Birbina A. V. New paleomagnetic data for the Hauterivian–Aptian deposits of the Middle Volga region : A possibility of global correlation and dating of time-shifting of stratigraphic boundaries // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5, № 6. P. 1–30.
26. Guzhikov A., Eremin V. Regional magnetic zonation scheme for the berriasian-lower Aptian from the North Caucasus // Geodiversitas. 1999. Vol. 21, № 3. P. 387–406.
27. Фомин В. А., Еремин В. Н. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений южных районов СССР // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя / под редакцией Г. В. Кулевой и В. Г. Очева. Саратов : Издательство Саратовского университета, 1993. С. 134–142.

Поступила в редакцию 11.03.2021, после рецензирования 17.05.2021, принята к публикации 20.09.2021
 Received 11.03.2021, revised 17.05.2021, accepted 20.09.2021

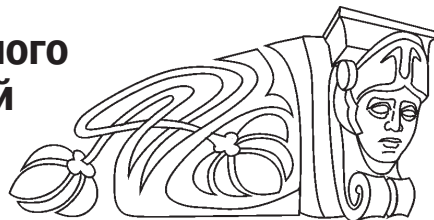


Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 264–273
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 264–273
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-264-273>

Научная статья
УДК 553.982.23

Нефть – детище литогенеза, осложнённого тектоно-гидротермальной активизацией (на примере Западной Сибири)



А. Д. Коробов✉, Л. А. Коробова

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Коробов Александр Дмитриевич, доктор геолого-минералогических наук, korobad@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9497-5030>
Коробова Людмила Александровна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, korob@info.sgu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5900-7010>

Аннотация. В статье доказывается, что структурная перестройка рифтогенных бассейнов сопровождается тектоно-гидротермальной активизацией. Она контролирует подвижность газо-жидких углеводородов при их первичной и латеральной миграции в процессе образования залежей. Показатель интенсивности тектоно-гидротермальной активизации равен отношению максимальных палеотемператур гомогенизации газо-жидких включений к палеотемпературам, рассчитанным по отражательной способности витринита. Этот показатель, выявленный для одних и тех же интервалов геологического разреза, отражает уровень палеотермического несоответствия природной системы. Его можно использовать при прогнозных оценках территорий на углеводородное сырьё. Для перспективных рифтогенных площадей, где материнские породы достигали температурной зоны 80–160°C за счёт кондуктивного прогрева, значения этого показателя варьируют в пределах 1,5–2,5.

Ключевые слова: углеводороды, рифтогенный бассейн, тектоно-гидротермальная активизация, витринитовая шкала, температуры гомогенизации, газо-жидкие включения, палеотермическое несоответствие

Для цитирования: Коробов А. Д., Коробова Л. А. Нефть – детище литогенеза, осложнённого тектоно-гидротермальной активизацией (на примере Западной Сибири) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 264–273. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-264-273>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Oil as the result of lithogenesis complicated by intensification of tectonic-hydrothermal activity (on the example of Western Siberia)

A. D. Korobov✉, L. A. Korobova

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

Aleksandr D. Korobov, korobad@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9497-5030>

Lydmila A. Korobova, korob@info.sgu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5900-7010>

Abstract. The paper is meant to prove that structural reconstruction of riftogenic basins is accompanied by the intensification of tectonic-hydrothermal activity. It controls the mobility of gaseous-liquid hydrocarbons during their primary and lateral migration in the process of deposit formation. The intensity index of tectonic-hydrothermal activation is equal to the ratio of maximum paleotemperatures of gaseous-liquid inclusions to the paleotemperatures calculated from vitrinite reflectance values. This parameter determined in the same intervals of a geologic section reflects the level of paleothermal incongruity in the natural system. It can be used to make predictive estimates of the areas for hydrocarbon materials. The values of this parameter vary in the range of 1.5–2.5 in promising riftogenic areas with the source rocks in the temperature zone of 80–160°C due to conducive heating.

Keywords: hydrocarbons, riftogenic basin, tectonic-hydrothermal activation, vitrinite reflectance scale, homogenization temperatures, gaseous-liquid inclusions, paleothermal incongruity

For citation: Korobov A. D., Korobova L. A. Oil as the result of lithogenesis complicated by intensification of tectonic-hydrothermal activity (on the example of Western Siberia). *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 264–273 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-264-273>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)



Введение

Преобразование осадочного бассейна в нефтегазоносный в значительной степени определяется динамикой погружения, нередко осложнённого тектоническим (тектоносейсмическим) воздействием, а также интенсивностью прогрева. Всё это предопределяет полноту процесса реализации материнскими породами своего генерационного потенциала и интенсивность эвакуации микро-нефти, что в совокупности составляет основу оценки перспектив территорий на углеводородное (УВ) сырьё.

Общеизвестна большая роль палеогеотермических критериев прогнозирования нефтегазоносности. Современная палеогеотермия располагает такими методами определения палеотемператур, как термометрия по отражательной способности витринита (ОСВ) и по газово-жидким включениям в гидротермальных минералах (гомогенизация, декрепитация). Первая широко применяется при изучении закономерностей нефтегазонакопления. В последние годы предпринимались неоднократные попытки совместного использования в нефтегазовой геологии палеотермометрии как по газово-жидким включениям (ГЖВ) в аутигенных минералах, так и по марочным характеристикам угольных включений и ОСВ. При этом обнаружилась неоднозначность соотношения этих показателей. Одни исследователи считают, что расчётные температуры углефикации являются заниженными [1, 2]. Другие доказывают, что палеотемпературные показатели по ГЖВ можно использовать лишь в тех случаях, когда они подтверждаются углепетрографическими данными и не противоречат расчётным палеотемпературам по ОСВ [3].

Такие различные мнения вполне объяснимы, поскольку все постдиагенетические процессы, с которыми связан нафтидогенез, протекают в системе «порода – флюид». Эта система характеризуется двумя геотермическими показателями – температурами как самих пород, так и циркулирующих в них горячих растворов- флюидов. Данные температуры могут быть не только близки друг другу или даже совпадать по своим значениям, но и существенно различаться. Геотермические исследования разнообразных геодинамических (геотектонических) областей свидетельствуют о существовании кондуктивного и конвективного геотермических режимов [4].

В случае кондуктивного режима, присущего типичным платформенным условиям, не осложнённым фазами резкого тектонического воздействия, температуры подземных вод и вмещающих их пород практически одинаковы. В рифтогенных же седиментационных бассейнах, для которых типичны периодически возникающие этапы структурной перестройки, эти температурные соотношения могут приобретать сложный (весьма контрастный) характер. Обусловлен он внедрени-

ем термальных флюидов (результат конвективного теплопереноса) в отложения с более низкими «фоновыми» температурами, обусловленными кондуктивным переносом тепла. Следовательно, в жизни осадочных бассейнов необходимо различать показатели кондуктивного и конвективного геотермических режимов, а также случаи их разнообразного сочетания.

Кондуктивный режим можно оценивать по шкале катагенеза и по углепетрографическим показателям (в том числе, ОСВ), фиксирующим максимальные палеотемпературы прогрева слабопроницаемых вмещающих толщ.

Конвективный теплоперенос, напротив, протекает в хорошо проницаемой геологической среде. Он обусловлен активным движением гидротермальных растворов (флюидов) по вновь созданным или прежде существовавшим разломам, тектоническим нарушениям, оперяющей трещиноватости, сообщающимся кавернам и порам. Его деятельность доказывается развитием ГЖВ и характеризуется геохимическими особенностями тех аутигенных минералов, образование которых связано с этими нагретыми водами. Важными показателями конвективного процесса являются температуры гомогенизации и декрепитации ГЖВ в минералах, выпавших из горячих растворов, а также сами индикаторные минералы- термометры.

Н. П. Гречишников [5] считает, что формирование крупных скоплений нефти сопряжено с активной эвакуацией УВ из материнских толщ. Сама же эвакуация является функцией интенсивности продуцирования углеводородов, которая контролируется прогревом. По мнению этого ученого, оптимальный прогрев пород для возникновения промышленных залежей обеспечивается определённым балансом кондуктивного тепло- и конвективного теплопереноса. Но только ли одним прогревом оцениваются масштабы первичной и латеральной миграции нефти? Ведь известно, что конвективный теплоперенос напрямую сопряжён с тектонической деятельностью. В этой связи необходимо обратить внимание на другие природные факторы, которые могут резко увеличить массообмен в геологической среде. Достаточно вспомнить, что конвективный теплоперенос в Западной Сибири осуществляется за счёт циркуляции горячих растворов в сеймотектонической обстановке – обстановке разноинтенсивного пульсирующего стресса. Такие условия мы связываем с наложенной тектоно-гидротермальной активизацией, столь характерной и важной для формирования месторождений УВ рифтогенных бассейнов седиментации [6, 7]. Следовательно, помимо благоприятных температурных условий ещё как минимум одним необходимым фактором активной эмиграции жидкой нефти из материнских пород является тектоническая деятельность. Рассмотрению её роли в вопросах формирования промышленных



скоплений УВ и посвящена настоящая статья. Для этого оценим способность миграции нефти в одном случае в обстановке длительного монотонного прогибания седиментационного бассейна с кондуктивным переносом тепла, а в другом – в режиме, который данные условия изменялись фазами резкого тектонического воздействия. Напомним, первый случай характеризует условия синеклиз, не осложнённых рифтами, которые наиболее благоприятны для осадочно-миграционного образования нефти [8]. Он отвечает депрессионному геодинамическому режиму. Во втором случае речь идёт о геодинамической обстановке рифтогенных седиментационных бассейнов.

Важно подчеркнуть, что осадочно-миграционная теория образования нефти [8] сформировалась в то время, когда исследования термометрии, основанные на методе гомогенизации ГЖВ в минералах, ещё не использовались для решения вопросов нефтидогенеза. Первые работы, посвященные этой проблеме, были выполнены позже А. С. Махначом, В. В. Пановым, а также В. В. Шапенко, Ю. В. Щепеткиным и Г. М. Гигашвили.

Особенности миграции нефти в разных тектонических условиях

Синеклизы, не осложнённые рифтами (депрессионный геодинамический режим)

Для стабильно погружавшегося бассейна седиментации складывались застойные гидрогеологические условия элизионного режима. В таких случаях при медленном прогибании обеспечивается постепенность прогрева осадочных толщ, вследствие чего палеотемпературы пород и подземных вод (осадков и поровых растворов) на протяжении всей истории развития структур данного типа были практически одинаковыми. Принято считать, что для активизации процессов нефтидогенеза в рассматриваемых бассейнах материнским породам требуется опуститься на глубину 2–3 км, чтобы попасть в наиболее благоприятные термобарические условия – в главную зону нефтеобразования (ГЗН) [9]. Там господствуют значительные геостатические давления, которые отжимают капельно-жидкую протонефть из нефтепроизводящих толщ в пласты-коллекторы.

В ГЗН для осуществления первичной миграции огромную роль играет гравитационное всплывание капель микронефти в нефтеводяных смесях [8]. Однако для того чтобы нефть как самостоятельная фаза пришла в движение в геостатических условиях кондуктивного переноса тепла, важно накопление какого-то минимального её объёма, который бы обладал достаточной энергией, дабы проложить себе дорогу в водозаполненной пористой среде. Исходя из соображений бассейнового моделирования формирования УВ необходима аккумуляция определенной критической массы нефти, чтобы

она в виде мелких капель могла начать движение, преодолев капиллярное давление и прорвав поверхностную плёнку воды. Только при достижении такой массы нефти сила всплывания обеспечивает начало её движения [10]. Но для этого должно собраться также значительное количество воды, провоцирующее всплывание.

Необходимо отметить, что главная зона нефтеобразования знаменательна рядом изменений, претерпеваемых глинистыми породами, являющимися наиболее распространённым типом нефтематеринских толщ [9]. Здесь начинается и усиливается переход смешанослойных глинистых минералов (иллит-сметитов), а также собственно смектитов в гидрослюду с освобождением петрогенной воды. М. Пауэрс (Powers) [11] связывает с этим явлением эмиграцию из глин микронефти вместе с поровой и петрогенной водой в элизионном процессе. Он растянут на сотни миллионов лет и по существу является стационарным. Под элизионным процессом В. И. Дюнин [12] понимает восходящую миграцию поровых и петрогенных вод, доля которых в общем водном балансе артезианских (нефтегазоносных) структур чрезвычайно мала и посему вряд ли могла способствовать активной мобилизации УВ.

Но Б. А. Соколов и А. Н. Гусева утверждают, что возникновение залежей нефти и газа осуществляется на общем фоне очень медленного (многие миллионы лет) погружения и столь же медленного преимущественно кондуктивного прогрева осадочных толщ. Здесь возникает несколько вопросов, на которые осадочно-миграционная теория не даёт ясных ответов.

Во-первых, каким образом низкие концентрации нефти при выделении из раствора образуют такое насыщение порового пространства породы, которое вызывает перемещение нефти за счёт сил всплывания? Во-вторых, как могут сохраниться неокисленными в длительном контакте с водой капельки нефти с их огромной суммарной удельной поверхностью? Ведь даже крупные скопления нефти подвергаются весьма интенсивным изменениям (разрушению) в зоне водонефтяного контакта, который имеет небольшую удельную поверхность. Из сказанного следует, что если ОВ как гумусового, так и сапропелевого типа подверглось прогреву в интервале 80–160°C (главная фаза нефтеобразования – ГФН) при кондуктивном теплопереносе, который определяет особенности литогенеза погружения, то активной эвакуации нефтидов из материнских пород не наблюдается. Связано это, по мнению одних исследователей [5, 13], с невозможностью интенсивного продуцирования нефтидов, а других [6, 14–16] – с отсутствием, кроме того, ещё и факторов, резко увеличивающих массообмен в геологической среде.

Перечисленные обстоятельства, видимо, приводят к тому, что в древних конседиментационных структурах с преимущественно кондуктивным



переносом тепла, достигшего уровня ГФН, микро-нефть или остаётся в материнских породах, или не сохраняется при первичной миграции. В итоге месторождения не образуются, но нефтепроявления иногда возникают.

Рифтогенные седиментационные бассейны

Для осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом (Западно-Сибирская плита) характерны этапы структурной перестройки с широким развитием гидротермального процесса и эпигенетического минерогенеза с формированием ГЖВ. При этом, в отличие от предыдущего случая, палеотемпературы пород и подземных вод перестают быть одинаковыми или почти одинаковыми. Теперь на первый план выступает контрастно выраженное несоответствие между температурами по ОСВ и ГЖВ. Так, температуры гомогенизации ГЖВ из отложений, вмещающих промышленные скопления нефти, иногда оказываются значительно выше прогнозных максимальных температур осадочного нефтеобразования по витринитовой термометрии [13]. Для месторождений Западной Сибири они, в частности, варьируют в пределах 140°–185°С и 50°–110°С соответственно (таблица).

Стремительное увеличение температуры подземных вод в периоды структурной перестройки сопряжено с резким усилением темпов внедрения в структуру высокоэнталпийных глубинных флюидов по реанимированным и (или) по вновь созданным проницаемым зонам. Это свидетельствует о наличии в истории развития нефтегазоносных бассейнов фаз сеймотектонического воздействия. Оно сопровождается не только вспышками гидротермальной деятельности, но и эффективной первичной и латеральной миграцией УВ. Рассмотрим причины ускоренной мигра-

ции углеводородов в тектонически напряженных обстановках.

Важность сейсмического воздействия на коллектор в процессе вторичной миграции флюида подчеркивают в своей работе А. А. Карцев и его коллеги [14]. Они считают, что пульсирующее геодинамическое давление, то усиливая, то ослабляя действия архимедовой силы, способствует слиянию отдельных капель и пузырьков углеводородной фазы в крупные скопления нефти. При этом повышается общая нефтегазонасыщенность пород, увеличивается фазовая проницаемость для УВ и снижается противодействие со стороны капиллярных сил.

Экспериментально установлено влияние знакопеременных геодинамических напряжений в скелете тонкодисперсных горных пород на преодоление капиллярных сил и резкую активизацию связанной воды, содержащей органические компоненты [17]. Выявлено, что после крупных землетрясений в течение двух и более месяцев наблюдается увеличение дебита нефти в скважинах. В дальнейшем дебиты восстанавливаются до первоначальных значений. Г. Н. Копылова [15] установила зависимость значений кратности роста дебита скважин от магнитуды землетрясения. Так, для землетрясений в 5 баллов характерно увеличение дебита в 2 раза, для землетрясений в 7 баллов – в 3.

Механизм формирования такого эффекта связан с преимущественным увеличением проницаемости флюидовмещающих пород при прохождении сейсмических волн и подстройкой порового давления к изменившимся фильтрационным свойствам флюидовмещающих пород [15].

Сказанное прекрасно иллюстрирует закономерность, выявленную А. А. Трофимуком с коллегами [18]. Они, в частности, доказали, что

Температуры гомогенизации ГЖВ и метаморфизма углей (рассеянного ОВ) в осадочных толщах Западно-Сибирской плиты [3] и уровень палеотермического несоответствия

Площадь, скважина, структура, месторождение (м-е)	Возраст отложений	Минералы с ГЖВ	Температура гомогенизации ГЖВ, °С (в скобках количество определений)	Расчётная температура метаморфизма угля или РОВ, °С	Уровень палеотермического несоответствия
Калчанская 1-Р, Парабельский мегавал	J ₃	Кальцит, доломит	140(3), 170(3)	50–80*	2,1
Верхнеколикъеганская 52, Верхнеколикъеганское купольное поднятие, Верхнеколикъеганское м-е	J ₃	—”—	185(2)	50–80	2,3
Фестивальная 255, Фестивальный вал, Фестивальное м-е	J ₃	“—”	152(3)	50–110 (50–80–110)	1,4–1,9
Сикторская 7, Александровский мегавал, Коликъеганский вал, Северо-Сикторское м-е	J ₃	—”—	140(3), 170(3)	50–80	2,1

*Верхняя температурная граница главной зоны нефтеобразования.



сейсмотектонические процессы в сотни и тысячи раз ускоряют первичную и латеральную миграцию, а также аккумуляцию УВ в мобильных областях земной коры по сравнению с пассивными, т. е. стабильно и монотонно погружающимися бассейнами осадконакопления. Кроме активной миграции, сейсмотектонические процессы провоцируют условия, при которых темпы образования УВ даже при пониженных температурах существенно превышают скорости их естественной диссипации в подземной гидросфере [18, 19]. Из этого следует принципиальный вывод, что нефтидогенез и возникновение залежей обусловлены трансформацией ОВ в подвижные УВ, происходящей в материнских породах, механически активизированных природными сейсмотектоническими явлениями.

По мнению Г. И. Амурского, А. В. Бочкарёва и А. Н. Соловьева [19] подобные обстановки сопряжены с этапами тектонической активизации, когда нефтегазоносные бассейны или их фрагменты оказывались в ареалах зон мощного горизонтального стресса. На последнее обстоятельство необходимо обратить особое внимание, поскольку структурная перестройка Западно-Сибирской плиты (рифтогенного бассейна) сопровождается пульсирующим стрессом и, как следствие, лавинообразным появлением большой массы горячих растворов в глубоко захороненных осадочных толщах. Нагретые воды (гидротермы) участвуют в стремительном преобразовании не только рассеянного ОВ, но и вмещающих пород, ускоряя нефтидогенез, а также создавая нетрадиционные коллекторы и вторичные экраны. Они же обеспечивают быструю эвакуацию нефти в ловушки. Нами эти вопросы подробно освещены в ряде статей [6, 16, 20] и здесь рассматриваться не будут.

Придавая горячим растворам исключительное значение в данных процессах, мы такую активизацию называем тектоно-гидротермальной [6, 21]. Она типична для осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом, в которых магматическая деятельность полностью угасла и в дальнейшем проявляться уже не может. Тектоническая обстановка там в периоды структурной перестройки характеризуется контрастностью движений, и прежде всего разноинтенсивным пульсирующим стрессом в сочетании с мощным проявлением гидротермального процесса. В этом состоит принципиальное отличие рассматриваемого случая от тектонической обстановки синеклиз, не осложненных рифтами. Там даже при оптимальных температурах созревания ОВ не хватает энергии для активной эвакуации из материнских толщ образовавшихся УВ. Иначе обстоят дела в рифтогенных бассейнах, где налицо участие дополнительной сейсмической и тектонической энергии Земли не только в нефтидогенезе, но и, главное, в мобилизации углеводородов и формировании залежей.

Обсуждение результатов

Установлено, что если кондуктивный режим (или его составляющая) присущ любому седиментационному бассейну, где он контролирует литогенез погружения, то конвективный сопряжен только с фазами тектонической активизации. При этом необходимо помнить, что он не является продолжением кондуктивного режима. Конвективный теплоперенос может протекать на любом этапе осадочного цикла, но лишь с началом тектонической активизации. Накладываясь на кондуктивный перенос тепла, он характеризуется разным по интенсивности сейсмическим воздействием, повышенными температурами, относительной кратковременностью и периодической возобновляемостью. Конвективный теплоперенос реализуется в новой особой автономной системе, которая отличается дополнительными энергетическими источниками.

Из вышеизложенного можно заключить, что конвективный теплоперенос является функцией тектонической активизации. Но какой? Здесь мнения геологов расходятся. Одни считают, что тектономагматической [5, 13, 22, 23 и др.], другие – тектоно-гидротермальной [6, 21, 24, 25]. К обсуждению этой проблемы мы еще вернемся, а пока отметим, что при проявлении тектонической активизации интенсивность прогрева горных пород за счет конвективного теплопереноса намного выше по сравнению с прогревом, обусловленным кондуктивным переносом тепла. Поэтому температуры самих пород по витринитовой шкале отличаются от температур циркулировавших в них растворов, о которых судят по палеотермометрии ГЖВ. И эта разница, определяемая скоростью прогрева, тем существеннее, чем выше тектоническая активизация.

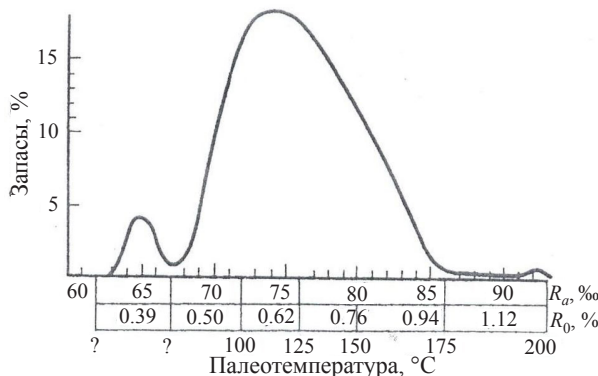
Х. А. Хедеманн (Hedemann) [26] установил, что в обстановке стремительного нагрева толщ процессы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температур, поскольку скорость деструкции каустобиолитов в силу своей инертности отстаёт от скорости нарастающего прогрева. Поэтому, находясь в зоне быстро увеличивающегося конвективного теплопереноса нефтегазоносных районов, углистые частицы, распределенные в основной массе материнских толщ, оказываются «недометаморфизованными», а рассеянное ОВ, по Н. П. Гречишникову и Ю. В. Степанову [13], – «недогретым» относительно участков гидротермальной проработки пород из тех же интервалов разреза, которые характеризуются эпигенетическим минералогенезом с ГЖВ. В силу названных обстоятельств В. В. Станов [27] утверждает, что одна и та же степень метаморфизма угля может приходиться на разные температуры с разбросом в 100–200°C в зависимости от скорости нагрева.

Такое положение дел определенным образом характеризует соотношение температур материн-



ских толщ и циркулирующих в них флюидов для районов крупных скоплений нефтидов. Установлено, что на промышленных УВ месторождениях материнские толщи прогреты по витринитовой шкале до 80–160°C (главная фаза нефтеобразования (ГФН)), а температуры гомогенизации ГЖВ в гидротермальных минералах из тех же самых пород заметно (в полтора-два раза) превышают их значения (см. таблицу). С другой стороны, если прогрев материнских толщ ограничивался преимущественно кондуктивным теплопереносом (отсутствуют гидротермальные минералы и ГЖВ), то, несмотря на достижение ГФН по витринитовой шкале, активной эвакуации УВ не происходит, промышленные месторождения не возникают и в лучшем случае формируются нефтепроявления [5]. Поэтому выявление структур с признаками активизации конвективного теплопереноса на основе вышеуказанного несоответствия палеотермометрии по гомогенизации и по витринитовой термометрии представляет первостепенный интерес при прогнозировании нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов.

Следовательно, только при наложении конвективного теплопереноса на кондуктивный перенос тепла происходит стремительный вынос нефтидов из зон, соответствующих ГФН, с возникновением крупных залежей (рисунок). Это возможно лишь в тех нефтегазоносных бассейнах, которые пережили в своей истории фазы резкого сейсмотектонического воздействия. Об интенсивности последнего можно судить по величине палеотермического несоответствия, т. е. по отношению максимальных палеотемператур гомогенизации ГЖВ к палеотемпературам, рассчитанным по ОСВ. Этот же показатель можно использовать при прогнозных оценках территории на УВ сырьё. Для продуктивных рифтогенных площадей, где материнские породы достигли температурной зоны 80–160°C за счёт кондуктивного прогрева, его значения колеблются в пределах (приблизительно) 1,5–2,5.



Распределение запасов нефти по палеотемпературным зонам витринитовой шкалы [5]

Уже говорилось, что конвективный теплоперенос является функцией тектонической

активизации. Мы считаем, что тектоно-гидротермальной. Но существует и другая точка зрения, согласно которой конвективный теплоперенос вызван тектономагматической активизацией и обусловлен циркуляцией горячих растворов, продуцируемых магматическими очагами [5, 13, 22, 23 и др].

Понятие «тектономагматическая активизация» предложено металлогенистами [28, 29], в частности, для дейтероорогенных областей. Она свойственна тектонически подвижным структурам, характеризующимся контрастностью движений и сопровождающимся интенсивной магматической деятельностью, в результате чего обычно образуются сложные интрузивно-эффузивные комплексы. С последними на постмагматической стадии связано возникновение гидротермально-метасоматических, как правило, рудоносных формаций.

Образование нефтегазовых промышленных скоплений Н. П. Гречишников и Ю. В. Степанов связывают с обязательной активизацией тектономагматических процессов. В качестве примера они, в частности, рассматривают Талинское нефтяное месторождение, локализованное на площади Краснотенинского свода Западно-Сибирской плиты. Там по результатам анализа метасоматического перерождения минералов шеркалинской свиты отмечена мощная гидротермальная проработка песчаников с формированием суперколлекторов [30, 31]. По мнению Н. П. Гречишникова и Ю. В. Степанова [13], подобные преобразования могли произойти только под влиянием магматического очага с конвективным теплопереносом на инверсионном этапе развития. Однако далеко не во всех областях, переживших тектоническую перестройку, известны случаи проявления магматизма. В первую очередь это касается рифтогенных бассейнов седиментации, где тектоническая активизация сопровождается лишь широкомасштабными гидротермальными процессами [20, 21].

Так, проведённые в Западной Сибири литогеохимические исследования в комплексе с геологическими, тектоническими и палеогеографическими данными [32–34] показали, что никаких признаков существования современных, молодых или древних магмопроявлений (в том числе вулканических) в составе осадочного чехла не установлено. Следовательно, плитный этап развития не осложнялся магматическими процессами. Лишь в раннем триасе отмечается деятельность базальтового вулканизма, связанного с рифтогенезом, который сформировал промежуточный структурный этаж молодой платформы.

И. И. Нестеров с коллегами [34] считают, что постседиментационные преобразования чехла Западно-Сибирской плиты связаны с региональным фоном изменения пород, а не с воздействием вулканизма. Вместе с тем в верхнеюрско – нижнемеловых отложениях Западной Сибири при-



сутствует пирокластический материал основного состава [32]. В частности, обнаружены люминесцирующие вулканические стёкла в нефтематеринской баженовской свите [35]. Однако это также не может служить доказательством проявления мезозойского вулканизма на территории Западно-Сибирской плиты. Вероятным источником пеплового материала могла быть Арктическая магматическая провинция, располагающаяся в пределах архипелага Шпицберген [36], поскольку абсолютные датировки долеритов Шпицбергена указывают на два пика активности магматизма: в поздней юре и в раннем мелу – альбе [37].

Не все геологи признают большое значение конвективного теплопереноса в формировании УВ месторождений. Так, Б. А. Лебедев и Э. М. Пинский [23] приходят к выводу о совершенно ничтожной роли конвекции в геологической истории нефтегазоносных бассейнов. Разделяя эту точку зрения, В. С. Сурков с коллегами связывают температурные аномалии ранне-среднетриасовой палеорифтовой системы Западной Сибири только с процессами кондуктивного переноса тепла. Аномалии температур, по мнению этих ученых, обусловлены большей плотностью и, следовательно, большей теплопроводностью пород рифтовых зон. Вместе с тем установлено [38], что в рифтогенных геодинамических обстановках прогрев может достигать самых верхних горизонтов осадочного чехла. Происходит это в периоды тектоно-гидротермальной активизации рифтогенных бассейнов, когда исчезают или резко сокращаются естественные преграды на пути движения глубинного горячего флюида [7, 16]. Тут возникает закономерный вопрос: как быть с экраняющей способностью глин, в первую очередь смектитовых?

Чтобы ответить на него, необходимо вспомнить, что водоупорным (флюидоупорным) монтмориллонит является лишь при его обводнении в условиях низких температур, когда давление набухания достигает 2 кг/см^2 [39] и практически исключает движение растворов. В гидротермальных же системах картина радикально меняется.

По данным И. А. Бриллинга [40], проницаемость монтмориллонитового (смектитового) образца при увеличении температуры от 20 до 80°C возрастает более чем на два порядка. При росте температуры от 20 до 90°C коэффициент проницаемости для каолинита увеличивается в 3–5 раз, а для монтмориллонита – на порядок и более. Рост проницаемости глин с увеличением температуры обусловлен разрушением (освобождением) связанной воды. По мере роста температуры всё больший объём жидкости будет переходить в свободное состояние, увеличивая тем самым эффективную пористость породы. Более значительный эффект влияния температуры на изменение проницаемости, отмеченный в смектитовых глинах, объясняется их повышенными гидратирующими свойствами. В результате относительный объём

выделяемой в свободное состояние связанной воды в этих глинах будет значительно выше, чем, например, в каолиновых. Следовательно, в монтмориллонитовых глинах выше диапазон изменения проницаемости под влиянием температуры, чем в каолинитах [39, 41]. Заметное возрастание проницаемости глин в условиях высоких температур позволяет В. М. Гольдбергу и Н. П. Скворцову [41] говорить о значительном увеличении конвективной составляющей вертикального движения глубинных горячих вод.

Особую значимость это приобретает в периоды структурной перестройки. Так, исходя из работ И. С. Грамберга с коллегами [42], Ю. В. Филипповича и В. Г. Криночкина с соавторами, район Красноленинского свода, где расположено Талинское месторождение нефти, в период тектонической активизации являл собой крупную геодинамическую аномалию Западно-Сибирской плиты, сформировавшую трехуровневое чешуйчато-надвиговое сооружение. Там в изолированных (локальных) впадинах триасовые риолиты рогожниковской свиты и перекрывающие пласты ЮК_(10–11) шеркалинской свиты (верхний лейас) в результате тектоно-гидротермальной активизации испытали кислотное выщелачивание с возникновением вторичных кварцитов – нефтенасыщенных новообразованных коллекторов [30, 31, 43, 44]. Главным энергетическим фактором всех преобразований был конвективный теплоперенос, осуществляющийся в обстановке разноинтенсивного пульсирующего стресса чешуйчато-надвигового сооружения.

Процесс, сменивший активное растворение на Талинском месторождении, характеризуется, в частности, регенерацией кластогенного кварца и развитием микродруз этого минерала в пустотах выщелачивания. Своим габитусом кристаллы кварца здесь обязаны многочисленным регенерационным каёмкам, нарощенным на исходные разноокатаные и выщелоченные обломки данного минерала. Процесс их образования происходил в несколько этапов, что подтверждается разными по температуре генерациями, установленными методом гомогенизации ГЖВ, регенерирующего кварца [44]. На заключительных этапах регенерации отмечается захват битумов растущей кристаллической фазой [45]. Поэтому поздний аутигенный кварц нередко содержит в ГЖВ многочисленные пузырьки нефти. Это, во-первых, говорит о её появлении в минералообразующих горячих водах завершающего этапа активизации района Красноленинского свода. Во-вторых, поскольку максимальное развитие данного процесса наблюдается в зонах разрывных нарушений, последние необходимо рассматривать как природные тектонические насосы, эвакуирующие УВ в ловушки.

В этой связи важно подчеркнуть, что температуры гомогенизации в возникших ГЖВ рассматриваются Н. П. Гречишниковым и Ю. В. Степановым [13] как «геотермические аномалии». А поскольку анализируемые явления вызваны



тектоно-гидротермальной активизацией, можно сделать принципиальный вывод о том, что выявленные «геотермические аномалии» являются порождением и визитной карточкой тектоно-гидротермальной, но отнюдь не тектономагматической активизации, как считают Н. П. Гречишников и Ю. В. Степанов. С этих позиций становится понятным, почему без «геотермических аномалий» (т. е. без проявления тектоно-гидротермальной активизации) в температурной зоне 80–160°C, сформировавшейся в нефтегазоматеринских породах под воздействием кондуктивного переноса тепла, промышленных углеводородных скоплений, как правило, не наблюдается.

Уже не раз отмечалось, что тектоно-гидротермальная активизация в условиях рифтогенных седиментационных бассейнов предполагает конвективный тепломассоперенос в режиме разноинтенсивного пульсирующего стресса. В таких случаях обработка материнских толщ нагретыми водами вызывает быстрое созревание ОВ и столь же стремительную эвакуацию микро нефти. Доказательством больших скоростей нефтеобразования может служить обнаружение так называемых гидротермальных нефтей. Если считать гидротермальную нефть аналогом лабораторного пиролитического процесса, то время, необходимое для её возникновения, по Б. А. Соколову и А. Н. Гусевой, следует оценивать несколькими годами. С другой стороны, экспериментальные исследования с участием ГЖВ [46] показали, что взаимодействие горячих растворов (240–550°C) с вмещающими битуминозными и углеродистыми породами приводит к синтезу подвижных жидких и газообразных УВ, способных мигрировать в земных недрах в виде высокотемпературных гомогенных водно-углеводородных флюидов.

Таким образом, в рамках осадочно-миграционной модели предпочтительные условия образования и накопления нефти должны реализовываться в тектонически спокойных районах, где залежи перекрыты надежными экранами. Однако приведенные в настоящей статье данные не позволяют с этим согласиться. Как правило, локализация месторождений нефти наблюдается в областях тектонической (тектоно-гидротермальной) активизации, причём в тесной связи с разломными и нередко надвиговыми зонами. В первую очередь это касается осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом, классическим примером которых является Западно-Сибирская плита.

Заключение

В процессе проведённых исследований получены следующие основные результаты.

1. Геодинамическая обстановка, способствующая возникновению УВ залежей, должна отличаться обязательным совместным участием катагенетической (региональной фоновой) и ги-

дротермальной (локальной наложенной) проработками пород. С точки зрения энергетики это прогрев, вызванный монотонным длительным погружением, но усиленный гидротермальным процессом, порождённым кратковременной сейсмотектонической активностью, т. е. тектоно-гидротермальной деятельностью.

2. Структурная перестройка рифтогенных бассейнов сопровождается тектоно-гидротермальной активизацией. Эпигенетические процессы, сопутствующие ей, контролируются в первую очередь конвективным тепломассопереносом.

3. Газово-жидкие включения новообразованных минералов, как и сами минералы или фрагменты их регенерации, служат индикаторами тектоно-гидротермальных явлений.

4. Формирование нефти и газа обеспечивают химические реакции, протекающие при деструкции ОВ осадочных толщ, механически активизированных природными сейсмотектоническими процессами. Подвижность газо-жидких УВ при первичной и латеральной миграции определяется прежде всего интенсивностью наложенного тектоно-гидротермального воздействия.

5. Показатель интенсивности тектоно-гидротермальной активизации равен отношению максимальных палеотемператур гомогенизации ГЖВ к палеотемпературам, рассчитанным по ОСВ. Этот показатель, выявленный для одних и тех же интервалов геологического разреза, отражает уровень палеотермического несоответствия природной системы.

6. Уровень палеотермического несоответствия можно использовать при прогнозных оценках территории на УВ сырьё. Для перспективных рифтогенных площадей, где материнские породы достигли температурной зоны 80°–160°C за счёт кондуктивного прогрева, его значения варьируют (приблизительно) в пределах 1,5–2,5.

7. Известный тезис Н. Б. Вассоевича «Нефть – детище литогенеза» [8, с. 152] можно уточнить следующей формулировкой: нефть – детище литогенеза, сопряжённого с тектоно-гидротермальной активизацией.

Библиографический список

1. Шапенко В. В., Щепеткин Ю. В. Палеотемпературы нефтегазоносных толщ юго-востока Западно-Сибирской плиты // Доклады АН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 402–404.
2. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. Москва : Наука, 1980. 270 с.
3. Канана Я. Ф., Матвеев А. К. К вопросу определения палеотемператур осадочных толщ // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. 1986. Т. 61, № 4. С. 110–121.
4. Череманский Г. А. Прикладная геотермия. Москва : Недра, 1977. 224.
5. Гречишников Н. П. Геотермические процессы нефтегазообразования // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 427–430.



6. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Пульсирующий стресс как отражение тектоно-гидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4–12.
7. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Конвективный теплоперенос и формирование нефтегазоносных коллекторов пород переходного комплекса и чехла // Отечественная геология. 2012. № 6. С. 3–12.
8. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Известия АН СССР. Серия геология. 1967. № 11. С. 135–156.
9. Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования // Вестник Московского университета. Серия геол. 1969. № 6. С. 3–27.
10. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А., Хаин В. Е. Геология и геохимия нефти и газа. Москва : Издательство Московского университета, 2000. 384 с.
11. Powers M. C. Fluid – release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil explorations // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1967. Vol. 51, № 7. P. 1240–1254.
12. Дюнин В. И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. Москва : Научный мир, 2000. 472 с.
13. Гречишников Н. П., Степанов Ю. В. Геодинамика и процессы нефтегазообразования // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 8. С. 68–78.
14. Карцев А. А., Вагин С. Б., Шугрин В. П., Брагин Ю. И. Нефтегазовая гидрогеология. Москва : РГУ Нефти и Газа имени И. М. Губкина, 2001. 264 с.
15. Копылова Г. Н. Эффекты сейсмичности в режиме подземных вод (на примере Камчатского региона) : автореферат диссертации ... доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2010. 36 с.
16. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Лавинообразная генерация петрогенной воды в тектонически активизированном рифтогенном седиментационном бассейне – движущая сила гидротермального процесса и миграции углеводородов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 12. С. 34–43.
17. Абрамова О. П., Абукова Л. А., Юсупова И. Ф. Геохимия связанных вод в аспекте генезиса нефти и газа // Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии. Москва : ГЕОС, 2005. С. 13–18.
18. Трофимук А. А., Черский Н. В., Царёв В. П. Сейсмико-тектонические процессы – фактор вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород // Доклады АН СССР. 1983. Т. 271, № 6. С. 1460–1464.
19. Амурский Г. И., Бочкарев А. В., Соловьёв А. Н. Тектонодинамическая модель нефтегазообразования // Советская геология. 1985. № 7. С. 3–13.
20. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 15–24.
21. Коробов А. Д., Коробова Л. А., Киняева С. И. Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3–9.
22. Лукин А. Е., Луговая И. П., Загнитко О. Н. Природа палеогеотермических критериев нефтегазоносностей // Известия АН СССР. Серия геология. 1989. № 4. С. 113–125.
23. Лебедев Б. А., Пинский Э. М. Механизмы формирования эпигенетических месторождений и их эволюция в истории Земли // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 13–17.
24. Зубков М. Ю. Тектоно-гидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 64–80.
25. Труфанов В. Н., Сухарев А. И., Гамов М. И., Труфанов А. В. Гидротермальный литогенез и его влияние на распределение залежей углеводородов // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые : материалы Всероссийской научной конференции. Ростов-на-Дону : Издательство СКНЦ, ВШ ЮФУ, 2011. С. 21–27.
26. Hedemann H. A. Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Munsterland-1 und die geotermische Tiefenstufe // Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf. 1963. Bd. 11. S. 403–418.
27. Станов В. В. Метаморфизм углей и скорость нагрева // Отечественная геология. 1985. № 7. С. 13–21.
28. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации // Закономерности размещения полезных ископаемых : в 8 томах. Москва : Наука, 1967. Т. 8. С. 95–138.
29. Горжевский Д. И., Козеренко В. П., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации // Закономерности размещения полезных ископаемых : в 8 томах. Москва : Наука, 1967. Т. 8. С. 139–158.
30. Абдуллин Р. А. Природа высокой проницаемости пород-коллекторов шеркалинского горизонта Красноленинского района Западной Сибири // Доклады АН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 422–424.
31. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Нефтегазоносные фации вторичных кварцитов и пропицитов Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 2013. № 1. С. 23–32.
32. Ван А. В., Казанский Ю. П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск : Наука, 1998. 128 с.
33. Ушатинский И. Н., Рыльков А. В. Литогеохимия и перспективы нефтегазоносности триас-юрских отложений северных районов Западной Сибири // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 8–13.
34. Нестеров И. И., Ушатинский И. Н., Рыльков А. В. О роли вулканокластического материала в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Доклады АН России. 2003. Т. 392, № 5. С. 666–670.
35. Shal'dybin M. V., Wilson M. J., Wilson L., etc. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Marine and Petroleum Geology. 2019. Vol. 100. P. 358–375.
36. Ernst R. E., Youbi N. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2017. Vol. 478. P. 30–52.



37. Буров Ю. П., Красильщиков А. А., Фирсов Л. В., Клубов Б. А. Возраст долеритов Свальбарда (по радиологическим данным) // Геология Свальбарда. Ленинград : Издательство НИИГА, 1976. С. 117–126.
38. Гаврилов В. П. Геодинамическая модель нефтегазобразования в литосфере и её следствия // Геология нефти и газа. 1998. № 6. С. 2–12.
39. Грим Р. Э. Минералогия и практическое использование глин. Москва : Мир, 1967. 603 с.
40. Бриллинг И. А. Влияние температуры и давления на фильтрационные свойства глин // Связанная вода в дисперсных системах. Москва : Издательство Московского университета, 1977. Вып. 4. С. 130–135.
41. Гольдберг В. М., Скворцов Н. П. Влияние температуры и минерализации подземных вод на проницаемость глинистых водоупоров // Гидрогеология. Инженерная геология и строительные материалы. Москва : Наука, 1980. С. 73–77.
42. Грамберг И. С., Горяинов И. Н., Смекалов А. С. Опыт исследования напряженно-деформированного состояния Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Доклады АН России. 1995. Т. 345, № 2. С. 227–230.
43. Зубков М. Ю., Дворак С. В., Романов Е. А. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122–132.
44. Лукин А. Е., Гарипов О. М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65–85.
45. Казанский Ю. П., Казарбин В. В., Солотчина Э. П. и др. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 5. С. 22–31.
46. Балицкий В. С., Балицкая Л. В., Сеткова Т. В. Возможно ли восполнение нефти в отработанных месторождениях за счёт взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими битуминозными и углеродистыми породами? (Эксперимент с участием флюидных включений) // Георесурсы. 2020. Спецвыпуск. С. 36–39.

Поступила в редакцию 31.03.2021, после рецензирования 17.05.2021, принята к публикации 20.09.2021

Received 31.03.2021, revised 17.05.2021, accepted 20.09.2021



Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 274–280
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 274–280
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-274-280>

Научная статья
УДК 550.34.013.4



Физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны землетрясений

В. А. Огаджанов

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Огаджанов Виктор Александрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ozhva@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2645-4110>

Аннотация. Шалкарская очаговая зона характеризуется наиболее сильными землетрясениями из всех, произошедших на территории юго-востока Восточно-Европейской платформы. Разработана физико-геологическая модель и определены параметры Шалкарской очаговой зоны, которые могут быть использованы для оценки интенсивности сотрясений от возможных землетрясений. Показана связь землетрясений юго-востока Восточно-Европейской платформы с напряженно-деформированным состоянием мантии.

Ключевые слова: землетрясение, модель, разлом, земная кора, мантия

Для цитирования: Огаджанов В. А. Физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны землетрясений // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 274–280. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-274-280>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Physical and geological model of the Shalkar earthquake focal zone

V. A. Ogadzhanov

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

Viktor A. Ogadzhanov, ozhva@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2645-4110>

Abstract. The Shalkar earthquake focal zone is characterized by the strongest earthquakes of all that occurred in the southeast of the East – European Platform. A physical and geological model has been developed, on the basis of which the parameters of the Shalkar earthquake focal zone have been determined, which can be used to assess the intensity of shaking from possible earthquakes. The relationship between earthquakes in the southeast of the East European platform and deformations in the mantle is shown.

Keywords: earthquakes, model, fault, crust, mantle

For citation: Ogadzhanov V. A. Physical and geological model of the Shalkar earthquake focal zone. *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 274–280 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-274-280>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

Шалкарская очаговая зона землетрясений является одной из наиболее активных на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. В этой очаговой зоне известно пять землетрясений с магнитудами от 3,8 до 5,3 (таблица).

Наиболее сильное из землетрясений Шалкарской зоны ($M = 5,3$) [1] произошло 26 апреля 2008 г. с интенсивностью сотрясений в эпицентре семь баллов по шкале MSK-64. Землетрясение подобного магнитудного уровня и интенсивности для Восточно-Европейской платформы является

событием достаточно редким, поэтому оценка параметров данной очаговой зоны представляется особенно актуальной.

Для оценки параметров очагов возможных землетрясений необходимо исследовать их тектоническую позицию, глубинные геодинамические условия, физические свойства литосферы, характеризующие ее напряженно-деформированное состояние. С этой целью необходимо построение физико-геологической модели. Построению модели Шалкарской очаговой зоны землетрясений благоприятствует наличие кондиционного геофизического материала: сейсморазведки, в частности



профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), расположенных в непосредственной близости от данной очаговой зоны, магнитотеллурического зондирования (МТЗ), а также гравиразведки и магниторазведки масштабов 1 : 1000000 и 1 : 200000.

Методика исследования

Исходным сейсмологическим материалом для определения параметров Шалкарской очаговой зоны является каталог тектонических землетрясений инструментального периода наблюдений (см. таблицу). Каталог составлен по данным Международного сейсмологического центра (ISC), Национального центра информации о землетрясениях США (NEIC), Европейско-Средиземноморского сейсмологического центра (EMSC), Геофизической службы РАН (ГС РАН) и опубликованным материалам.

Землетрясение 26.04.2008 г. произошло вблизи озера Шалкар Западно-Казахстанской области Республики Казахстан, в нескольких километрах от населённых пунктов Шалкар и Рыбцех.

Согласно макросейсмической информации в семибалльную зону попали поселки Рыбцех и Шалкар. В шестibalльную зону – поселки Ерсары и Сарьюмир. В Уральске, находящемся на расстоянии примерно 80 км от эпицентра, землетрясение проявилось интенсивностью сотрясений четыре балла, в Оренбурге – на расстоянии 270 км от эпицентра – три балла, в Самаре – на расстоянии 310 км от эпицентра – в два балла шкалы MSK-64 [1].

Параметры очага землетрясения 26.04.2008 г. были получены в Службе срочных донесений ГС РАН по первым вступлениям продольных волн на 34 станциях, расположенных на расстоянии от 2,1° до 93° и равномерно распределённых азимутально, включая ближайшую к эпицентру сейсмическую станцию «Саратов»; магнитуда землетрясения, согласно данным этих станций, была оценена по объёмным волнам и составила 5,3. Позднее по поверхностным волнам Рэлея, зарегистрированным на пяти станциях – «Арти»,

«Кисловодск», «Обнинск», «Ловозеро» и «Пулкovo», – определена магнитуда 4,7 [1–3]. В дальнейшем в ГС РАН по обмену поступили данные ряда международных центров, а также результаты станционной обработки некоторых станций ГС РАН. Согласно данным ряда международных агентств, величина магнитуды этого землетрясения варьирует в диапазоне от 4,3 до 5,1 [1]. Глубина очага землетрясения 26.04.2008 г., по данным этих агентств, составляет 0–10 км. Дополнительные исследования по поиску и интерпретации глубинных фаз, проведённые Варшавским агентством (WAR), дали основание для увеличения глубины очага до 18 км. В источнике [3] глубина гипоцентра условно принята как 33 км.

При такой степени неопределённости параметров очага (магнитуда, глубина) важным является обоснование такой модели очаговой зоны Шалкарских землетрясений, при которой в наибольшей степени согласовываются значения магнитуды, глубины очага и наблюдаемой интенсивности.

Для построения согласованной модели очаговой зоны Шалкарских землетрясений был применён детерминированный подход, основанный на расчете интенсивности при разных значениях магнитуд и глубин гипоцентров и определении соответствия параметров очага фактической интенсивности сотрясений.

Для оценки параметров очагов возможных землетрясений Шалкарской очаговой зоны на основе детерминированного подхода были построены физико-геологические модели. Для этого были привлечены данные по тектонике района ее расположения, глубинному строению и физическим свойствам литосферы.

Очаговая зона Шалкарских землетрясений в тектоническом отношении находится в северной части Прикаспийской впадины докембрийской Восточно-Европейской платформы; восточная часть Восточно-Европейской платформы пересечена с юга-юго-запада на север-северо-восток сегментом планетарного сквозного Европейско-Африканского тектонического пояса (рис. 1). Дислокации Европейско-Африканского тектонического пояса

Каталог землетрясений Шалкарской очаговой зоны по инструментальным данным

Номер события	Год	Месяц	День	Часы	Минуты	Секунды	Координаты эпицентра		Глубина гипоцентра, км	Магнитуда	Интенсивность, баллы MSK-64	Источник
							°с.ш.	°в.д.				
1	1976	06	26	11	02	04	50,30	51,00	–	3,8	–	[2]
2	1989	05	14	11	46	56	50,87	51,38	–	4,5	–	ISC, NEIC
3	2008	04	26	13	14	53,4	50,58	51,73	10-18	4,3-5,3	7	[1], WAR
4	2008	07	18	19	36	40,3	50,72	51,92	–	4,0	–	ГС РАН
5	2011	12	30	23	58	17	50,71	51,63	26	4,3	–	ГС РАН

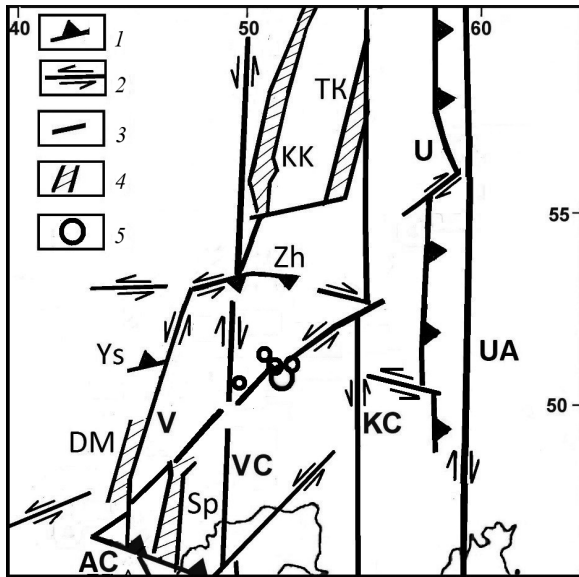


Рис. 1. Позиция Шалкарской очаговой зоны землетрясений относительно дислокаций Европейско-Африканского сквозного тектонического пояса: 1 – зоны преобладающих деформаций сжатия: региональных: AC – Арало-Каспийская, U – Уральская; локальных: Es – Елшано-Сергиевская, Zh – Жигулевская; 2 – зоны преобладающих деформаций сдвига и растяжения: V – Волжская, VC – Волго-Каспийская, KC – Камско-Каспийская, UA – Урало-Аральская; 3 – зоны дизъюнктивных дислокаций с неустановленной кинематикой; 4 – структуры раздвига, активные в новейшее время тектогенеза; KK – Казанско-Кажимский авлакоген, TK – Верхнекамский авлакоген, DM – Доно-Медведицкий авлакоген, SP – Сарпинский авлакоген; 5 – эпицентры землетрясений Шалкарской очаговой зоны

имеют глубокое заложение с корнями, уходящими в кристаллическую кору и мантию [4–6] (рис. 2, 3). Системы дислокаций Европейского сегмента этого пояса (см. рис. 1) активизированы в новейшую эпоху тектогенеза.

Новейшая тектоническая активность указанных дислокаций проявилась в основном вдоль направления ЮЮЗ – ССВ и по кинематической характеристике в большей части представляет собой сдвиги.

В частности, при землетрясении 26.04.2008 г. произошла подвижка по трансформному тектоническому разлому северо-восточного простирания мимо озера Шалкар в сторону города Аксай (Бурлинский район Казахстана); разлом представляет собой левосторонний сдвиг [3].

В эпицентральной области, между поселками Рыбцех и Шалкар, проявились водно-песчаные гейзеры, которые выстроены в линию субширотного направления. По свидетельству очевидцев фонтаны этих гейзеров были высотой до одного метра; обнаружено девять конусов от песчано-водных гейзеров [3].

Модели литосферы строились вдоль двух ближайших к Шалкарской очаговой зоне профилей ГСЗ Элиста – Бузулук и Челкар – Волгоград [7]; расположение этих профилей приведено на рис. 2, 3. Вдоль указанных профилей ГСЗ была проведена интерпретация гравитационных аномалий в редукции Буге [6], на основании которой были дополнены сведения о глубинном строении и физических свойствах литосферы.

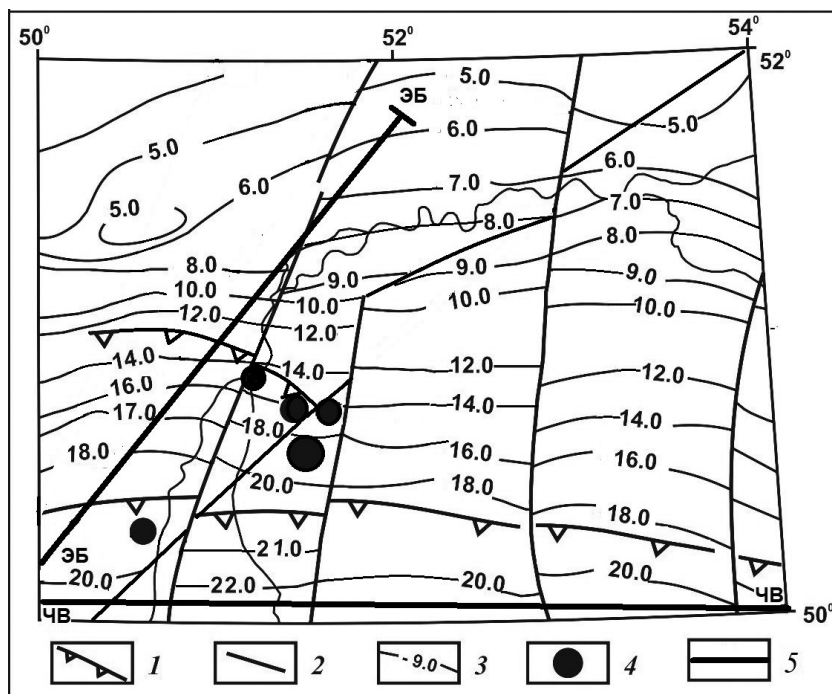


Рис. 2. Позиция Шалкарской очаговой зоны землетрясений в структуре поверхности докембрийского фундамента: 1 – крупные сбросы в докембрийском фундаменте; 2 – разломы; 3 – изогипсы по поверхности докембрийского фундамента; 4 – эпицентры землетрясений Шалкарской очаговой зоны; 5 – разрезы глубинного строения вдоль профилей ГСЗ: Элиста – Бузулук (ЭБ), Челкар – Волгоград (ЧВ)

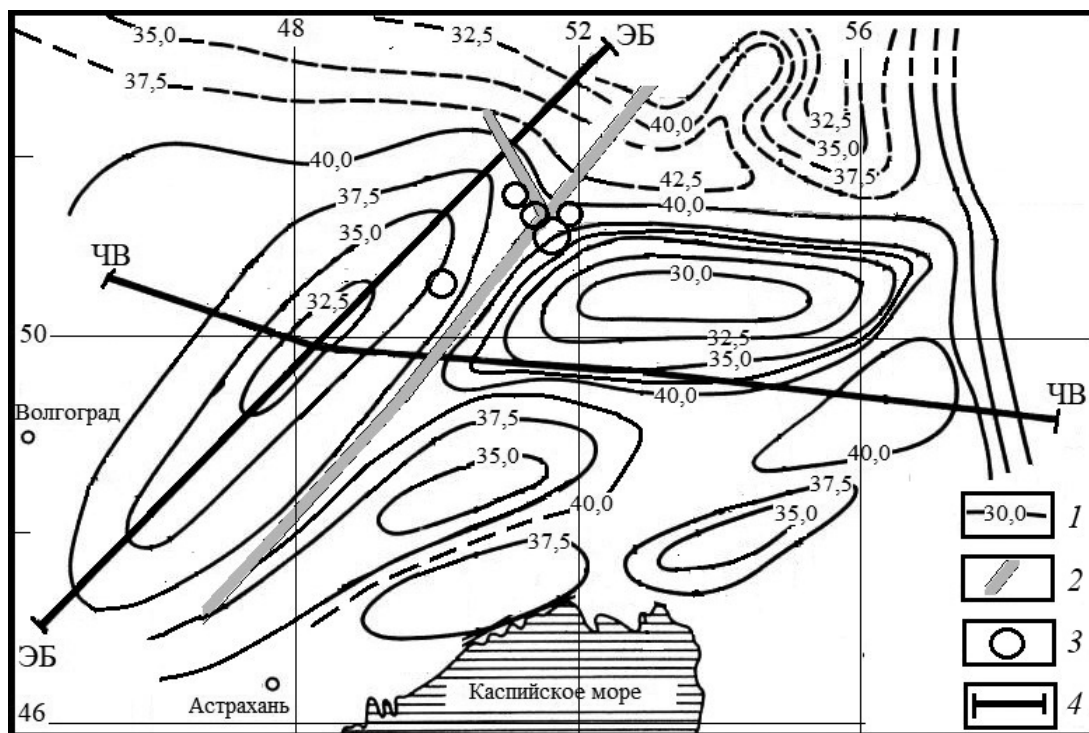


Рис. 3. Позиция Шалкарской очаговой зоны землетрясений в структуре поверхности мантии: 1 – изогипсы по поверхности мантии; 2 – разломы в мантии; 3 – эпицентры землетрясений Шалкарской очаговой зоны; 4 – профили ГСЗ: Челкар – Волгоград (ЧВ), Элиста – Бузулук (ЭБ)

Относительно поверхности кристаллического фундамента Шалкарская очаговая зона землетрясений приурочена к крупным геоструктурам Прикаспийской впадины – тектоническим сбросам северного борта, в том числе Центрально-Прикаспийского грабена, субширотного направления, – и разломам сквозного тектонического пояса направления ЮЮЗ-ССВ и субмеридиональным (см. рис. 2). Таким образом, направления профилей ГСЗ, которые служили основой для построения, физико-геологических моделей, расположены вкрест простирания указанных геоструктур и дают наиболее полную картину о позиции очагов землетрясений данной очаговой зоны землетрясений в структуре кристаллического фундамента.

Относительно поверхности мантии Шалкарская очаговая зона землетрясений расположена в зоне сочленения наиболее крупных структур Прикаспийской впадины: Аралсорского поднятия простирания ЮЗ – СВ и Хобдинского поднятия широтного простирания. Данные ГСЗ и гравиразведки позволяют считать, что указанные два поднятия сочленяются по глубинному разлому направления ЮЗ – СВ (см. рис. 3).

Сопоставление гипоцентров землетрясений 26.04.2008 г. и 30.12.2011 г. с профилем ГСЗ Элиста – Бузулук, расположенным западнее очаговой зоны Шалкарских землетрясений (рис. 2, 3, 4) показывает, что эти гипоцентры приурочены к участкам наиболее резких изменений глубин поверхностей кристаллического фундамента и ман-

тии, а также повышенного градиента в изменениях по латерали скоростей сейсмических волн внутри мантии, что свидетельствует о проникновении разломов ниже подошвы кристаллической коры. Глубже гипоцентров землетрясений, в нижней части земной коры и верхней мантии, по данным МТЗ, выделяется зона аномально высокой электропроводности. Эта зона, по данным МТЗ, в плане совпадает с прогнозируемой по данным гравиразведки зоной разуплотнения в верхней мантии. Тем самым, по данным МТЗ, и гравиразведки в области расположения гипоцентров землетрясений выделяется зона разуплотнения, которая может быть отождествлена с глубинным диапиром. Аномально высокие значения скоростей сейсмических волн в области этого диапира свидетельствуют о том, что он находится в напряженном состоянии.

В соответствии с дилатационной моделью очага землетрясений, подробно описанной в работе [8], напряжения в дилатирующем объеме обуславливают формирование диапировой структуры, а внедрение диапира в перекрывающие его толщи приводит к их деформации с образованием разрывных нарушений и, следовательно, зон возникновения очагов землетрясений.

При динамических воздействиях масс диапировой структуры могли быть активированы глубинные разломы с возникновением сейсмичности. В соответствии с изложенным, формирование очагов землетрясений в толщах, перекрывающих

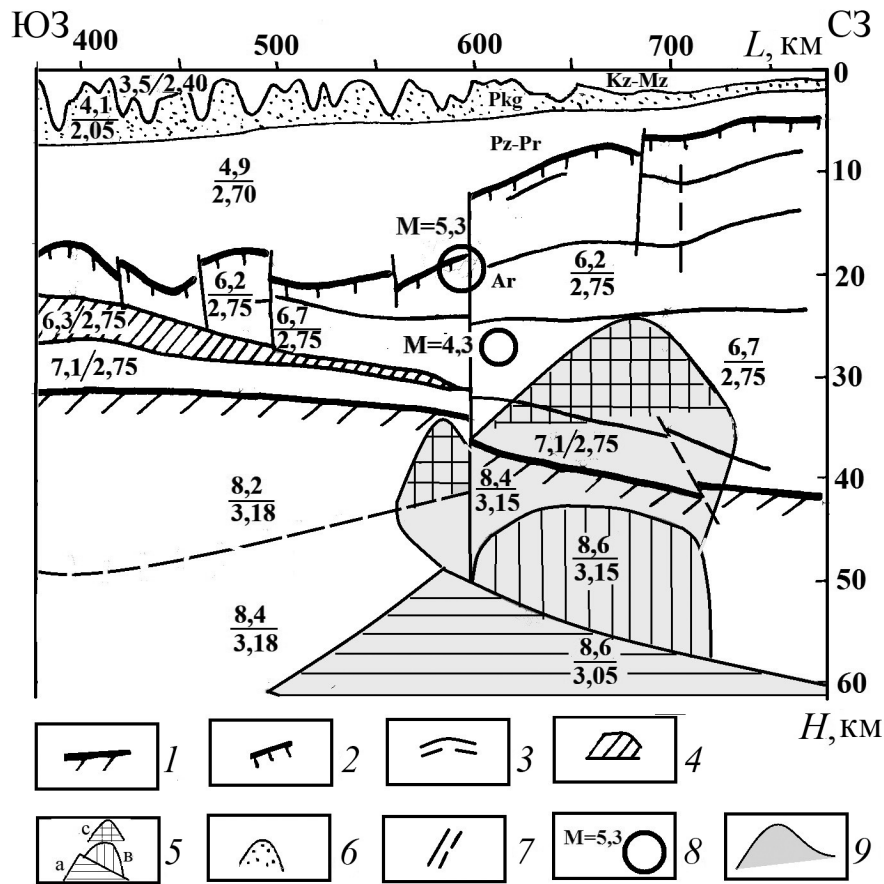


Рис. 4. Физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны землетрясений вдоль части профиля ГСЗ Элиста – Бузудук: 1 – поверхность докембрийского фундамента; 2 – поверхность мантии; 3 – сейсмические границы внутри докембрийского фундамента и мантии; 4 – слои пониженной скорости; 5 – блок пониженной плотности (а), блок повышенных скоростей сейсмических волн (б), блок высокой электропроводности (с); 6 – соленосные толщи; 7 – разрывные нарушения; 8 – гипоцентры землетрясений Шалкарской очаговой зоны 26.04.2008 г. и 30.12.2011 г. со значениями магнитуд; 9 – зона глубинного диапира; цифрами в числителе дроби указаны величины скоростей продольных волн (км/с), в знаменателе – величины плотностей ($\cdot 10^3$ кг/м³). Положение профиля показано на рис. 2, 3

структуру глубинного диапира (см. рис. 4), представляется вполне обоснованным.

Сопоставление гипоцентров землетрясений 26.04.2008 г. и 30.12.2011 г. с профилем ГСЗ Челкар – Волгоград, расположенным южнее очаговой зоны Шалкарских землетрясений (рис. 2, 3, 5), показывает, что эти гипоцентры приурочены к глубинному разлому, нарушающему поверхности кристаллического фундамента и мантии и проникающему во внутреннюю часть мантии; данное обстоятельство также свидетельствует о природе Шалкарской зоны очагов землетрясений как обусловленной процессами, происходящими ниже подошвы земной коры.

Детерминированный подход к оценке правдомерности предложенной модели Шалкарской очаговой зоны землетрясений основан на сопоставлении интенсивности расчетных значений сейсмических сотрясений и значений сотрясений по макросейсмическим данным. Макросейсмиче-

ские данные были получены для землетрясения 26.04.2008 г.

Расчетная интенсивность землетрясения в эпицентре и городах Уральск, Оренбург и Самара была определена по уравнению Блейка – Шебалина (закон затухания интенсивности сотрясений с расстоянием)

$$I_i = bM - v \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + c, \quad (1)$$

где M – магнитуда землетрясения, I_i – интенсивность сотрясений на эпицентральной дистанции Δ_i , h – глубина гипоцентра, b , v и c – константы (средние значения для землетрясений, очаги которых в земной коре $b = 1,5$; $v = 3,5$ и $c = 3,0$).

Следует обратить внимание на то, что вычисленные значения интенсивности сотрясений по формуле (1) дают их оценки в предположении однородной геологической среды. В реальных геологических средах, определяемых гетероген-



ностью литосферы по физическим свойствам, особенностями тектонических и геодинамических характеристик, местных грунтовых условий, фактическая интенсивность сотрясений может отличаться от расчетной.

карских землетрясений при данных значениях магнитуд и глубин очагов может считаться согласованной.

Заключение

Из результатов физико-геологического моделирования, выполненного на основе интерпретации геофизических и сейсмологических данных, следует вывод, что очаги землетрясений Шалкарской зоны могут возникать вследствие не только деформаций земной коры, но и мантии.

По данным EMSC, в пределах юго-восточной части докембрийской Восточно-Европейской платформы известны землетрясения в южной части Прикаспийской впадины с глубинами очагов до 60 км.; глубина поверхности мантии в данном районе 35–38 км, что указывает на размещение очагов землетрясений в верхней мантии.

По данным наблюдений на Саратовском геодинамическом полигоне в 1999–2007 гг., в южной части Волго-Уральской антеклизы и северо-западной части Прикаспийской впадины также известны землетрясения с глубинами очагов до 60–65 км [9] при глубине поверхности мантии 35–40 км.

Наличие очагов землетрясений в верхней мантии рассматриваемого региона может объясняться активностью дислокаций Европско-Африканского сквозного тектонического пояса, которые, как отмечалось выше, имеют глубокое заложение; исходя из этого физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны, определяющая связь землетрясений с напряженно-деформированным состоянием мантии, создает основу для оценки параметров возможных землетрясений, принимая во внимание их обусловленность геодинамической активностью дислокаций указанного тектонического пояса.

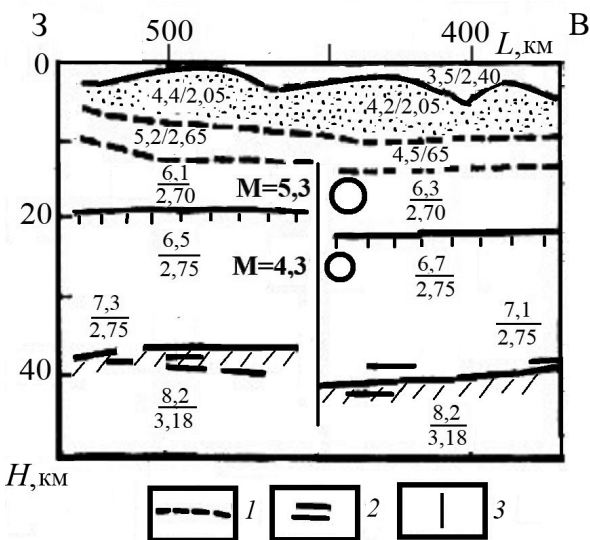


Рис. 5. Физико-геологическая модель Шалкарской очаговой зоны землетрясений вдоль части профиля ГСЗ Челкар – Волгоград: 1 – границы в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины; 2 – отражающие границы вблизи поверхности мантии; 3 – глубинный разлом. Положение профиля показано на рис. 2, 3. Остальные условные обозначения см. рис. 4

Результаты исследований и их обсуждение

Расчеты интенсивности Шалкарского землетрясения 26.04.2008 г. в разных пунктах проведены для значений магнитуд 4,7 и 5,3 по формуле (1).

При параметрах очага $H = 10–18$ км и $M = 4,7$ расчетная интенсивность сотрясений значительно меньше фактической, определенной по макросейсмическим данным [1]; наиболее существенна разница между расчетными и наблюдаемыми значениями интенсивности в пунктах Оренбург и Самара, где расчетная интенсивность в среднем составляет 1,5 и 1,4 балла по шкале MSK-64 соответственно. Отсюда следует, что при магнитуде землетрясения 26.04.2008 г., равной 4,7, в городах Оренбург и Самара макросейсмических проявлений, описание которых приведено в [1], не должно было наблюдаться.

При параметрах очага $H = 10–18$ км и $M = 5,3$ вычисленные значения интенсивности в Оренбурге составляют в среднем 2,5, в Самаре – 2,2 балла по шкале MSK-64; таким образом, при этих параметрах очага расчетные значения сотрясений в наибольшей степени согласуются с наблюдаемыми, а детерминированная физико-геологическая модель очаговой зоны Шал-

Библиографический список

1. Огаджанов В. А., Чепкунас Л. С., Габсатарова И. П. Шалкарское землетрясение 28 апреля 2008 г. // Связь поверхностных структур с глубинными : материалы XIV международной конференции. Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2008. С. 86–89.
2. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья / В. А. Огаджанов, Л. С. Чепкунас, Р. С. Михайлова [и др.] // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году : сборник научных трудов. Москва : Геофизический центр РАН, 2001. С. 119–127.
3. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / под редакцией В. В. Адушкина, А. А. Моловичко. Москва : ГЕОС, 2013. 360 с.
4. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск : Издательство Карельского НЦ, 2007. 381 с.
5. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и



Кавказ) // Известия АН СССР. Серия Геология. 1948. № 5. С. 39–66.

6. *Огаджанов В. А., Огаджанов А. В.* Физико-геологические характеристики платформенной части Европейско-Африканского сквозного тектонического пояса // Геофизика. 2014. № 4. С. 33–39.

7. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / И. П. Косминская, Н. И. Давыдова,

А. В. Егоркин [и др.] ; ответственный редактор С. М. Зверев. Москва : Наука, 1980. 184 с.

8. *Огаджанов В. А., Огаджанов А. В.* К вопросу о формировании очагов землетрясений при дилатации горных пород // Геофизика. 2016. № 3. С. 34–39.

9. *Огаджанов В. А., Огаджанов А. В.* Аномалии геофизических полей при дилатации горных пород // Геофизика. 2013. № 6. С. 65–69.

Поступила в редакцию 22.07.2021, после рецензирования 20.08.2021, принята к публикации 20.09.2021
Received 22.07.2021, revised 20.08.2021, accepted 20.09.2021

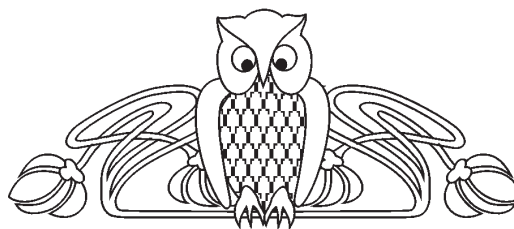


Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 281–290
Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 281–290
<https://geo.sgu.ru>

<https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-281-290>

Научная статья
УДК [551.24+553.98](470.4/5)

Современные проблемы геологии и нефтегазоносности недр Прикаспийской впадины



Я. А. Рихтер

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского, Россия, 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, д. 83

Рихтер Яков Андреевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, tyr2760@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0003-2511-8550>

Аннотация. Проблемы глубинного строения и формирования Прикаспийской впадины до сих пор не решены из-за общей недостаточной изученности ее глубин, достигающих 18–22 км, а существующие представления и гипотезы неудовлетворительны при попытках объяснения непонятых до сих пор фактов. Необходимы новый подход к решению старых проблем и новые усилия в развитии исследований. Обсуждается современное состояние проблем глубинного строения впадины и показывается на примерах недостаточность предложенных решений. По данным изучения керна глубокой скв. Д-2 Астраханского месторождения, подтверждается ранее предложенное автором решение проблемы природы и происхождения консолидированной коры впадины как рифтогенной океанической. Обсуждается происхождение и формирование сводовых поднятий Астраханско-Актюбинской зоны, их роль в возникновении карбонатных платформ. Проблемы глубинной геотермии и флюидодинамики, а также результаты геофизических исследований последнего времени рассматриваются в свете перспектив нефтегазоносности недр Прикаспийской впадины.

Ключевые слова: фундамент впадины, сводовые поднятия, карбонатные платформы, геотермия, аномально высокие пластовые давления, флюидодинамика, нефтегазоносность

Благодарности. Автор благодарен своим коллегам, проявлявшим интерес к его исследованиям и обсуждавшим результаты его работы: профессорам А. Д. Коробову, К. А. Маврину, О. К. Навроцкому, В. Н. Староверову, Л. А. Анисимову и многим другим геологам местных и иногородних организаций и компаний, в том числе В. В. Пыхалову и А. П. Пронину. Автор также искренне надеется, что его критические замечания будут приняты с пониманием, как проявление его стремления к сотрудничеству в научном познании. Настоящая работа была выполнена в первую очередь благодаря энтузиазму автора, продолжающего заниматься изучением проблем региона и надеяться на общий прогресс в их решении. Будем признательны всем, нашедшим ошибки или неточности в изложении фактов, а также сделавшим замечания конструктивного характера.

Для цитирования: Рихтер Я. А. Современные проблемы геологии и нефтегазоносности недр Прикаспийской впадины // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21, вып. 4. С. 281–290. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-281-290>

Статья опубликована на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 International (CC-BY 4.0)

Article

Current problems in the North Caspian depression geology and oil and gas prospects

Ya. A. Rikhter

Saratov State University, 83 Astrakhanskaya St., Saratov 410012, Russia

Yakov A. Rikhter, tyr2760@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0003-2511-8550>

Abstract. The deep structure and formation of the North Caspian (Precaspian) depression have not been fully understood due to the scarcity of depth studies at 18–22 km. The existing concepts and hypotheses are clearly insufficient to interpret the unexplained facts. New approaches and research efforts are necessary to solve the old problems. The current state of the depression deep structure problems is reviewed, and the existing explanation flaws are demonstrated. The depression consolidated crust has oceanic and riftogenic origin as it has been suggested by the author before. This explanation is supported by the Astrakhan deposit D-2 deep well core data. The Astrakhan-Aktobe zone arched uplift genesis, formation and role in the carbonate platforms emergence are discussed. Deep geothermy and fluid dynamics problems, as well as recent geophysical data are considered in view of the North Caspian depression hydrocarbon prospects.

Keywords: depression basement, arched uplifts, carbonate platforms, geothermy, abnormal formation pressure, fluid dynamics, oil and gas prospects



Acknowledgments. The author thanks his colleagues who have shown interest in his research and discussed the results of his studies – Professors Alexander Korobov, Konstantin Mavrin, Oleg Navrotsky, Vyacheslav Staroverov, Leonid Anisimov and many other geologists from local organizations and companies as well as from other regions including Viktor Pykhalov and Alexey Pronin. The author also sincerely hopes that his critique will be taken with understanding as a display of his desire for cooperation in pursuit of scientific knowledge. This work was done primarily due to the author's enthusiasm who continues to study regional geological problems and hopes for comprehensive progress in their solution. The author will be grateful to everyone for finding mistakes and inaccuracies in the fact presentation and for constructive comments.

For citation: Rikhter Ya. A. Current problems in the North Caspian depression geology and oil and gas prospects. *Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences*, 2021, vol. 21, iss. 4, pp. 281–290 (in Russian). <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-4-281-290>

This is an open access article distributed under the terms of Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC-BY 4.0)

Введение

Прикаспийская впадина – уникальный геологический объект, не имеющий ничего общего со структурами докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и включенный в её состав лишь с завершением герцинской эпохи орогенеза. Тем не менее она до сих пор большинством геологов традиционно рассматривается как постоянная ее часть, а фундамент – как глубоко погруженный и переработанный блок докембрийского основания ВЕП. Не утихают споры по вопросам её строения, происхождения и формирования, предлагаются всё новые решения и объяснения, подчас весьма экзотические. К этому побуждают очевидные свидетельства нефте- и газоносности бортовых зон впадины, где выявлены крупнейшие месторождения, что может означать высокую перспективность и более глубоких ее недр, пока еще недоступных. Всё это свидетельствует о явно неблагоприятном состоянии изучаемых проблем, в частности о неудовлетворительном положении в исследованиях глубинных недр Прикаспийской впадины – их стратиграфического и формационного расчленения, тектонического строения и напряженного состояния как показателей их геодинамической эволюции.

Трудности, стоящие перед исследователями, известны: в первую очередь, как представляется, они технические и технологические и в конечном счете экономические, – со временем они вполне преодолимы. Но существуют проблемы психологического свойства, возникающие при исследовании недостаточно или почти неизученных объектов и процессов. Перед нами стоит психологический барьер: изучая бортовые зоны Прикаспийской впадины (при помощи геофизических методов, бурения отдельных глубоких скважин) и переходя на всё большие глубины, мы оказываемся перед неизвестностью и из под наших ног уходит привычная почва, когда перестают работать известные критерии и закономерности и необходим переход на новые «правила игры», следующие из принципиально иной концепции, адекватной современному уровню наших знаний о строении и формировании Прикаспийской впадины. Растут риски в прогнозах, предлагаемые пути поисков и новые типы поисковых объектов чаще всего себя не оправдывают,

и наша неуверенность растет с каждым шагом. И мы идем медленно, осторожно нащупывая почву для следующего шага. Частные решения и находки приносят успех, но попытки придать им универсальный характер терпят в дальнейшем неудачу.

Наш обзор не претендует на полноту рассмотрения представленных в нем проблем, так же как и не определяет первоочередности их решения. Но ясно, что решать их, скорее всего, придется. Наш выбор проблем продиктован признанием степени их принципиальной важности и масштабности. Их анализ проводится, естественно, с позиций, разделяемых или занимаемых нами по тому или иному вопросу.

Природа и возраст консолидированной коры

Представления о фундаменте (или консолидированной коре) Прикаспийской впадины, его природе и возрасте крайне разнообразны и нередко предельно противоположны. Традиционно считается, что ее фундамент тот же, что и в примыкающей части ВЕП, другими словами, Прикаспийская впадина – часть этой платформы (синеклизы). В современных геотектонических схемах платформы для позднепротерозойского (рифейского) этапа на юго-востоке ВЕП показывается с той или иной степенью условности пространство, принадлежащее древнему кратону ([1] и последующие публикации авторов) и пунктиром, иногда со знаком вопроса, намечается его граница, следующая вдоль восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Это объективно свидетельствует о недостаточности сведений и неясности положения данной границы.

Еще в 60–70-е годы XX столетия стали известны данные глубинных геофизических исследований об аномальном строении земной коры в центральной части Прикаспийской впадины [2] и высказывались идеи о существовании внутри нее «базальтового окна» – реликтового субокеанического бассейна [3], предлагались также гипотезы о «базификации» нижней части континентальной коры докембрийского фундамента Прикаспийской впадины [4, 5]. С приходом идей глобальной плитотектоники появились новые возможности интерпретации геолого-геофизического материала и синтеза современ-



ной модели её формирования. В конце 80-х годов была создана первая мобилистская модель геодинамического развития юго-востока ВЕП и формирования Прикаспийской впадины [6]. Однако эти идеи не нашли должного отклика среди геологов и лишь обозначили новое направление возможных исследований. Появились и немногочисленные последователи этого нового геодинамического подхода (например, [7]). Тем не менее сохраняют свое значение данные глубинных геофизических исследований: на их основе создаются современные модели геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины [8].

С середины 90-х годов проблемы изучения Прикаспийской впадины привлекли внимание автора настоящего обзора. Анализ накопленного огромного материала по строению бортовых зон Прикаспийской впадины в свете новых мобилистских идей позволил выявить принципиально важные черты развития всей структуры и главное – показать её связь с формированием Пачелмского авлакогена как древнего континентального рифта [9]. По типу земной коры Прикаспийская впадина является рифтогенной эпиконтинентальной структурой, прошедшей длительную историю развития как глубоководная впадина, а затем, после герцинских коллизионных событий на востоке и юге, перешедшая на платформенный путь развития. Фундамент Прикаспийской впадины, по геофизическим данным, близок породам основного состава – базитам и, возможно, эклогитам – и таким образом совершенно не похож на кристаллический сиалический фундамент примыкающих районов ВЕП. Бортовая зона Прикаспийской впадины на её севере и западе является структурой сопряжения впадины с ВЕП. Строение бортовой зоны обусловлено листрическими деформациями ступенеобразного опускания блоков внутрь впадины, что является типичным для пассивных континентальных окраин. Пострифтовое развитие бортовых зон, отраженное в палеозойских формациях, фациях и мощности осадков – от прибрежно-морских и мелководно-шельфовых до турбидитных микститов и отложений подводных дельт подножия континентального склона – однозначно характеризует их как окраину континента пассивного типа. Во внутренней части бортовой зоны развиты осадки, переходные к типичным глубоководным и характерные для подножия континентального склона, – грейниты, дебриты и контуриты. Все эти факты приводят к общему заключению, что континентальная окраина соседствует с абиссальной океанической структурой, возникшей в результате спрединга вдоль двух осей, заложенных вначале как лучи континентального рифтинга в широтном и юго-западном направлениях.

Таким образом, имеется серьёзное расхождение в понимании природы и геодинамики фор-

мирования Прикаспийской впадины и её земной коры. За последние четверть века оно лишь увеличилось по мере роста знаний о её геологии. Еще сохраняются представления о впадине как особом типе глубокой синеклизы или глубочайшем погружении древних платформ, о принадлежности впадины к особым перикратонным прогибам или к областям перикратонных опусканий. Появляются и компромиссные предложения – модели и гипотезы, авторы которых пытаются совместить традиционные и новые современные представления, по-существу оставаясь на прежних позициях.

В последние два десятилетия энергично развивались исследования группы геологов ГИН РАН в сотрудничестве со специалистами ОАО «Газпром», ООО «Астраханьгазпром», Астраханской геофизической экспедиции и ООО «Геотехсистем». В итоге этих работ состоялся пересмотр представлений о глубинном строении земной коры Прикаспийской впадины и её обрамлении и была разработана новая геодинамическая модель её формирования [10–12], в результате появилось новое решение проблемы. Составленная структурно-тектоническая карта консолидированной коры Каспийского региона [13, 14] полна новаций, отражающих представления авторов о формировании Прикаспийской впадины и её окружения. В её основе заложена концепция последовательного наращивания континентальной коры вдоль юго-восточной окраины Восточно-Европейского кратона.

Вдоль западной и северной её бортовых зон были впервые показаны рифейская кора пассивной континентальной окраины кратона Балтии, а далее к юго-востоку, на месте Прикаспийской впадины – фундамент внутриконтинентальных рифтов рифейского и допалеозойского (кадомского) этапов консолидации, занимающий территорию Восточно-Прикаспийского сегмента от Астраханского и Гурьевского свода до Темирского свода на северо-востоке этого сегмента. Основная идея ясна: на месте Прикаспийской впадины находится другая сложная структура, поэтапно формировавшаяся на окраине Восточно-Европейского континента в течение рифея и раннего палеозоя. Причем в центральной части Прикаспийской впадины исследователями намечена граница между Центральным-Прикаспийским сегментом (по старому – центральным или внутренним погружением впадины) и Восточно-Прикаспийским, которая названа «границей тыловых коровых деформаций коллизионного складчатого пояса кадомид». Красивая идея, к тому же в духе современной моды на кадомский орогенез, прослеживаемый другими исследователями на восточной окраине Восточно-Европейского континента. Авторы, видимо, считали, что этого вполне достаточно и не привели ни единого доказательства. Кстати, «рифты» и «троги» авторов не обнаруживаются



на приводимых ими сейсмогеологических разрезах. Это касается и структур кряжа Карпинского, строение и природа которого не соответствуют таковым у Днепровско-Донецкого авлакогена. И то, что кряж Карпинского находится на продолжении данного палеорифта, еще не означает их генетической однотипности.

На этой обновленной геотектонической основе авторами была проведена корреляция позднекембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях [15]. На опубликованной ими схеме отражены их представления о структуре восточной части платформы, пассивная окраина которой обрамлена поясом кадомид, протягивающихся в регион Прикаспийской впадины.

Природа сводовых поднятий на юге Прикаспийской впадины

Много работ было посвящено исследованию этих своеобразных структур. Они являются характерными структурными элементами в южной и юго-восточной частях впадины и выделяются как сводовые поднятия, на которых в среднем палеозое были сформированы рифогенные карбонатные массивы (карбонатные платформы). В их пределах были открыты крупнейшие нефтегазовые месторождения – Астраханское и Тенгизское. Изучением геологического строения Астраханского свода и приуроченного к нему одноименного месторождения занимались геологи и геофизики производственных и научных организаций: ПГО «Нижевожскгеология», ОАО «Саратовнефтегеофизика» и Нижевожского (НВ) НИИГиГ в Саратове, а также геологов и геофизиков ООО «Астраханьгазпром», «Астрахань НИПИгаз», Астраханской геофизической экспедиции. Отметим среди огромного количества работ публикации, принадлежащие Н. В. Мизинову, Н. И. Воронину, А. Я. Бродскому и др. [16], А. Я. Бродскому и его сотрудникам [17, 18] и Н. И. Воронину [19–21].

Новую эпоху в исследовании этих структур открыли работы группы сотрудников ГИН РАН под руководством Ю. А. Воложа. В результате переинтерпретации накопившегося за многие годы материала гравимагнитных съемок, КМПВ и МОГТ и материала ряда новых профилей ОГТ с применением современных программ и методик были составлены новые версии важнейших сейсмических профилей и представлены сеймостратиграфические разрезы структур Астраханского газоконденсатного месторождения [13]. На их основе были разработаны модели 3D структур и предложены рекомендации для выбора направления дальнейших поисков залежей углеводородов. По представлениям цитируемых авторов Астраханский карбонатный массив принадлежит единой системе барьерных рифов

девонско-башкирского времени, включающих ряд карбонатных массивов (платформ). В другом месте монографии [13] утверждается, что Астраханский карбонатный массив «представляет собой внутрибассейновую платформу, и тем самым многолетнюю дискуссию о природе массива можно считать завершённой» [13, с. 195]. Значит ли это, что авторы больше не считают его барьерным рифом и что меняется от того, что его следует относить к внутрибассейновым платформам? Стоит напомнить, что эти понятия были широко использованы саратовскими геологами-нефтяниками в 80–90-е годы прошлого столетия для интерпретации тектонической позиции и палеогеографической ситуации формирования нефтегазоносных структур крупнейших открытых к этому времени месторождений – Тенгизского и Астраханского (например, [22]).

До сих пор не получены ответы на вопросы: какова природа самих сводообразных поднятий, являющихся пьедесталами карбонатных платформ, чем вызвано их формирование, составляют ли они единое целое с консолидированной корой центральной части впадины или возникли независимо?

В какой-то степени об этом можно судить по результатам изучения разреза глубокой скважины Д-2 (Девонской), пробуренной в центральной части Астраханского свода. Некоторые из них были опубликованы в приложении к монографии авторов [13]. В составе обломочных пород среднего девона были описаны вулканомиктовые разности гравелитов и песчаников, сложенные угловатыми и полуокатанными обломками пузыристых витрофировых и гиплопилитовых базальтовых и андезитов-базальтовых микропорфиритов и афиритов размером 0,3–7,8 мм, их шлаков и стекол (шл.1519/1-ВНИИГАЗ, глубина 6560 м).

Автор настоящего обзора изучал в НВ НИИГиГ коллекцию петрографических шлифов из керна этой скважины, приходящихся на карбонатно-терригенную часть разреза нижнего и среднего девона, и пришел к несколько отличным выводам [9, с. 71–73] (рис. 1). В шлифе из того же прослоя интервала 6545.3–6563.6 м среди известняков и известковистых песчаников, отнесенных к эмскому ярусу нижнего девона, описан известково-вулканомиктовый гравелистый песчаник на карбонатном цементе базального типа. Вулканомиктовый материал состоит почти исключительно из окатанных «галечек» (до 0,3 см в наибольшем поперечнике) миндалекаменных базальтов и их шлаков (рис. 1, а). Несколько ниже, в интервале 6570–6577 м, в шлифе с глубины 6576,7 м представлен вулканомиктовый песчаник, содержащий более разнообразный материал окатанных обломков габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов, а также шлаков базальтов с примесью их стекол, редких кремнистых пород и единичных апофельзитов

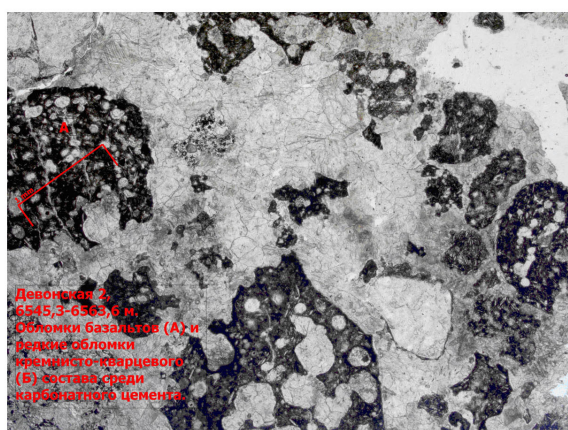


вых риолито-дацитов. Кроме того, в ряде шлифов песчаников из этого же интервала почти исключительно отмечаются обломки стекловатых корок и осколки базальтовых стекол, разложившихся и замещенных селадонитом, гидрослюдами и хлоритом. При этом нами не было обнаружено ни туфов кислого состава, ни туфов основного или среднего состава, ни осколков кристаллов санидина и кварца «вулканогенного генезиса», указанных авторами [13]. Повсеместно встречающиеся в интервале 6545–6573 м в терригенных отложениях верхнего эйфеля «обломки пирокластиков», упомянутые в работе [23, с. 195], являются на самом деле переотложенным вулканомиктовым материалом и находятся вместе с обломками известняков в составе калькаренистых песчаников.

Некоторыми исследователями эти вулканотерригенно-карбонатные породы квалифицировались как вулканические туфы и тефрогенные псаммиты, образованные в ходе вулканических извержений, и на этом основании ими выделялась раннедевонская вулканическая дуга, отделявшая от океана окраинный задуговой бассейн, ставший впоследствии Прикаспийской впадиной [13]. Нам представляется, что однородный петрографический состав пород, резко преобладающих в обломочном материале песчаников (от базальтов и их стекол до габброидов), а также степень обработки их зерен свидетельствует о недалеком источнике материала, откуда могли быть перенесены подводными течениями и переотложены отмеченные нами обломки магматических пород. При этом среди данных фрагментов не встречено первично-вулканогенных или переотложенных образований вулканических островных дуг (пеплов, тефры, туфов, туффигов), а также андезитов, дацитов, риолитов. Источником их сноса не могли быть какие-либо

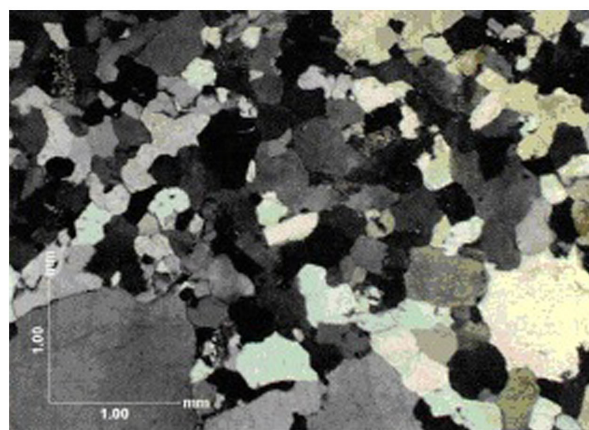
участки додевонской поверхности Воронежской антеклизы – ее юго-восточного склона, примыкающего с запада к бортовой зоне Прикаспийской впадины, с совершенно иным петрофондом докембрийских метаморфитов и плутонитов. Остается предположить, что источник сноса находился в пределах местных выступов формирующегося на дне обширного сводового поднятия, давшего начало структуре современного Астраханского свода. В этом случае присутствующие в песчаниках обломки вулканических и интрузивных пород основного состава могут представлять продукты размыва пород базальтового ложа окраинного моря, земная кора которого была образована в результате предшествующего спрединга. Скорее всего, какие-то выступы этих пород возникли при формировании блокового строения Астраханского свода и его воздымании уже в раннедевонскую эпоху.

Ниже 6760 м по разрезу скважины Д-2 керн отсутствует и материал пробуренных пород представлен лишь шламом, среди фрагментов которого петрографически удалось идентифицировать лишь два типа осадочных пород – тонкослоистые карбонатизированные алевроаргиллиты и мономинеральные кварцевые песчаники и кварцито-песчаники на поровом цементе, представленном каолинитом и слюдястым минералом (например, почти на забое – на глубине 7001 м, рис. 1, б). Если предположить, что эти два типа пород преобладают (в шламе отмечается еще присутствие редких доломитов и известняков), то следует отметить серьезные отличия от вышележащих карбонатно-терригенных отложений, датированных по остаткам фауны как эмский ярус нижнего девона – нижний эйфель среднего девона. Возможно, что на глубине ниже 6760 м начинается разрез более древних и формационно иных отложений, перекрывавших на ряде участков (таких,



Девонская д.
6545,3–6563,6 м
Обломки базальтов (А) и
осколки обломки
кварцито-кварцевых
(Б) частей среди
карбонатного цемента

а



б

Рис. 1. Фото шлифов скв. Д-2 (Астраханский свод): а – интервал 6545,3–6563,6 м, окатанные обломки миндалекаменных базальтов и базальтовых шлаков в гравелистом вулканомиктово-известняковом песчанике (калькарените) на карбонатном цементе [9, с. 72]. Николи ||; б – интервал 7001–7003 м, кварцевый разнозернистый кварцито-песчаник с регенерационной гранобластовой структурой. Отнесен к «фациям мелководного шельфа островной дуги с терригенной седиментацией» и датирован нижним девонem [13, с. 217]. Николи +



как участок расположения скв. Д-2) лавы базальтов океанического дна.

Таким образом, впервые появилась возможность судить о составе пород, присутствующих на уровне акустического фундамента внутри Прикаспийской впадины, по конкретному петрографическому материалу из отложений нижнедевонской части разреза подсолевого осадочного комплекса. Эта часть разреза могла быть сформирована в мелководных условиях при размыве океанической формации базальтов и габброидов, образовавшейся в начале раннего палеозоя. По данным сейсмостратиграфических построений, в интервале 7–9 км ее породы перекрыты, возможно, с несогласием и некоторым перерывом, мощной и однородной терригенной толщей, состоящей из аргиллитов, алевролитов и песчаников. Если подошва девонских отложений также сопровождается признаками размыва и несогласия с подстилающими породами, то геологический возраст этой мощной толщи может предварительно определяться как ордовик – силур. Как полагали сотрудники Астраханской геофизической экспедиции, скважиной Д-2 в интервале 6960–7003 м была вскрыта кровля так называемого «доплитного комплекса» условно ордовикско-силурийского возраста [20,21]. Толщи такого литологического состава, имеющие ордовикско-силурийский или ордовикский возраст, установлены в пределах западной и северной бортовых зон Прикаспийской впадины (Линёвско-Умётовской системы грабен и Оренбургского вала соответственно).

Наиболее вероятным представляется предположение о том, что Астраханский свод, как и другие поднятия Астраханско-Актюбинской зоны, возник не позднее раннего девона при деформациях субокеанической коры бассейна Прикаспийской впадины. Эти деформации сопровождались поднятиями дна и сменой обстановок осадконакопления на мелководные и прибрежные, что способствовало развитию биостромов рифовой формации. Последующая история таких поднятий отражена в строении рифогенных карбонатных платформ этой зоны, формировавшихся в условиях почти непрерывных общих опусканий дна впадины вплоть до середины позднего карбона, когда произошли новые поднятия и была размыва часть каменноугольных отложений. Остается узнать, что послужило причиной преддевонских деформаций и создания поднятий вдоль юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. Возможно, это было результатом столкновения ее плиты с Северо-Устюртским микроконтинентом и подобными ему массивами в составе будущей Скифской плиты, что привело впоследствии на юге к созданию структур внешнего обрамления данной окраины в виде Манычской глубинной сутуры и ее внешнего фронта – кряжа Карпинского.

В свете сказанного особый интерес пред-

ставляют данные об особенностях гравитационного и магнитного полей в южном и юго-восточном обрамлении Прикаспийской впадины, в частности о существовании Северо-Каспийской гравитационной аномалии (общей амплитудой до 70 мГал). В границах изолинии +10 мГал она захватывает южную, в основном правобережную часть Астраханского свода и прилегающую северную часть кряжа Карпинского. Природа аномалии объясняется присутствием на глубине мощного «базитового вулканического комплекса раннего палеозоя». Их мощность под южными и юго-восточным краями Прикаспийской впадины достигает 6–7 км [24]. Не входя в обсуждение деталей, следует признать, что в любом случае эта крупнейшая в регионе гравимагнитная аномалия отражает глубинное строение земной коры в южной периферии Прикаспийской впадины и зоне ее сочленения со Скифской эпигерцинской плитой, и в первую очередь приподнятое положение высокоплотных масс базальтового слоя ее субокеанической коры. Новые данные о возможном присутствии ее образований в составе фундамента Астраханского свода позволяют так думать.

Проблемы глубинной геотермии и флюидодинамики Прикаспийской впадины

Обсуждение региональных проблем Прикаспийской впадины – богатейшей нефтегазоносной провинции – невозможно без учета геотермического и флюидного режима земной коры. Первые серьезные исследования здесь были проведены гидрогеологами [25,26]. Состояние изученности геотермических проблем остаётся на уровне прошлого столетия, несмотря на попытки создания 3D моделей для картины распределения температур в недрах впадины [27,28]. Основные причины этого – явный недостаток данных измерений температур в скважинах и их почти полное отсутствие в центральной части впадины, где до сих пор нет глубоких скважин (за исключением известной Аралсорской). Нам представляется, что неоднородность геотермического поля Прикаспийской впадины объясняется присутствием залежей каменной соли, образующих сложные конфигурации соляных куполов, штоков, валов и гряд и отличающихся аномально повышенной теплопроводностью от вмещающих терригенных и терригенно-карбонатных пород. Очевидно, что благодаря солянокупольной тектонике на определенном уровне проявляется своеобразный «мембранный» эффект перераспределения глубинного теплового потока, что определяет наблюдаемое геотермическое поле надсолевого комплекса впадины. Происходит интенсивное перераспределение теплового потока, концентрирующегося в соляных куполах, что ведет к дальнейшему повышению пластич-



ности вещества в них и возбуждению галокинеза. При этом важно учитывать, что пластичные толщи солей под действием анизотропных (нелитостатических) напряжений испытывают деформации без нарушения внутренней связности, а сами напряжения в них преобразуются в изотропно-литостатические. Часть энергии при этом затрачивается на механизм остаточной деформации. В пластичных солях флюидное давление должно быть равным общему давлению, следовательно, именно через поровый флюид в значительной степени передается как литостатическое (гидростатическое), так и одностороннее давление. Все это позволило нам предположить, что присутствие интенсивно деформированного соленосного комплекса с присутствующими ему формами тел (куполов, штоков, валов), возможно, обязано действию в недрах Прикаспийской впадины механизма конвекции (адвекции) как эффективного способа тепло-массопереноса в условиях глубоко погруженно-го осадочного бассейна [29].

Необходимо также указать на широкое развитие аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в коллекторах подсолевого комплекса, начиная с глубин 3700–4000 м, особенно заметно растущих по мере перехода от бортовой зоны впадины к ее внутренним частям. Так, в саратовском секторе бортовой зоны в отложениях среднекаменноугольно-верхнедевонского возраста, вскрытых глубокой скважиной 1 Черная Падина в интервале 5856–5865 м, значение АВПД составляет 114 МПа при температурах 100–132°C. Еще большая величина пластовых давлений – до 130 МПа ($K_a=1,9$) при температуре более 178°C – зафиксирована на глубине 6500 м в скв. Д-2 на Астраханском своде.

Существование таких давлений, скорее всего, следует связывать с последними импульсами неотектонической активизации региона, так как даже при самых неблагоприятных условиях миграции флюидов время релаксации АВПД до нормальных гидростатических значений не может превышать нескольких миллионов лет [26]. Но это соображение важно и в другом плане: раз время релаксации АВПД геологически так мало, это означает, что флюид, его обеспечивающий, идет с глубины теперь и, скорее всего, не может быть связан с тем предполагаемым многими геологами-нефтяниками потоком углеводородов, который генерировался, по их представлениям, в породах «нефтематеринских» толщ в ходе погружения подсолевого комплекса палеозоя Прикаспийской впадины. Ведь невозможно себе представить, чтобы этот гипотетический поток УВ мог поддерживаться на таком уровне давлений столько времени (порядка 200–250 млн лет).

Данные о распределении современных пластовых давлений в залежах нефти, в частности и аномально высоких, в палеозойских карбонат-

ных массивах известных месторождений свидетельствуют о том, что эти месторождения тесно связаны с общей для Прикаспийской впадины флюидодинамической системой, которая и в настоящее время способствует процессам формирования залежей УВ. Этот важнейший вывод, сделанный на примере Тенгизского месторождения [30], оказывается верным и для таких крупных месторождений нефти, газоконденсата и природного газа, как Астраханское, Карачаганакское, Оренбургское и другие, расположенных во внутренней прибортовой зоне Прикаспийской впадины. Примечательно, что в породах нижнего продуктивного этажа Карачаганакского месторождения, на глубинах 5700–5800 м (франский ярус) и 6120–6256 м (средний девон) были определены значительные дебиты нефти, насыщенной газом, дебит которого в первом случае составил 18,5 тыс. м³/сут, а во втором, при пластовом давлении 94.5 МПа – 73,1 тыс. м³/сут. Многоэтажность в расположении залежей нефти и газоконденсата этого месторождения, как и многих других, вместе с данными о присутствии промышленных залежей нефти на глубинах, превышающих 6 км, растущая с глубиной насыщенность их газом – еще более укрепляют вывод о существовании здесь мощной глубинной флюидодинамической системы, функционирующей до настоящего времени. В пределах южного погружения Бузулукской депрессии и в примыкающей к депрессии бортовой зоне Прикаспийской впадины залежи ряда нефтегазоконденсатных месторождений (Зайкинское и др.) были установлены в отложениях верхнего-среднего девона на необычно больших для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП) глубинах – от 4,0 до 4,5 км, где господствуют высокие пластовые давления (до 55 МПа) и температуры (до 100°C). Жесткие термобарические условия способствуют появлению большого количества растворенного газа (500–1000 м³/т и более) и в связи с этим обуславливают чрезвычайно низкую, иногда сопоставимую с газом вязкость нефти, что сближает данные смеси с газоконденсатными системами. Эти особенности фазового состава и свойств залежей могут быть связаны с возможным присутствием на глубине во внутренней части прибортовой зоны Прикаспийской впадины подпитывающей их мощной флюидодинамической системы.

Наблюдаемые в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины распределение температур, геотермический режим и поддерживающий его тепловой поток пространственно и во времени тесно связаны с распределением в ее недрах высоких и аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в насыщающих эти недра флюидах. Выявленная к настоящему времени картина термобарических условий и распределения УВ-флюидов лучше всего может быть объяснена как следствие определенного состояния геодина-



мического режима впадины на новейшем и современном этапах ее развития. Эта картина обусловлена действием общей для Прикаспийской впадины флюидодинамической системы, которая способствует продвижению глубинных флюидов и потоков тепла в ее недра, развитию процессов миграции и формирования залежей УВ.

В этой связи необходимо указать на важнейшие работы геофизиков, в которых выявляется роль флюидов и флюидизированных сред на разных уровнях земной коры [31, 32]. Инверсии скоростей сейсмических волн, выявленные на разных глубинах в консолидированной земной коре и верхней мантии Прикаспийской впадины и описанные как волноводы – слои пониженных скоростей [2], вызваны присутствием на этих уровнях глубинного флюида, а не сменой состава вещества. Особый интерес представляет обнаружение таких горизонтов в глубоких впадинах, например в нижней части разреза мощного осадочного чехла и в основании нижней (консолидированной) коры Прикаспийской впадины [33] (рис. 2).

В свете данных сейсмической томографии [34] причины появления волноводов становятся понятными: они вызваны аномальным состоянием вещества нижней коры и верхней мантии, энергетически возбужденных, насыщенных флюидом и на разном уровне разуплотненных. Всё это вместе с данными о неотектонических движениях в регионе Прикаспийской впадины свидетельствует о нарушенном изостатическом равновесии ее недр, что необходимо учитывать при создании новых альтернативных моделей.

Таким образом, необходим поиск индикаторов аномального флюидизированного состояния

вещества земной коры на разных глубинах, что может быть осуществлено с помощью методов современной интерпретации материалов сейсморазведки, глубинной электроразведки и геотермии. На их основе возможна разработка моделей состояния земной коры в пределах участков с установленной нефтегазоносностью, что позволит выявить надежные критерии для прогноза и поиска новых объектов. В качестве ведущих индикаторов при поиске глубинных объектов должны быть избраны геофизические: результаты многоволновых сейсмических наблюдений, выявляющие аномальные участки земной коры, распределение значений коэффициента Пуассона и отношения Vp/Vs , модификации гравитационного поля, аномалий МТЗ и др. Важен также учет данных геотермии и данных глубинной геохимии и гидрогеохимии (Hg, U, He и др., В/Вг и др.) с тем, чтобы выявить соответствующие индикаторы для поиска и прогноза скоплений УВ на значительных глубинах.

Ориентироваться придется на участки земной коры с аномальными свойствами и особенностями сейсмической записи, свидетельствующими о присутствии глубинного флюида. Представляется, что важнейшим при прогнозировании станет учет геодинамических факторов формирования и существования залежей УВ, в первую очередь давлений, соответствующих глубинам их локализации. Известно, что любое скопление флюидов, находящихся под сверхгидростатическим давлением, может относительно долго сохраняться только при наличии удерживающего их экрана («покрышки») и лишь до того момента, когда давление в породах коллектора не превысит некоторой критической ве-

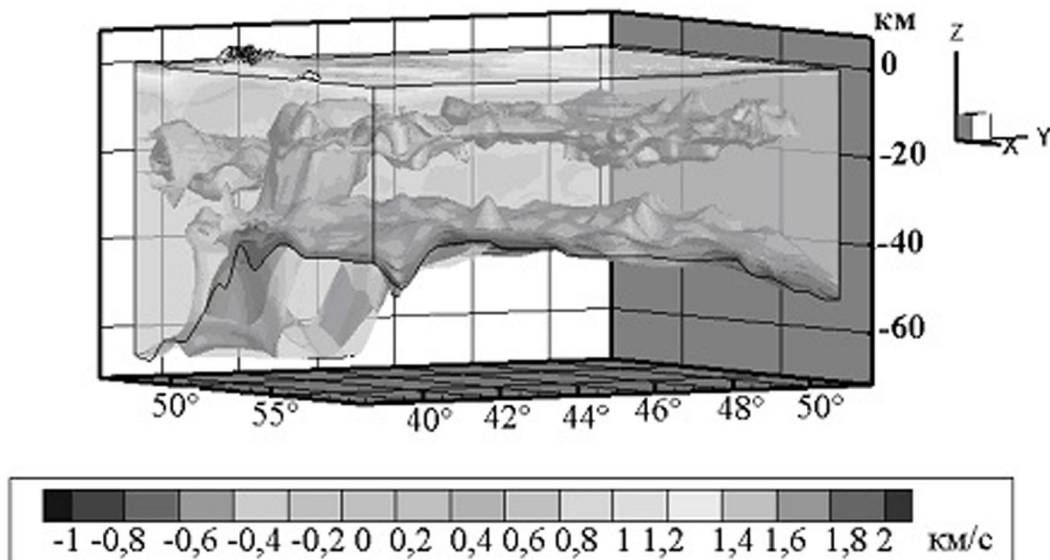


Рис. 2. 3D модель земной коры Каспийского региона (в северной части, начиная с широты 46° с.ш., – Прикаспийской впадины), с горизонтами разуплотнения (волноводами) на уровне –15–20 км (подшва осадочного слоя) и –38–40 км (раздел Мохо). Тоновая визуализация изоповерхностей в значениях (–250; –400; –550) м/с [33]



личины и вызовет гидроразрыв пласта с последующей миграцией флюидов в область меньших давлений. Величина этих критических давлений растёт с глубиной, однако на определенном ее уровне она становится существенно меньше общего литостатического давления. Ниже данного уровня постоянно существуют условия для естественного гидроразрыва и разуплотнения пластов, о чем свидетельствуют геофизические данные о присутствии в средней и нижней коре так называемых «холодных» волноводов или зон инверсий скоростей сейсмических волн [32, 33]. Таким образом, можно сказать, что наилучшие гидродинамические условия сохранения залежей УВ существуют в верхней коре, и в первую очередь в осадочном чехле, до глубин порядка 7–10 км. Возможно, это предельная глубина существования (и формирования) скоплений УВ в известных нам типах залежей. На этом уровне (первом от поверхности волновода) мы можем ожидать формирование зон разгрузки глубинного флюида и образование газонефтяных залежей в жильных и пластовых коллекторах трещинно-кавернозного типа. Как отмечалось, в скв. Д-2 Астраханского месторождения ниже глубины 6700 м нормальный керн отсутствует и пройденный интервал до забоя (300 м!) представлен шламом, состоящим из мельчайших осколков тонкоплитчатых алевроаргиллитов и кварцевых песчаников. Возможно, что это не случайно и связано с действием механизма флюидоразрыва пласта, насыщенного УВ-флюидом.

Вероятно, ниже этой границы известные нам типы газонефтяных залежей не могут создаваться из-за сверхвысоких гидростатических давлений флюидов, превышающих местное литостатическое давление, и на глубинах более 10 км мы столкнемся с принципиально иной ситуацией, когда при отсутствии локализованных залежей мы обнаружим огромные ресурсы рассеянного надкритического флюида, в котором УВ находится при сверхвысоких давлениях в растворенном виде.

Заключение

Решение рассмотренных в нашем обзоре проблем позволило бы сдвинуть с мёртвой точки многие конкретные практически важные вопросы прогнозов и поиска структур, благоприятных для миграции и разгрузки глубинных флюидов, содержащих УВ, а также локализации их залежей в определенных типах коллекторов. Нам представляется, что в пределах Прикаспийской впадины можно выбрать подходящие полигоны для постановки на объектах, подготовленных практикой в ходе разведки и эксплуатации, комплекса специальных исследований и опытно-экспериментальных работ по изучению геодинамического режима глубоких недр современными методами геофизики и геохимии. Необходимы новые науч-

но-технические проекты для постановки специальных исследований глубоких уровней земной коры, по крайней мере до глубин 15–20 км. При этом роль методов глубинной геофизики и всесторонней интерпретации их результатов неизмеримо возрастёт. Важно также использовать эксперимент в области физики высоких давлений и повышенных температур в присутствии флюидных фаз для характеристики состояния систем, возможных в интервале 10–20 км, а также для выявления зональности, возникающей в ходе гидротермально-метасоматических процессов при взаимодействии минеральных фаз и флюидов. И самое главное: необходимо создать программу научных исследований и технических работ для обеспечения последовательно развиваемых и осуществляемых проектов изучения и освоения намеченных глубинных объектов.

Библиографический список

1. Bogdanova S. V., Pashkevich I. K. I. K., Gorbatshev R. R., Orlyuk M. I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton : Geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1–21.
2. Егоркин А. В., Разинкова М. И. Прикаспийская впадина // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / редакторы С. М. Зверев, И. П. Косминская. Москва : Наука, 1980. С. 90–96.
3. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории // Строение и развитие земной коры : материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники. Москва : Наука, 1964. С. 97–119.
4. Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение Геологии. 1965. Т. 40, вып. 5. С. 106–130.
5. Гарецкий Р. Г., Голов А. А., Журавлев В. С., Неволлин Н. В., Янишин А. Л. Глубочайшая впадина древних платформ – Прикаспийская // Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Тектоника. Москва : Наука, 1972. С. 102–112.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наманов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва : Недра, 1990. 662 с.
7. Кузин Н. Я. Новая глобальная тектоника, учение о нефти и геофизические признаки былых океанических структур на современных континентах // Геодинамика и полезные ископаемые. Москва : ВИНТИ, 1976. С. 25–28.
8. Кузин А. М. Модель глубинного строения Прикаспийской впадины по данным региональных сейсмических наблюдений МОГТ – ГСЗ и месторождения углеводородов // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Вып. 3(22). <http://oilgasjournal.ru> (дата обращения: 25.08.2021).
9. Рихтер Я. А. Внутриплитная региональная геодинамика : Прикаспийская впадина и её обрамление.



Саратов : Издательство Саратовского университета, 2012. 116 с.

10. Волож Ю. А., Антипов М. П., Гарагаи И. А., Лобковский Л. И. Геодинамическая модель Прикаспийской впадины // Тектоника и геодинамика, общие и региональные аспекты : материалы совещания МТК. Москва : GEOS, 1998. Т. 2. С. 119.

11. Волож Ю. А., Дмитриевский А. Н., Леонов Ю. Г., Милетенко Н. В., Ровнин Л. И. О стратегии очередного этапа нефтепоисковых работ в Прикаспийской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 341–362.

12. Леонов Ю. Г., Волож Ю. А., Антипов М. П., Быкадоров В. А., Хераскова Т. Н. Консолидированная кора Каспийского региона : опыт районирования // Труды / ГИН РАН. Москва : Наука, 2010. Вып. 593. 63 с.

13. Астраханский карбонатный массив. Строение и нефтегазоносность / редакторы Ю. А. Волож, В. С. Парасына. Москва : Научный мир, 2008. 221 с.

14. Волож Ю. А., Гогоненков Г. Н., Делия С. В., Корчагин О. А., Комаров А. Ю., Рыбальченко В. В., Сибилев М. А., Стенин В. П., Пыхалов В. В., Титаренко И. А., Токман А. К. Углеводородный потенциал глубоких горизонтов Астраханской зоны нефтегазоаккумуляции : проблемы и решения // Геотектоника. 2019. № 3. С. 3–23.

15. Хераскова Т. Н., Волож Ю. А., Антипов М. П., Быкадоров В. А., Сапожников Р. Б. Корреляция позднекембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.

16. Мизинов Н. В., Воронин Н. И., Бродский А. Я. Астраханский свод – новый высокоперспективный нефтегазоносный район Нижнего Поволжья // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1971. № 9. С. 3–8.

17. Бродский А. Я., Воронин Н. И., Мутаев И. А. Строение левонско-нижнекаменноугольных отложений и основные направления нефтегазопоисковых работ на Астраханском своде // Геология нефти и газа. 1994. № 8. С. 8–11.

18. Бродский А. Я., Григоров В. А., Ильин А. Ф., Круглов Ю. И. Некоторые особенности глубинного строения Астраханского свода // Газовая промышленность. Серия Геология, бурение. 2000. № 1. С. 3–9.

19. Воронин Н. И. Особенности развития Астраханского свода // Геология нефти и газа. 1980. № 5. С. 33–38.

20. Воронин Н. И. Палеотектонические критерии прогноза и поиска залежей нефти и газа (на примере Прикаспийской впадины и прилегающих районов Скифско-Туранской платформы). Москва : ЗАО Геоинформмарк, 1999. 288 с.

21. Воронин Н. И. Особенности геологического строения и нефтегазоносности юго-западной части Прикаспийской впадины. Астрахань : АГТУ, 2004. 164 с.

22. Федоров Д. Л. Подсолевые нефтегазовые месторождения Прикаспийской впадины. Проблемы их разведки и освоения // Недра Поволжья и Прикаспия. 1991. Вып. 1. С. 6–13.

23. Казаева С. В., Важнова С. А., Ярошенко А. В. Типы разрезов девонских и нижнекаменноугольных отложений

Астраханского свода и их сейсмостратиграфическая корреляция // Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона / редактор В. П. Гаврилов. Москва : МАКС Пресс, 2008. С. 192–201.

24. Сегалович В. И., Волож Ю. А., Антипов М. П., Васильев О. А. Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30–45.

25. Зингер А. С., Котровский В. В. Гидрогеотермические условия водонапорных систем западной части Прикаспийской впадины. Саратов : Издательство Саратовского университета, 1979. 160 с.

26. Котровский В. В. Геотермические условия образования и размещения залежей углеводородов в осадочном чехле Прикаспийской мегавпадины. Саратов : Издательство Саратовского университета, 1986. 110 с.

27. Хуторской М. Д., Антипов М. П., Волож Ю. А., Поляк Б. Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

28. Хуторской М. Д., Тевелева Е. А., Цыбуля Л. А., Урбан Г. И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.

29. Рихтер Я. А. Геотермический режим, тепловой и флюидный потоки Прикаспийской впадины // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия : Науки о Земле. 2011. Т. 11, вып. 2. С. 72–83.

30. Постнова Е. В., Меркулов О. И. Анализ моделей строения флюидодинамической системы месторождения Тенгиз // Недра Поволжья и Прикаспия. 1998. Вып. 16. С. 18–24.

31. Павленкова Н. И. Структура земной коры Каспийского региона по данным глубинного сейсмического зондирования // Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона : материалы международной научно-технической конференции «Прикаспий-2007». Москва : МАКС Пресс, 2008. С. 258–265.

32. Павленкова Н. И. Особенности миграции глубинных флюидов в консолидированной земной коре // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Вып. 4(23). С. 42.

33. Разуплотненность земной коры Каспийского региона по данным региональных сейсмических наблюдений / Ж. Ш. Жантаев, А. Ж. Бибосинов, Б. А. Исаков [и др.] // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России : материалы 4-й научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 2013. <http://emsd.ru/conf2013lib/mlib3.html> (дата обращения: 25.08.2021).

34. Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы // Изменяющаяся геологическая среда : пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Казань : Издательство КФУ, 2007. С. 191–195.

Поступила в редакцию 24.04.2021, после рецензирования 17.05.2021, принята к публикации 20.09.2021
Received 24.04.2021, revised 17.05.2021, accepted 20.09.2021