

Вестник Московского университета

ISSN 0201—7385
ISSN 0579—9406



НАУЧНЫЙ
ЖУРНАЛ

Основан
в 1946 году



Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

2/2005

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор,
Д.Г. КОЩУГ — зам. главного редактора,
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь,
И.С. БАРСКОВ, В.А. ВСЕВОЛОЖСКИЙ, Э.Д. ЕРШОВ,
В.А. ЖАРИКОВ, Н.В. КОРОНОВСКИЙ, А.А. МАРАКУШЕВ,
А.С. МАРФУНИН, Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ, А.М. НИКИШИН,
Л.Л. ПЕРЧУК, В.И. СТАРОСТИН, В.Т. ТРОФИМОВ,
В.С. УРУСОВ, В.Е. ХАИН, В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ, О.В. ЯПАСКУРТ

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

Технические редакторы З.С. Кондрашова, Н.И. Матюшина

Корректор Н.И. Коновалова

Адрес редакции:

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Тел. 203-31-28, 939-49-61

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.
Свидетельство о регистрации № 1550 от 14 февраля 1991 г.*

Сдано в набор 24.01.2005. Подписано в печать 30.03.2005. Формат 60×90/8.
Бумага офс. № 1. Гарнитура Таймс. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 9,0. Усл. кр.-отт. 3,74. Уч.-изд. л. 8,86.
Тираж 416 экз. Заказ № 215 Изд. № 7987.

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» Издательства МГУ.
119992, Москва, Ленинские горы.

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 2 • 2005 • МАРТ—АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Лубнина Н.В., Зайцев А.В., Павлов В.Э. Новые данные о магнито-стратиграфии раннего—среднего ордовика на северо-западе Русской плиты . . .	3
Соловьева Н.А., Шарданова Т.А. Дельтовый конус выноса в юрском бассейне седиментации на юго-востоке Нюрольской впадины (Западная Сибирь)	11
Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М., Голубовская Е.В. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 1. Строение и минеральный состав пограничных слоев	21
Шатагин Н.Н., Тека С.Х. Флюидные включения в кварце золоторудных месторождений Легадемби и Сакаро (Южная Эфиопия)	34
Карнюшина Е.Е., Коробова Н.А., Корзун А.Л. Литофациальный прогноз строения продуктивного верхнеюрского пласта Потанайской нефтеносной площади (Западная Сибирь)	38
Пряничникова Е.В. Эколого-геохимические исследования в горнорудных районах (на примере Северной Осетии)	48
Питьева К.Е., Голованова О.В., Меламед И.Г., Чеховских М.М. Гидрогеохимические условия водоносного комплекса плейстоцена в Нижнем Поволжье. Статья 1	54
Трофимов В.Т. Об экологических функциях абиотических сфер Земли	59
Рожков А.С. Расчет плотности для модели слоистой геологической среды с совместным использованием сейсмических и гравиметрических данных	65
<i>Рецензия</i>	
Лимонов А.Ф. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана	70
<i>Письмо ветеранам Великой Отечественной войны</i>	72

550.838.5: 551.733.11/.12 (470.23)

Н.В. Лубнина, А.В. Зайцев, В.Э. Павлов**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ РАННЕГО—СРЕДНЕГО ОРДОВИКА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ**

Введение. Работы по изучению магнитостратиграфии раннего—среднего ордовика проводились еще в 60-х годах прошлого века [9, 10]. Однако в настоящее время остаются серьезные противоречия в интерпретации полученных магнитостратиграфических результатов. Согласно магнитостратиграфическим данным по Скандинавии, в течение тремадока, аренига и раннего лланвирна преобладала обратная полярность геомагнитного поля [20]. Зона прямой полярности отмечается в ранне-позднелланвирнское время, а также в среднем лландейло. Обратная полярность геомагнитного поля преобладала до конца лландейло, а поздний лландейло—карадок характеризуются зоной прямой полярности. Данные В.П. Родионова свидетельствуют о чередовании зон прямой и обратной полярности в раннем—среднем ордовике [12]. Изучение ордовикских стратотипических разрезов Сибири [8] и среднеордовикских разрезов Ленинградской области [13] показало преобладание обратной полярности на протяжении большей части раннего—среднего ордовика.

Основной задачей проводимых исследований было получение новой независимой магнитостратиграфической информации о полярности геомагнитного поля раннего—среднего ордовика. С этой целью были изучены разрезы раннего—среднего ордовика (волховский—азериский горизонты) на западе Ленинградской области в районе дер. Широково и на р. Ламашке и на востоке на р. Волхов. Для расчленения разрезов использовалась официальная региональная стратиграфическая схема [11] с изменениями и дополнениями, предложенными А.Ю. Иванцовым [2, 3].

Около 200 ориентированных образцов было отобрано из разных стратиграфических уровней исследованных разрезов. Плотность отбора составляла в среднем 1 образец на 0,2 м мощности. Для подтверждения найденных литостратиграфических границ и точной стратиграфической привязки образцов параллельно с отбором палеомагнитной коллекции из разрезов производился сбор фауны трилобитов.

Объекты изучения

В карьере у северной окраины д. Широково (рис. 1) обнажаются отложения волховского, кундаского и нижней части азериского горизонтов. По литологическим особенностям пород этот разрез ближе к североэстонским разрезам, поэтому для литостратиграфического расчленения этих отложений использовалась

терминология эстонской стратиграфической схемы [7].

Волховский горизонт представлен верхней частью тойлаской свиты, сложенной чередованием темных зеленовато-серых глауконитовых пакстоунов, вакстоунов и зеленовато-серых известковистых глин с незначительной примесью мелкого (0,1—0,25 мм) темного и бутылочно-зеленого глауконита.

Верхняя часть сложена пачкой крепких, плотных сливных светло-серых пакстоунов и вакстоунов с небольшой примесью мелкого темного глауконита. В кровле проходит поверхность твердого дна (ТД), четко прослеживающаяся вдоль всего обнажения и подчеркнутая ржаво-бурой окраской. Над поверхностью наблюдаются “гальки” (эрозионные останцы), образованные за счет разрушения этого ТД, что свидетельствует о его высокой “зрелости”. В 0,1 м ниже этой поверхности найдена фауна трилобитов *Asaphus lepidurus* Niezk. Выше порода насыщена гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями с размерами около 0,5—1 мм, имеющими нечеткие границы и образующими тонкие слойки внутри этого пласта известняка. Видимая мощность отложений волховского горизонта составляет около 1,2 м.

Кундаский горизонт представлен силлаоруской и лообуской свитами общей мощностью около 7 м. Силлаоруская свита сложена зеленовато-серыми и бурыми пакстоунами, глинистыми вакстоунами и глинами, содержащими большое количество микроконкреций гидроксидов железа. Мощность силлаоруской свиты варьирует от 0,1 до 0,55 м.

Нижняя часть лообуской свиты сложена серыми, желтовато-серыми, изредка с фиолетовым оттенком рыхлыми пакстоунами, содержащими в большом количестве остатки *Endoceratoidea*, чередующимися с буровато-серыми глинистыми прослоями. Наиболее глинистые интервалы соответствуют средней и верхней частям свиты. Породы вверх по разрезу становятся более темными, в них заметно снижается количество глауконита. Внутри пластов угадывается несколько границ перерыва ТД, в обнажении выраженных нечетко и отмечающихся по наличию “амфорообразных” норки и скоплениям глауконита.

Верхняя треть свиты сложена розовато-серыми с буроватыми пятнами вакстоунами и пакстоунами, более плотными, чем наблюдалось ниже.

Верхняя граница свиты проводится по региональной поверхности ТД, отчетливо фиксируемой на протяжении почти всех приглинтовых выходов ордовика в Эстонии и Ленинградской области. Выше границы

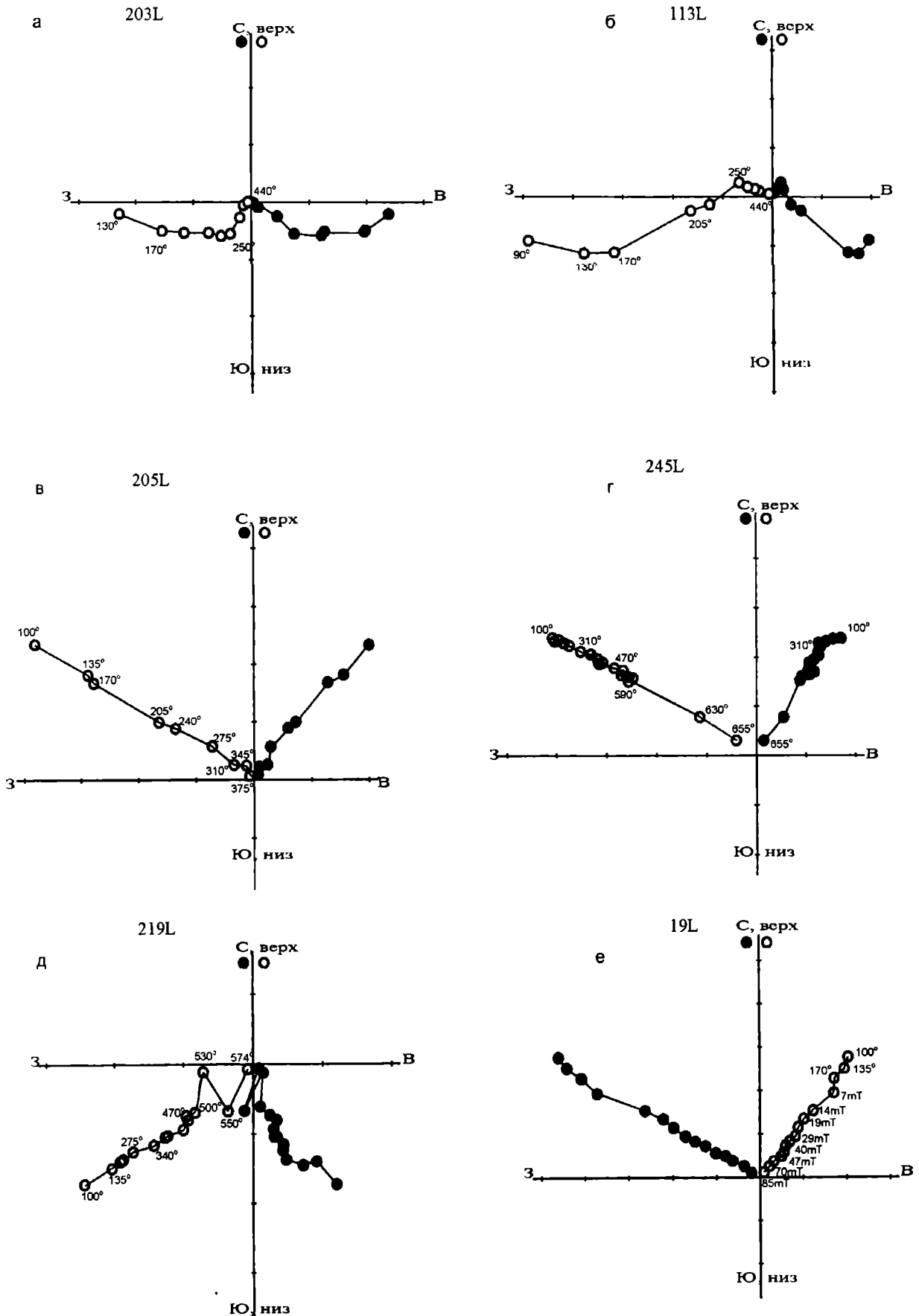


Рис. 2. Диаграммы Зейдверельда образцов карбонатных пород разреза у д. Широково. Залитые кружки — проекции векторов на горизонтальную плоскость, полые — на вертикальную. Диаграммы приведены в географической системе координат

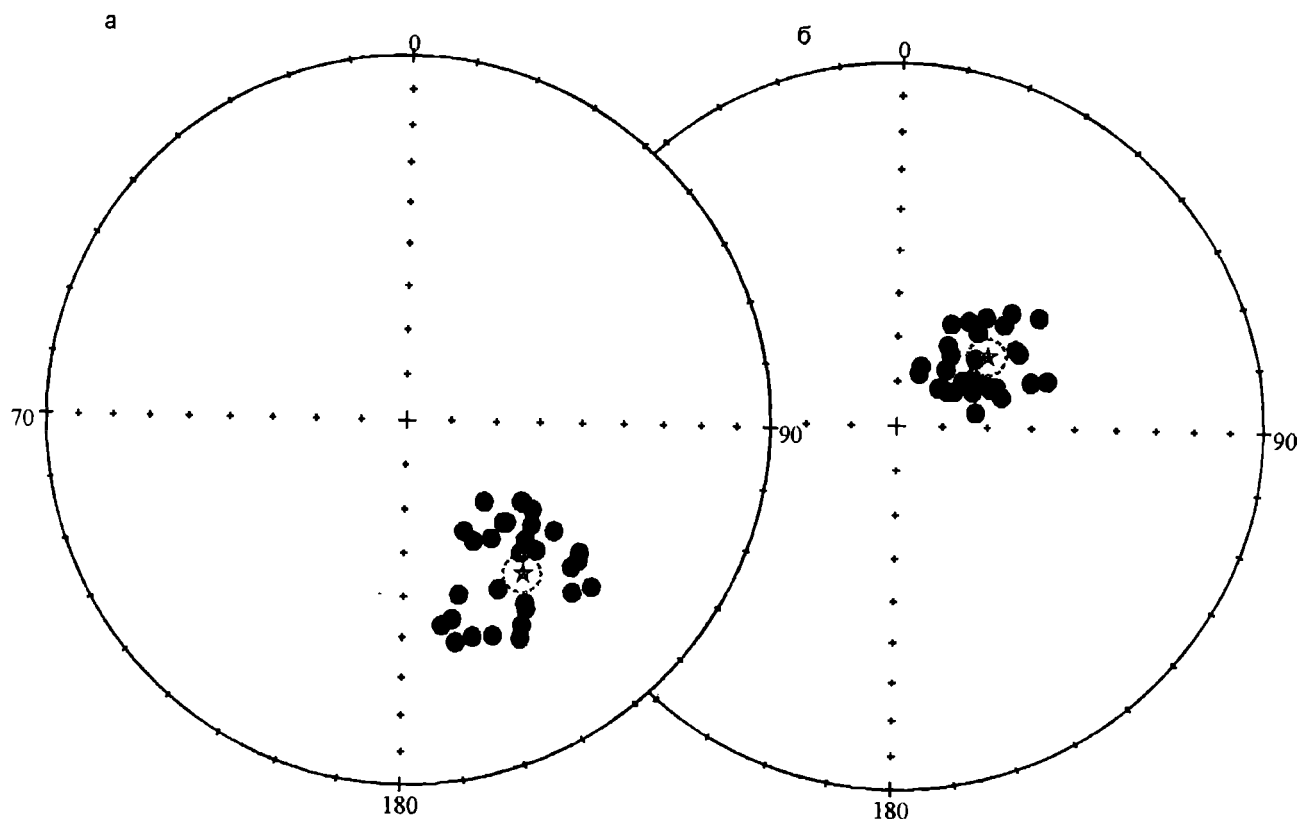


Рис. 3. Стереогаммы палеомагнитных направлений в современной системе координат: а — среднетемпературной (МВ), б — высокотемпературной (НВ) компонент намагниченности образцов карбонатных пород разреза у д. Широково. Залитые знаки — проекция на нижнюю полусферу, полые — на верхнюю. На стереогамме все направления приведены к одной полярности

наблюдаются многочисленные остатки трилобитов родов *Asaphus* и *Iliaenus*. Непосредственно ниже этого ТД найдены трилобиты *Asaphus laevisissimus* Schmidt, а в 10–15 см выше границы — *Asaphus kotlukovi* Balaschova. Расположение трилобитов относительно этой границы такое же, как и в восточных разрезах Ленинградской области [2]. По этой границе мы проводим границу кундаского и азерического горизонтов.

Азерический горизонт здесь представлен своей базальной частью и сложен светло-серыми, реже темно-серыми вакстоунами. По литологическим особенностям слагающих пород отложения подобны таковым дубовикской свиты, распространенной в окрестностях Ладожского глинта. Сходство также подтверждается находками зональных видов-индексов трилобитов. Видимая мощность азерического горизонта 1 м.

Литологически разрез на р. *Ламашке* идентичен вышеописанному. Здесь опробованы верхняя часть волховского и нижняя половина кундаского горизонтов (рис. 1). Отметим его более сильную доломитизацию. Общая мощность опробованного интервала разреза составляет около 5 м.

Стратотип *симанковской свиты* изучен на р. Волхов [2]. Разрез представлен монотонным чередованием серых, в нижней части зеленовато-серых и розовато-серых вакстоунов, глинистых вакстоунов и глин (рис. 1). Глинистость пород заметно увеличивается вверх по разрезу. Пласты известняка маломощные,

часто невыдержанные, линзовидные, с комковатыми текстурами. В средней части разреза выделяется более массивная пачка известняков мощностью около 0,3 м, внутри которой наблюдается слабовыраженная поверхность перерыва, подчеркнутая розовато-фиолетовой импрегнацией, по которой проводится нижняя граница азерического горизонта [2]. В 0,1 м ниже этой границы нами найдены трилобиты *Asaphus laevisissimus* Schmidt, а в 1,5 м выше нее — *Asaphus kotlukovi* Balaschova и *Asaphus punctatus* Lesnikova, характерные для нижней части азерического горизонта [2, 16]. Видимая мощность симанковской свиты здесь составляет около 6 м.

Палеомагнитный анализ

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись в палеомагнитных лабораториях Парижского института физики Земли и Института физики Земли РАН им. Г.А. Гамбурцева в соответствии со стандартной методикой [10, 17, 22]. Все образцы подвергнуты ступенчатой температурной чистке до 560–600°C с шагом 20–50°C. Число шагов чистки составляло обычно не менее 15. Для нагрева использовалась экранированная от внешнего магнитного поля печь со степенью экранирования не более 10–15 нТл. Контроль возможных минералогических изменений вещества в ходе лабораторного нагрева осуществлялся при помощи измерения магнитной вос-

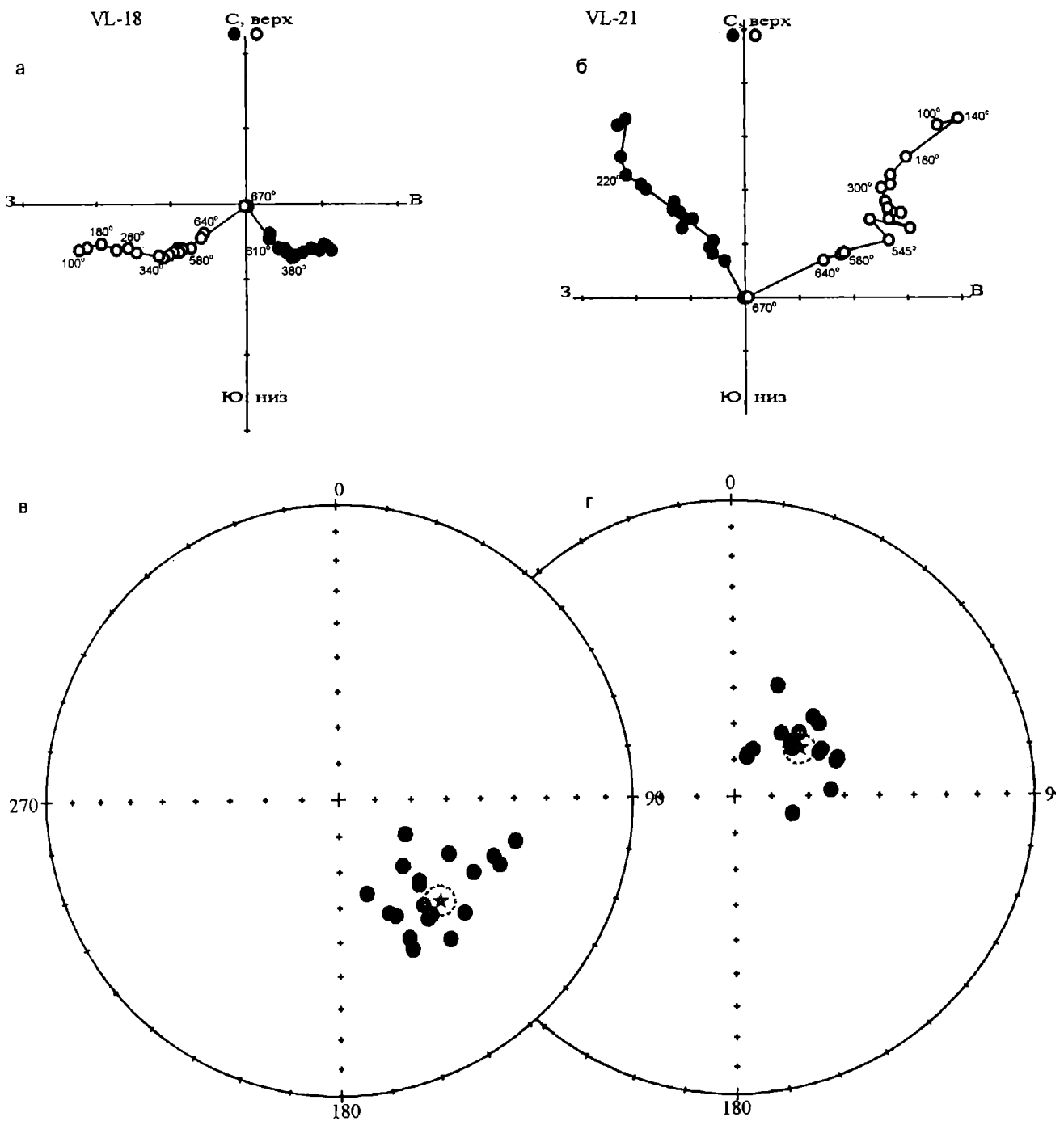


Рис. 4. Диаграммы Зийдервельда (а, б) и стереограммы палеомагнитных направлений карбонатных пород разреза на р. Волхов: в — среднетемпературной (МВ), г — высокотемпературной (НВ) компонент намагниченности. На диаграммах Зийдервельда (стереограммах) залитые кружки — проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), полые — на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу). Диаграммы и стереограммы приведены в географической системе координат. На стереограмме все направления приведены к одной полярности

приимчивости (k) на каппометре KLY-2. Из-за изменений, часто являющихся причиной паразитного подмагничивания, часть образцов нагревали только до 300–350°C, дальнейшее размагничивание осуществлялось с помощью переменного магнитного поля. Измерения естественной остаточной намагниченности (NRM) проводились на криогенных магнитометрах “2G Enterprises” и STF и спин-магнитомет-

ре JR-4. Все лабораторные исследования проводились в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Лабораторные измерения обработаны с помощью пакета программ Р. Энкина [15].

Разрезы д. Широково и на р. Ламашке. Изученные образцы по величине NRM четко подразделяются на слабомагнитные ($NRM < 1-2 \cdot 10^{-4}$ А/м) и сильномагнитные ($NRM > 2-3 \cdot 10^{-4}$ А/м), при этом величина

5. Корень Т.Н., Толмачева Т.Ю. Новые данные по био-стратиграфическому обоснованию схемы расчленения нижнего—среднего ордовика Ленинградской области (конодонты и граптолиты) // Там же. 2004. Т. 20. С. 84—94.

6. Лубнина Н.В., Зайцев А.В., Павлов В.Э. Предварительные результаты палеомагнитных исследований ордовикских комплексов Ленинградской области: Располагалась ли Восточно-Европейская платформа 465 млн лет назад гораздо ближе к экватору, чем предполагалось ранее? // Современные вопросы геологии: Мат-лы молодежной конференции. III Яншинские чтения. М., 2002. С. 89—92.

7. Мяги С. Характеристика стратотипа онтикаской подсерии // Изв. АН ЭССР. Сер. геол. 1984. Т. 33. № 314. С. 104—111.

8. Павлов В.Э., Галле И. Новые данные по магнито-стратиграфии ордовика р. Мойеро (север Сибирской платформы) // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 245—251.

9. Палеомагнетизм палеозоя / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. Л., 1974.

10. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. Л., 1982.

11. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы. 1984. Л., 1987.

12. Родионов В.П., Гуревич Е.Л., Морщихин С.И., Комиссарова Р.А. К проблеме реальности существования ортозоны прямой полярности в хадарской R-суперзоне нижнего ордовика юга Сибирской платформы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Мат-лы семинара. Борок, 19—22 окт. 2002 г. М., 2003. С. 80—81.

13. Родионов В.П., Гуревич Е.Л., Павлов В.Э. Магнито-стратиграфия Алексеевского карьера (Ленинградская об-

ласть): новые данные для построения шкалы магнитной полярности раннего палеозоя // Там же. С. 78—80.

14. Claesson K.C. Swedish Ordovician limestones: problems in clarifying their directions of magnetization // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. Vol. 16. P. 65—72.

15. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre. Geol. Surv. of Canada. Sidney, 1994. P. 16.

16. Ivantsov A.Yu. Ordovician Trilobites of the Subfamily Asaphinae of the Ladoga Glint // Paleontol. J. 2003. Vol. 37. Sup. 3. P. S229—S337.

17. Kirshvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699—718.

18. Perroud H., Robardet M., Bruton D.L. Palaeomagnetic constraints upon the palaeogeographic position of the Baltic Shield in the Ordovician // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. P. 97—120.

19. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. Vol. 133. P. 44—56.

20. Torsvik T.H., Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn-Caradoc limestones of the Baltic platform // Ibid. 1991. Vol. 107. P. 171—184.

21. Torsvik T.H., Trench A. The Lower-Middle Ordovician of the Scandinavia: southern Sweden “revisited” // Phys. Earth Planet. Inter. 1991. Vol. 65. P. 283—291.

22. Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam, 1976. P. 254—286.

Поступила в редакцию
11. 05. 2004

УДК 551:551.762.1 (571.1)

Н.А. Соловьева, Т.А. Шарданова

ДЕЛЬТОВЫЙ КОНУС ВЫНОСА В ЮРСКОМ БАССЕЙНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ НЮРОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Введение. Восстановление палеогеографической обстановки на разных этапах развития земной коры и в различных регионах является одной из приоритетных задач современной литологии. Дельтовые системы в ряду прочих обстановок осадконакопления представляют особый интерес, так как с ними часто связаны нефтяные, газовые и угольные месторождения. В то же время дельтовые системы наиболее трудно распознаются при палеофациальных исследованиях вследствие того, что формирование осадков в дельтовых конусах выноса происходит в

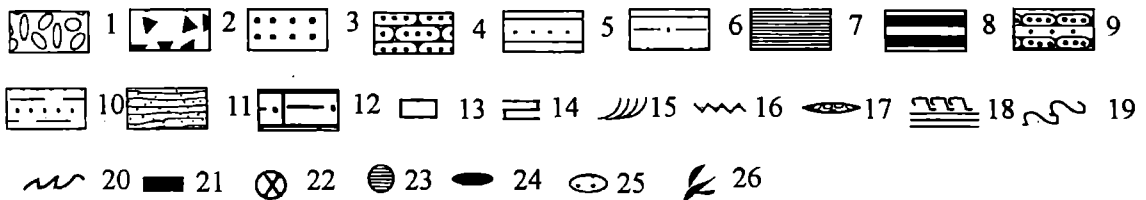
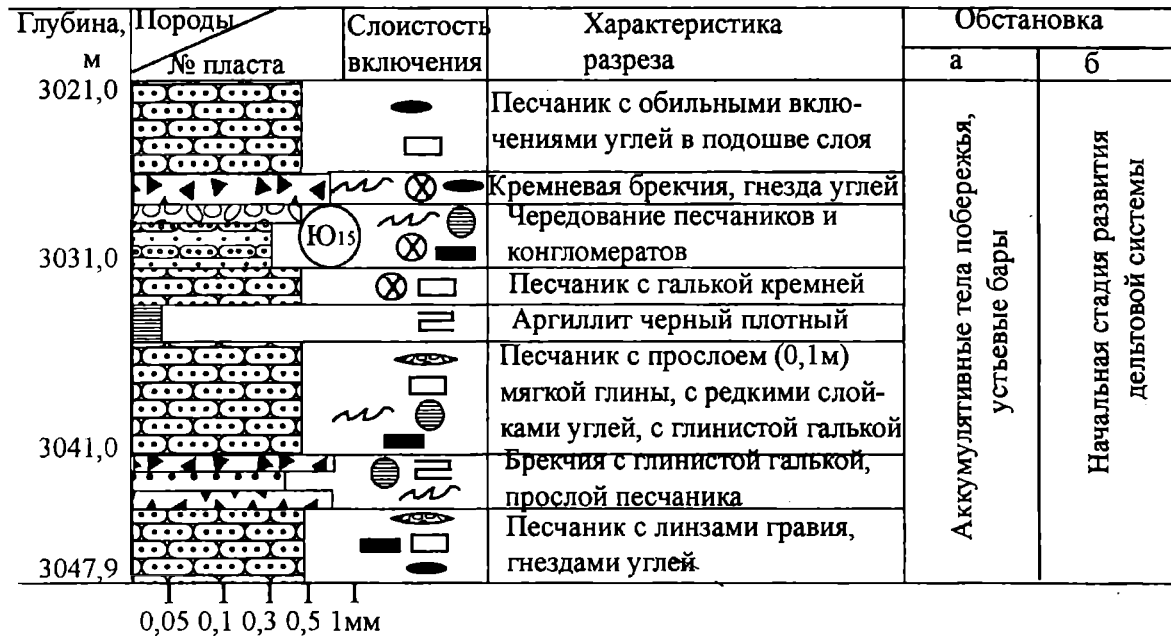
условиях одновременного проявления гидрологического режима водного потока реки и гидродинамики приемного бассейна [7, 8, 11]. Многофакторность осадочных процессов, формирующих дельтовый конус выноса, приводит к резкой фациальной изменчивости осадков, что в свою очередь затрудняет стратиграфическую корреляцию разрезов.

В условиях Западной Сибири, как и во многих других нефтеносных регионах, задача восстановления палеогеографических обстановок осложняется отсутствием коренных выходов пород, неполнотой

Южнотабаганская 137



Нижнотабаганская 11



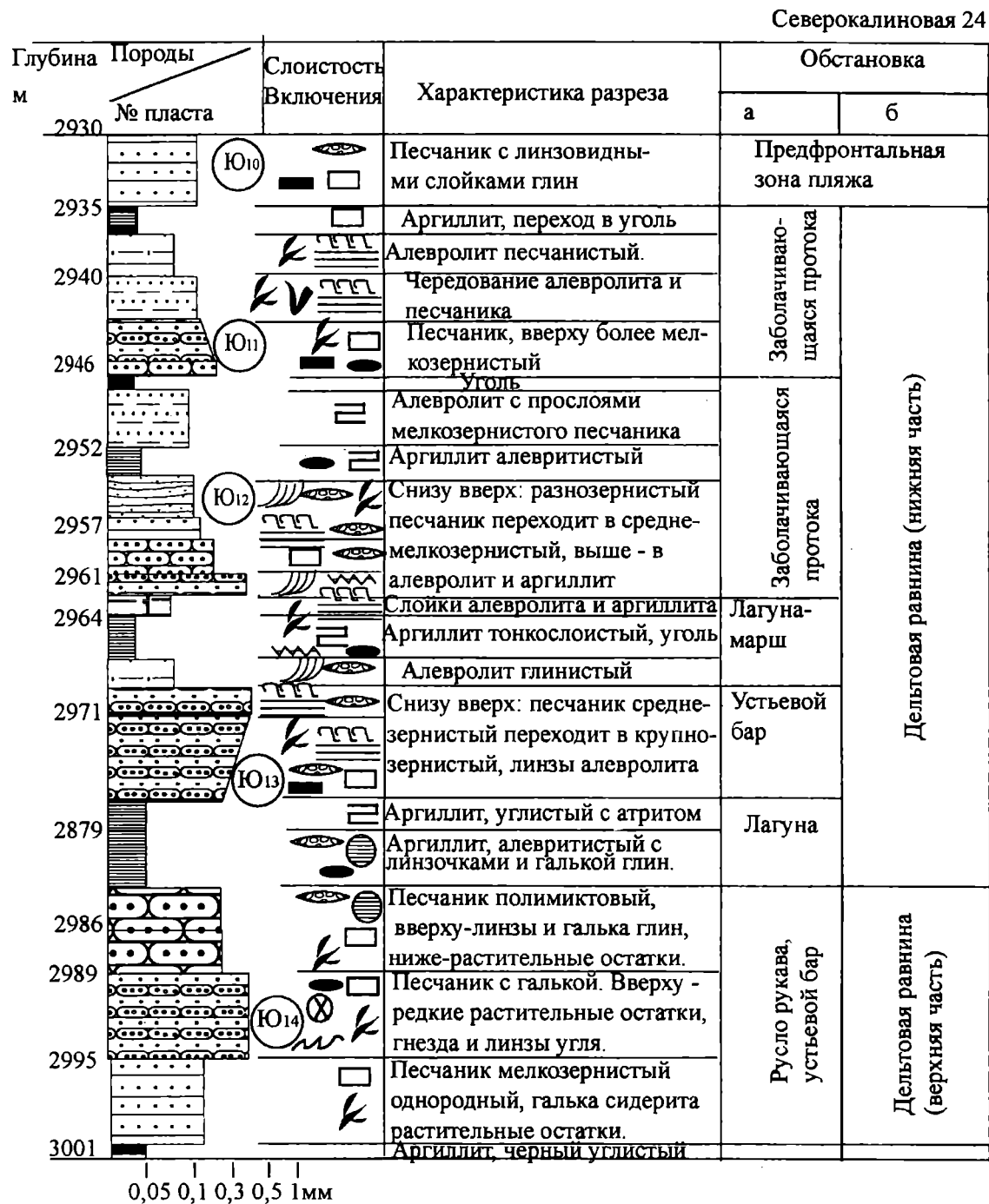


Рис. 2. Литологические колонки по отдельным интервалам скважин: 1–8 — породы: 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — брекчии, 3–5 — песчаники: 3 — крупнозернистые, 4 — среднезернистые, 5 — мелкозернистые; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты, глины; 8 — угли; 9–12 — тонкое переслаивание: 9 — песчаники разной зернистости, 10 — песчаник–алевролит, 11 — песчаник–алевролит–аргиллит, 12 — аргиллит–алевролит; 13–18 — слоистость: 13 — массивная, 14 — горизонтальная, 15 — косая, 16 — волнистая, 17 — линзовидная, 18 — смешанная, тонкая разнообразная; 19 — оползневая текстура; 20 — эрозионная граница; 21–26 — включения: 21 — фрагменты ила, 22 — галька кремневых пород, 23 — галька глинистых пород, 24 — линзы и гнезда углей, 25 — песчаные линзы, 26 — атрит. Обстановки: а — микрообстановки; б — макрообстановки

нию с менее зернистыми разностями. Пространственно эти образования тесно связаны с отложениями русел рукавов с высокой разгрузкой, а на площади представлены ограниченными телами, разделенными глинисто-алевроитовыми интервалами.

Для этой фации характерен сложный комплекс текстур, которые характеризуются прерывистостью,

неотчетливостью и неправильностью. Встречаются линзы и прослои различного гранулометрического состава, а также включения как идеально окатанных, так и неокатанных обломков. Характерна косая слоистость, причем как однонаправленная, так и разнонаправленная или горизонтальная. Текстуры нередко подчеркиваются изменениями в гранулометрическом

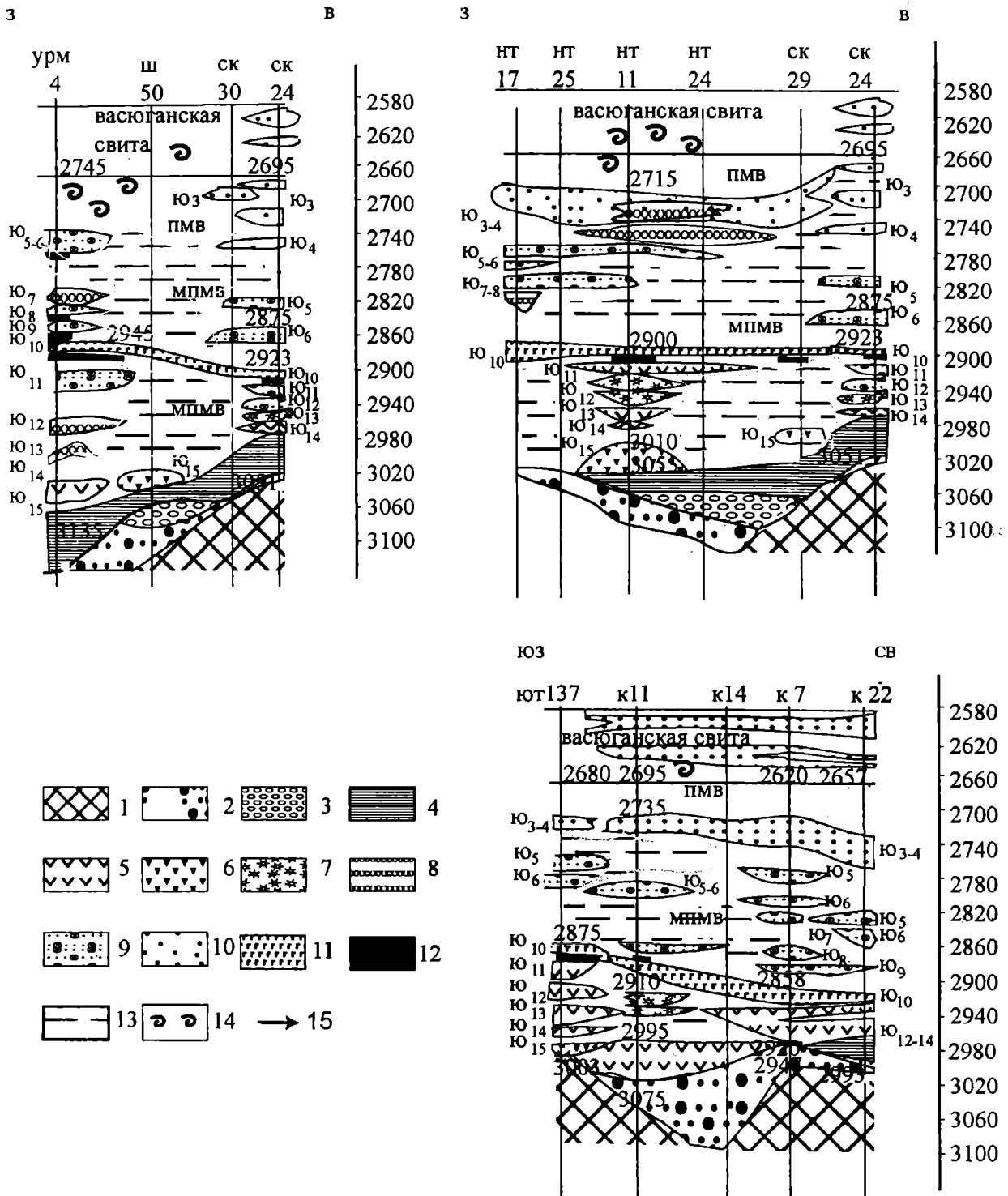


Рис. 3. Палеофациальные профили. Сокращения, применяемые для разведочных площадей: нт — Нижнетабаганская, ют — Южнотабаганская, ск — Северокалиновая, к — Калиновая, урм — Урманская, ш — Широтная. Цифрами обозначены номера скважин. Глубины залегания пластов (на шкале) пересчитаны по подошве баженовской свиты. Внутри схем указаны реальные глубины залегания пластов и номера коллекторских пластов. Условные обозначения: 1 — породы палеозойского фундамента; 2 — брекчии пролювиальных конусов выноса и коры выветривания (нерасчлененные); 3 — гравийные пески руслового аллювия; 4 — глины открытого тоарского моря; 5 — фация песчаных отложений русловых частей рукавов и прирусловых валов в условиях высокой разгрузки дельты; 6 — фация псефитовых и псаммитовых отложений аккумулятивных тел побережья; 7 — фация песчаных отложений единичных устьевых баров у русел рукавов с высокой разгрузкой; 8 — фация алевроглинисто-песчаных осадков заливающихся дельтовых рукавов и прирусловых (намывных) валов в нижней части дельтовой равнины; 9 — фация алевропесчаных осадков мелких конусов выноса промоин, приводящих к образованию устьевых баров в нижней части дельтовой равнины; 10 — фация средне-мелкозернистых песчанников баров, кос, пересыпей в зоне подвижного мелководья; 11 — фация трансгрессивных песков; 12 — фация углей и углистых илов заболоченных участков дельтовой равнины; 13 — фация алевритоглинистых осадков заливания русел; 14 — фация песчано-алевритовых осадков донных течений; 15 — предполагаемое направление сноса обломочного материала. Обстановки осадконакопления: МПМВ — малоподвижное мелководье; ПМВ — подвижное мелководье

или минералогическом составе пород, характерны послонные скопления слюдястых минералов, литокластических компонентов, растительного детрита.

Наиболее представительные разрезы этой фации вскрыты скважиной 24 на Северокалиновой площади, где они тесно ассоциируют с русловыми песчаниками (пласт Ю₁₄).

4. Фация алевро-глинистопесчаных осадков дельтовых рукавов (проток) нижней части дельтовой равнины. В общем случае формирование осадочного разреза этой фации можно разделить на два этапа: а) стадию образования рукава протоки и заполнения его песчаными осадками мелкозернистой размерности с уменьшающейся вверх зернистостью; б) стадию отчуждения (авульсии). Последняя проявляется в отмирании и заиливании рукавов, нередко с образованием горизонтов, насыщенных растительными остатками, вплоть до появления палеопочв и углей, т.е. происходило обмеление бассейна с образованием маршей. В условиях углубления бассейна и преобладания волновых процессов формируются тонкозернистые осадки с косоволнистыми, косыми и линзовидными текстурами ряби (перемык волнами). Песчаники характеризуются преобладанием мелкозернистых разностей, но в целом их состав аналогичен русловым песчаникам верхней части дельты.

Отложения этой фации вскрыты на всех площадях. Строение элементарных циклов описано в скважине Северокалиновая-24 (пласты Ю₁₁₋₁₂). Во многих скважинах аналогичное строение имеют пласты Ю₉₋₇.

5. Фация трансгрессивных песков. Осадки этой фации отлагались во время морской трансгрессии при наступании моря на дельтовую равнину. Генезис песков обусловлен совместным действием флювиальных выносов, поставляющих терригенный материал, и волновых процессов, разносящих этот материал вдоль побережья. Характерными признаками являются укрупняющийся вверх разрез; перекрытие песками всех дельтовых фаций — русловых каналов, заливов, маршей, т.е. площадное распространение, а также эрозионная поверхность трансгрессии с остаточными гравийными отложениями.

Осадки этой фации, по нашему мнению, слагают пласт Ю₁₀ почти во всех скважинах. Наиболее полный разрез описан в скважине 7 Калиновой площади.

6. Фация алевропесчаных осадков мелких конусов выноса промоин, приводящих к образованию устьевых баров в нижней части дельтовой равнины. Характерными признаками являются обилие косослоистых текстур, циклический характер разреза, регрессивная на-

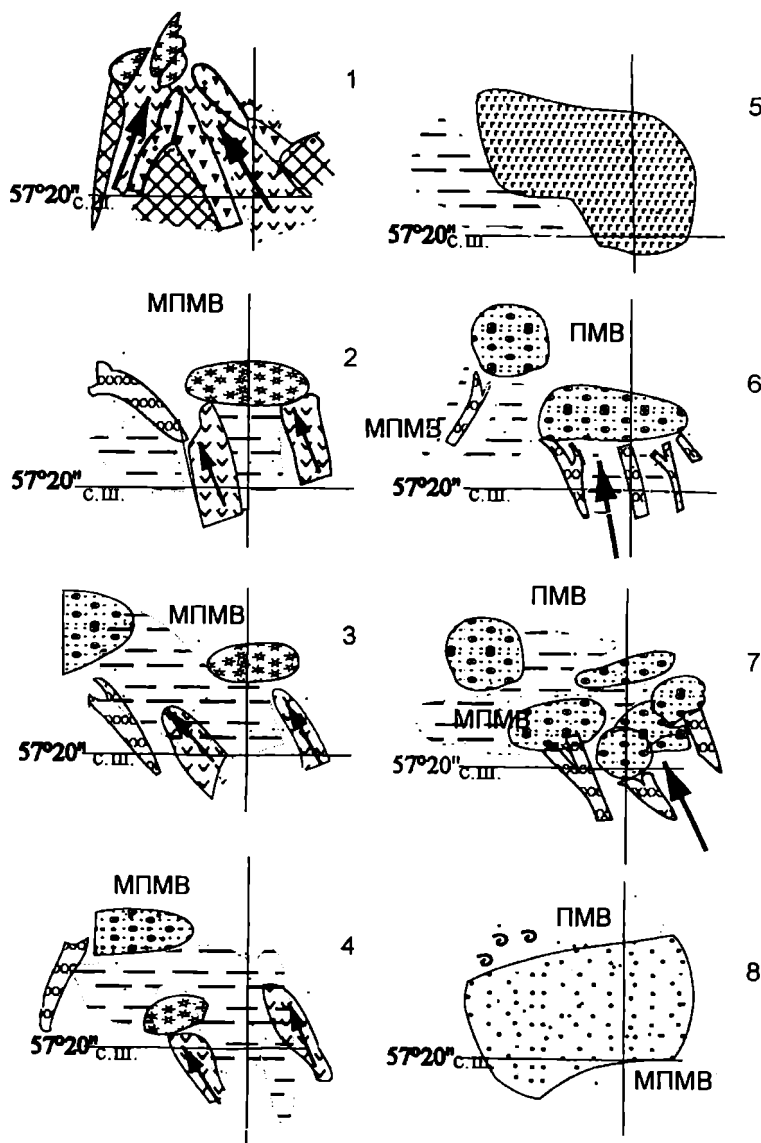


Рис. 4. Палеофациальные схемы для этапов формирования коллекторских пластов: 1 — Ю₁₅₋₁₄, 2 — Ю₁₃, 3 — Ю₁₂, 4 — Ю₁₁, 5 — Ю₁₀, 6 — Ю₉₋₇, 7 — Ю₆₋₅, 8 — Ю₄₋₃. Условные обозначения см. на рис. 3

правленность строения циклов. Как правило, в основании цикла залегает аргиллит или пачка тонкослоистых алевролитов с миллиметровыми прослойками или линзами тонкомелкозернистых песчаников, косо- и волнистослоистых. Слоистость подчеркнута перетертыми растительными остатками. Венчается цикл средне-мелкозернистыми песчаниками с прерывистой косой или горизонтальной слоистостью или однородными, неслоистыми песчаниками мощностью до 3—6 м.

Каждый цикл заканчивается сравнительно мало-мощным слоем песчаника, но активная деятельность промоин может приводить к формированию крупного песчаного тела, занимающего значительную площадь, и к опесчаниванию дельтовой равнины. За такими крупными телами песчаников, сформированных сросшимися устьевыми барями и конусами выноса

промоин, часто находятся заболоченные равнины, где накапливаются торфяники. Каналы прорыва в барах фиксируются по горизонтам остаточных глинистых брекчий и аргиллитов с глинистой галькой.

Осадки этой фации встречаются на различных уровнях среднеюрского разреза свиты. Наиболее крупные тела одиночных устьевых баров, переработанных волновыми процессами в зоне подвижного мелководья, представлены пластами Ю₅₋₆. Характерные разрезы этой фации показаны в скважине 24 на Северокалиновой площади, а также в скважинах 7 и 11 на Калиновой площади.

7. Фация песчаных осадков барьерных островов сложена песчаными породами и представляет собой слившиеся устьевые бары, описанные в предыдущей фации, подвергшиеся интенсивному воздействию волновых процессов. Фация характерна для нижней части дельтовой равнины на стадии деградации дельты. Барьерные острова образуют вытянутые вдоль побережья песчаные тела с укрупняющимся вверх материалом, представлены хорошо сортированными осадками дельтовых выносов. Со стороны суши эти тела обрамляются быстрозаболочиваемыми участками дельтовой равнины, к морю могут переходить в илы продельты. По нашему мнению, осадки этой фации слагают пласты Ю₃₋₄ на всех изученных площадях, кроме Южнотабаганской, наиболее удаленной от побережья. Типичный разрез барьерного острова с каналом прорыва описан в скважине 7 на Калиновой площади.

8. Фация алевритоглинистых осадков, углей и углефицированных илов заболоченных участков дельтовой равнины, лагун и маршей относится к стадии отмирания дельты. Представлена ритмично построенными пачками с постепенным переходом от более светлых алевролитов и аргиллитов к более темным аргиллитам, углефицированным илам и углям. Последние могут как встречаться в виде линзовидных тел, формирующихся в застойных зарастающих лагунах и заливах дельтовой равнины, так и покрывать значительные площади, маркируя стадию осушения дельты и перекрывая все подстилающие отложения. Осадки этой фации часто слагают верхние горизонты фаций дельтовой равнины, указывая на заболочивание этих площадей. В связи с этим их описание приведено в характеристике других фаций, с которыми угольные слои и углефицированные аргиллиты связаны постепенными переходами.

Площадное распространение осадков этой фации приурочено к формированию угольных пластов У₁₀ и У₆ и других, более локально развитых угольных горизонтов. Горизонты площадного распространения углей являются маркирующими. В палеофациальном плане они указывают на выравнивание рельефа, отсутствие интенсивной флювиальной деятельности и на закрытость зоны угленакопления от влияния морских процессов.

Палеофациальные обстановки накопления осадков тюменской свиты

Анализ распределения выделенных фаций по разрезам скважин и по площади с учетом данных по корреляции отдельных пластов и отражению фациальных признаков на кривой ПС [5, 6] позволил авторам создать серию палеофациальных профилей (рис. 3), которые послужили основой для построения палеофациальных схем (рис. 4).

Каждая обстановка характеризуется определенным набором фаций (осадков, сформировавшихся в определенных условиях). Смена обстановок во времени отражает основные этапы развития бассейна.

1. Обстановка прибрежной части эстуария. Начальный этап формирования дельтовой системы (рис. 4, 1). Образование эстуария в результате проникновения морских вод по Колтогорско-Уренгойскому рифту и затопления Нюрольской впадины произошло, по мнению многих исследователей [10], во время ранне-тоарской трансгрессии. Изучаемый нами район находился в юго-восточной прибортовой части этого эстуария. Позднетоарская регрессия привела к обмелению бассейна, активизации древних речных русел и врезанию новых рукавов. Последние врезались в шельфовые илы, эродировав их, выносили к побережью значительные объемы грубого терригенного материала, который при подпруживании морскими волнами создавал аккумулятивные тела типа устьевых баров и вдольрусловых приливных отмелей. Бары в свою очередь раздваивали рукава, что приводило к возникновению новых русел и устьевых баров. Гребневые части баров перерабатывались волновыми и приливными процессами и при отступании моря мигрировали в глубь бассейна. На этом этапе в бассейне одновременно действовали и приливные течения, которые активизировались в определенных частях побережья, создавали эрозионные промоины, аккумулятивные формы в виде приливных гряд, а также могли перемиывать отложения речных выносов. В районе Южнотабаганской и Нижнетабаганской площадей формировались песчано-гравийные аккумулятивные тела (пласты Ю₁₅₋₁₄), на Арчинской и Урманской площадях происходило врезание русел и формирование устьевых баров. На Калиновой площади врезание русел и формирование устьевых баров началось в конце этого этапа (Ю₁₄) и было приурочено только к наиболее погруженным участкам рельефа (скважины К11, К22). В это же время образовалось русло с устьевым баром на Северокалиновой площади.

Проведенный анализ показал, что формирование пластов Ю₁₅ и Ю₁₄ происходило в обстановке прибрежного морского мелководья приливных волн в условиях высокой разгрузки дельтовых русел на ранних стадиях формирования дельты.

Анализ минерального состава терригенных зерен позволяет сделать вывод о двух путях поступления обломочного материала в бассейн. В дельтовых рука-

вах выносились зерна кварца, полевых шпатов, а также определенное количество обломков кремневых, эффузивных пород и слюдястых сланцев. Количество терригенных литокластов при этом не превышало 30–40% от обломочной части. При врезании русел эдафогенные глинистые и сидеритизированные обломки попадали в песчаный поток, а в подошве слоев могла накапливаться остаточная мелкая галька кварца и глинистых пород. Обломки яшм, кварцитов и эффузивных пород поступали в бассейн в результате абразии береговых обрывов, разносились волновыми и приливными течениями и наряду с продуктами русловых выносов участвовали в формировании прибрежных аккумулятивных тел.

На этой стадии развития бассейна происходило резкое нивелирование рельефа с одновременным формированием дельтовой системы и проградацией дельты, обусловленной, по-видимому, обилием твердого стока. К раннеааленскому времени произошло заметное выравнивание рельефа, разрастание дельтового конуса и закрытие его со стороны моря аккумулятивными телами.

2. Дельтовая равнина. Стадия разрастания дельтового конуса, сосуществование флювиальных и волновых процессов (рис. 4, 2–4). Для этого этапа характерно постепенное уменьшение интенсивности русловых выносов, в результате чего активизировалась миграция русел — происходило заиливание одних и врезание других, образовывались междельтовые заливы, заболоченные участки. В более мористых частях бассейна (на Северокалиновой площади) возникла серия устьевых баров, продвигавшихся в сторону бассейна. На Южнотабаганской площади сформировались активные русла, а на Нижнетабаганской — образовался дельтовый залив, который периодически прорезался руслами отдельных рукавов и проток. Постепенно ослабевающие речные выносы с устьевыми баррами были развиты на Урманской и Арчинской площадях. Накопление осадков происходило на фоне опускания уровня моря, что способствовало продвижению устьевых баров в сторону бассейна и расширению участков, закрытых от воздействия бассейновых процессов.

В конце этого этапа (рис. 4, 4) западная часть района (площади Южнотабаганская, Нижнетабаганская, Арчинская и Урманская) была превращена в обширный дельтовый залив, где формировались марши и происходило интенсивное захоронение растительности (угленакопление). Восточная часть (площади Калиновая и Северокалиновая) характеризовалась более активной деятельностью русел и формированием серии проградирующих устьевых баров. Для этого этапа характерен довольно однообразный состав терригенных компонентов, в целом отвечающий составу дельтовых выносов предыдущего этапа. Различия в составе обломочной части пород обусловлены процессами дифференциации или привносом эдафогенного материала — результат эрозии дна дельтовыми

руслами. Роль волновых процессов сводилась к перемыву и сортировке дельтовых выносов. Конец этого этапа совпадает с начавшейся морской трансгрессией, вызвавшей затопление большей части дельтовой равнины. В условиях отсутствия терригенного привноса в западной части бассейна происходило интенсивное накопление растительных остатков и формирование угленосных пластов; в восточной — процесс проходил с меньшей активностью из-за близости этого края бассейна к суше. Анализ фациального профиля, на котором глубины залегания пластов пересчитаны по подошве баженовской свиты, показал, что к моменту накопления пласта Ю₁₁ произошло выравнивание дна бассейна и практически полное нивелирование рельефа. Отсутствие в разрезах скважин грубообломочных пород, а также миграция русел рукавов с наиболее погруженных в раннеюрское время участков (скважины Калиновая 11, 22; Урманская 4) на ранее приподнятые части бассейна (скважины Калиновая 7, Арчинская 45, 46) подтверждают эту точку зрения.

3. Подвижное мелководье. Стадия затопления дельтовой равнины (рис. 4, 5). На этой стадии трансгрессия моря привела к подпруживанию русловых выносов и формированию трансгрессивных песков (пласт Ю₁₀). Образование трансгрессивных морских песков, занимающих значительные площади на современных побережьях, связано с наступанием моря, подпруживанием дельтовых выносов и переработкой осадков бассейновыми процессами. На этом этапе большая часть дельтовой равнины была превращена в предфронтальную зону пляжа.

4. Нижняя часть дельтовой равнины. Стадия стабилизации дельты, развитие флювиальных процессов и фоновой седиментации (рис. 4, 6, 7). Закрытие песчаными телами дельтового конуса привело к автономному (автоциклическому) развитию дельтовой равнины. В районе Арчинской, Нижнетабаганской и Южнотабаганской площадей сформировался дельтовый залив с заболоченными участками и редкими врезаниями мелких проток. На Калиновой площади действовала система меандрирующих рукавов и проток с низкой разгрузкой, более интенсивно развитая в районе скважины К7. На Урманской и Северокалиновой площадях в наиболее мористых участках флювиальные выносы продолжали перерабатываться волновыми процессами с формированием серии устьевых баров.

Значительная активизация флювиальной деятельности произошла в конце этого этапа (пласты Ю_{5–6}). Подпруженные волнами выносы мелких рукавов и проток образовали мощные устьевые бары, частично слившиеся и мигрирующие в сторону моря.

5. Нижняя часть фронта дельты. Стадия деградации дельты, взаимодействие флювиальных и бассейновых процессов (рис. 4, 8). На этом этапе слившиеся устьевые бары сформировали барьерные острова, периодически прорезаемые руслами мелких рукавов и проток. В отгороженных от моря участках формирова-

лась фация дельтовых заливов. В конце этого этапа в западной части бассейна (Урманская площадь) могли откладываться отложения донных течений. Формирование барьерных островов происходило на фоне опускания уровня моря. Уменьшение гранулометрического размера кластических компонентов связано с существованием к этому времени развитого конуса выноса, нивелированием рельефа и уменьшением интенсивности эрозионных процессов в области сноса.

Заключение. Использование методики генетического и литолого-фациального анализа позволило авторам воссоздать палеообстановки осадконакопления в районе, закрытом для непосредственных литологических наблюдений. Были проведены детальный анализ всех признаков пород в отдельных интервалах яруса, генетическая интерпретация этих признаков с выявлением способов формирования осадков, а также определение фациальных условий их накопления. Для выяснения латерального распространения фаций использовались данные геофизических исследований — анализ формы каротажных кривых и их корреляция. Полученные данные позволили воссоздать дельтовую палеосистему, в пределах которой осуществлялось накопление осадков с конца ранней юры до конца средней юры в юго-восточной части Нюрольской впадины.

В течение позднеюрского—алейского и байосского—батского времени прослеживается последовательное развитие дельтового конуса выноса от начальной стадии формирования дельтовой равнины (кон-

структивная фаза) до ее деградации (деструктивная фаза). Развитие дельтового конуса выноса происходило под влиянием автоциклических процессов развития самой дельты и аллоциклических процессов, обусловленных эпейрогеническими колебаниями уровня моря. На разных этапах развития преобладали то одни, то другие процессы. Общая тенденция развития дельты осуществлялась в сторону ее расширения, нивелирования рельефа, заболачивания межрусловых участков — дельтовых заливов. Волновая деятельность приводила к опесчаниванию равнины как на трансгрессивных, так и на регрессивных стадиях эпейрогенических колебаний уровня моря. Весь разрез тюменской свиты можно выделить в единый макроцикл с прогрессивной направленностью развития, что, видимо, связано с устойчивым прогибанием земной коры в этот период.

Наиболее перспективными для газонефтепроявлений являются пласты Ю₁₀ (трансгрессивные пески) и Ю₃₋₄ (барьерные острова), протягивающиеся вдоль всего бассейна параллельно береговой линии. Мощные пачки песчаников пластов Ю₅₋₆ (устьевые бары) развиты локальнее, так как генетически связаны с русловыми выносами. Песчаники пласта Ю₂ в данном районе малоперспективны, так как на большей территории они отсутствуют или представлены фацией донных течений. Волновая природа этих пород возможна только на Северокалиновой площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаков А. М., Девятков В. П. Стратиграфия и седиментогенез нижней—средней юры Западной Сибири // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М., 1994. С. 24—34.
2. Казанский Ю. П., Аксенова Т. П., Вакуленко Л. Г. и др. Литология и фации ниже-среднеюрских отложений восточной части Нюрольской впадины (Томская обл.) // Результаты работ по межвед. регион. науч. программе "Поиск" за 1992—1993 гг. Ч. II. Новосибирск, 1995.
3. Конторович В. А. История тектонического развития юго-восточных районов Западной Сибири в юрском периоде // Геология нефти и газа. 1999. № 2. С. 7—16.
4. Конторович В. А., Красавчиков В. О., Брысякина Л. А. Палеогеография и перспективы нефтегазоносности геттангаалейских отложений Нюрольского седиментационного бассейна (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 874—883.
5. Конибир Ч. Э. Б. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. М., 1979.
6. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л., 1984.
7. Обстановки осадконакопления и фации. Т. I / Под ред. Х. Рединга. М., 1990.
8. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981.
9. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1991.
10. Сурков В. С., Серебренникова О. В., Казаков А. М. и др. Седиментогенез и геохимия ниже-среднеюрских отложений юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, 1999.
11. Япаскурт О. В., Соловьева Н. А., Сорокин В. М. и др. Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: Метод. пособ. Ч. II. М., 1998.

УДК 553.065.4 + 781.3 (470.45)

Ю.Г. Цеховский, Е.В. Карпова, И.М. Милеева, Е.В. Голубовская

СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ В ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЯХ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.

СТАТЬЯ 1. СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ

Одна из важных задач геологии — познание геологических событий в переломные этапы формирования стратисферы, к таковым относится и рубеж между мелом и палеогеном. В пределах Воронежской антеклизы верхнемеловые карбонатные породы туронского и сантонского ярусов вверх по разрезу через размыв сменяются верхнепалеоценовыми терригенными отложениями. На юго-востоке этой структуры (в районах Доно-Хоперского междуречья) характеризуемые переходные слои резко выделяются в разрезе по появлению разнообразных комплексов пород (лимонитовых руд, трепелов, опок, фосфоритов, смектитовых глин, иногда с линзами глиноземистых пород) общей мощностью до 5—8 м. Эти породы начали изучать еще в начале XX в., а с 1930 г. по предложению Н.Х. Платонова стали именовать хоперским горизонтом.

Некоторые авторы считали породы горизонта осадочными образованиями: морскими [3, 8, 17] или континентальными [7]. Другие исследователи (А.В. Павлов, 1914; А.И. Бузык, 1927; Ф.Ф. Голынец, 1930; и др.) относили его породы к метасоматитам, возникшим за счет преобразований подстилающих верхнемеловых карбонатных отложений. Большинство геологов, развивая эту точку зрения, вслед за Б.В. Аскоченским и В.П. Семеновым [2] характеризуемый парагенез стали включать в состав продуктов латеритной коры выветривания мергельно-меловых пород, частично измененных инфильтрационными водами.

Ф.Ф. Голынец (1930) предполагал, что хоперские руды образовались в результате инфильтрации нисходящих грунтовых вод, а И.И. Шипилов, Р.В. Красенков (1973) по результатам геолого-съемочных работ связывали их возникновение с разгрузкой восходящих растворов, поступавших из девонских базальтов. Последней была предложена гидротермально-осадочная гипотеза образования хоперских пород [14] с привлечением валозных или эксфильтрационных гидротерм. Дискуссии по поводу образования характеризуемого парагенеза содержатся в публикациях [2, 8, 14, 22]. В целом к настоящему времени спорным остается генезис хоперского горизонта, а также первичный состав его железных руд — лимонитовых, по мнению большинства геологов, или, возможно, сидеритовых [17] и сидерит-пиритовых [7].

Изучение опорных разрезов хоперского горизонта в пределах юго-восточной части Воронежской антеклизы проводилось авторами в обнажениях и старых штольнях (рис. 1). Повышенное внимание было

уделено исследованиям на участке в районе хут. Лобачи, где наиболее полно выражены главные особенности строения и состава парагенеза, позволяющие реконструировать его генезис.

Характеристика разрезов участка Лобачи

Участок расположен в 45 км восточнее г. Калач. Здесь осадочный чехол имеет мощность около 450 м и сложен отложениями среднего и верхнего девона, нижнего карбона, мела и кайнозоя. При геолого-съемочных работах И.И. Шипиловым с соавторами (1973) бурением здесь была установлена широтная флексура, выраженная в кровле каменноугольных и мезозойских отложений и осложненная в начале палеогена поднятием. В.И. Курлаев считал, что отложения сантона, турона и коньяка, слагающие склоны этого поднятия, на его поверхности были размыты, поэтому породы палеогена залегают здесь на сеноманских песках.

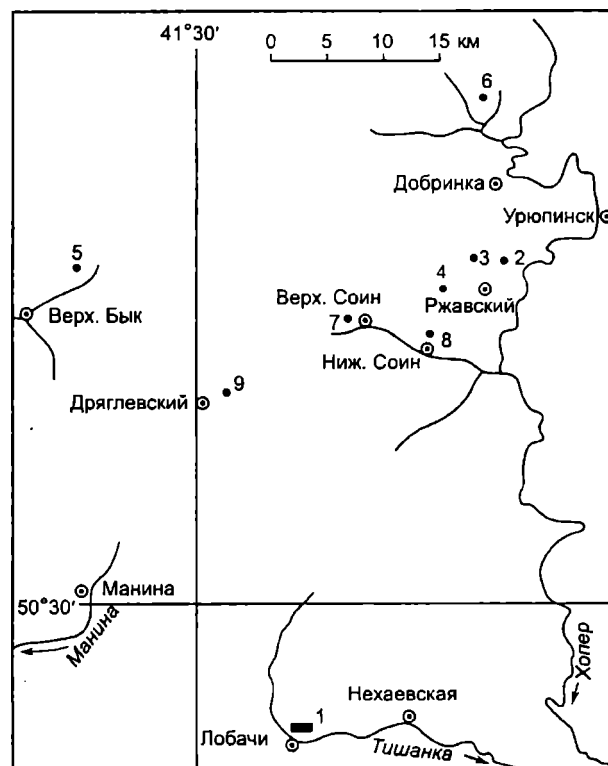


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов: 1 — участок Лобачи; разрезы у хуторов: Бесплемянный (2), Акуловский (6), Верхний Соин (7), Нижний Соин (8), Дряглевский (9), а также в штольнях Ясеновой (3) и Крутенькой (4) и у с. Верхний Бык (5)

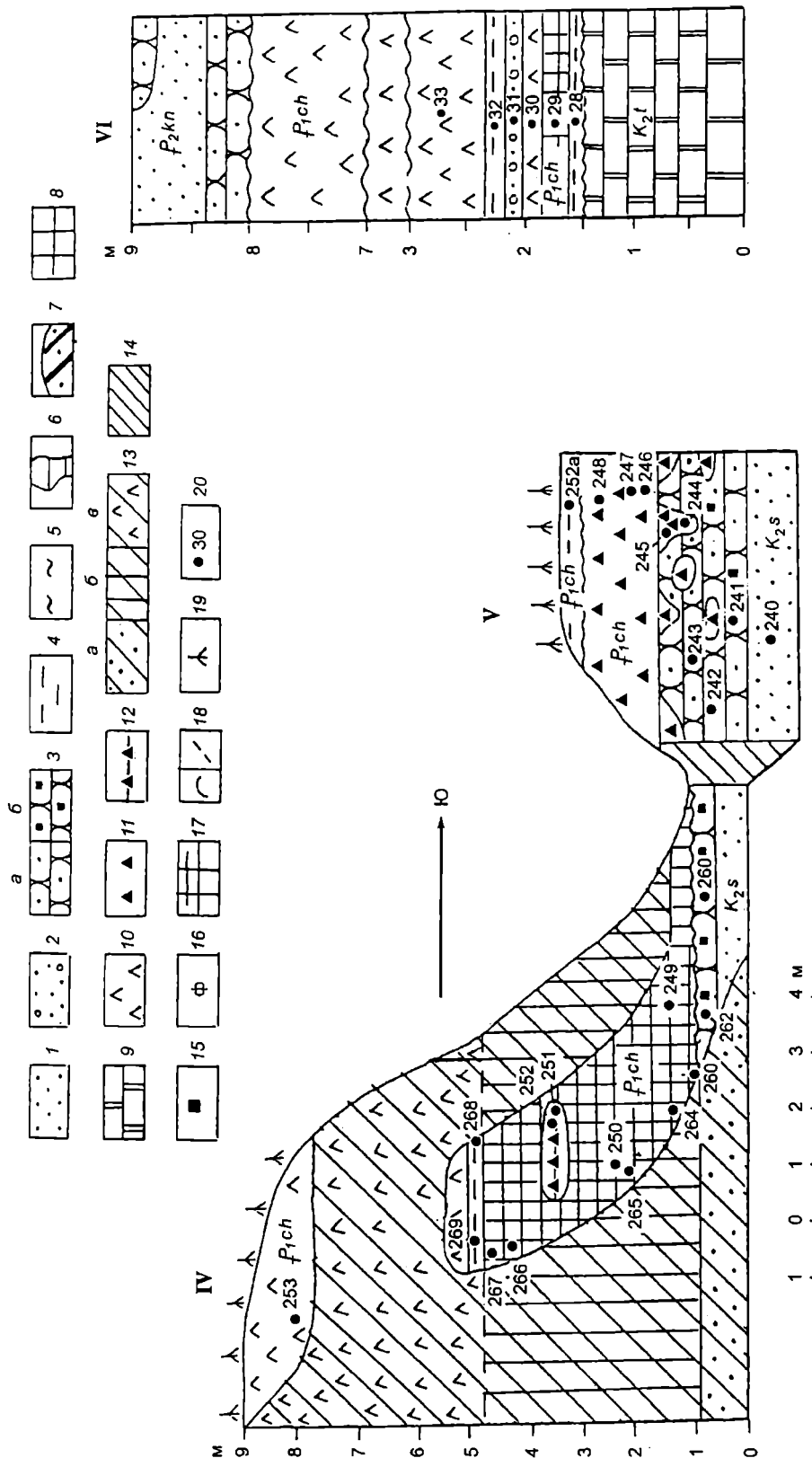
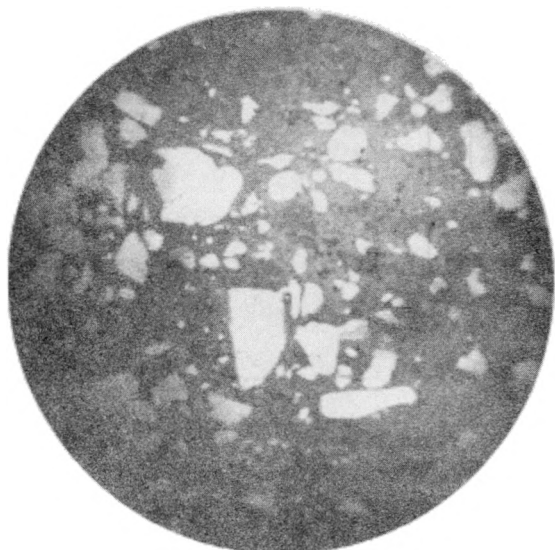


Рис. 2. Строение холерского горизонта в обнажениях I–VI у хут. Лобачи: 1 — пески; 2 — пески с гравием; 3 — песчаники с цементом (а — опаловым, б — гетитовым); глины: 4 — смектитовые; 5 — галлуазитовые и аллофан-галлуазитовые; 6 — опалиты, слагающие кластические дайки с булавообразным раздувом в верхней части; 7 — рыхлые, напоминающие песок породы опалитовой кластической дайки с реликтами исходных опалитов; 8 — гетитовые железные руды; 9 — мертели и писчий мел; 10 — трепелы, опоки; 11 — опалитовые кремни; 12 — кремнисто-железистые породы; 13 — элювиально-делювиальные развалы (а — песков, б — железных руд, в — трепелов и опок); 14 — задернованный участок разреза; 15 — ожелезнение; 16 — включения фосфатов; 17 — ориентировка гетитовых жезов в рудах обнажения I; 18 — границы литологических комплексов (а — достоверные, б — предполагаемые); 19 — современные почвы; 20 — номер образца и его местоположение. Индексы стратиграфических подразделений: K_{2s} — сеноман, K_{2t} — турон, P_{1ch} — холерский горизонт, P_{2kn} — каневская свита

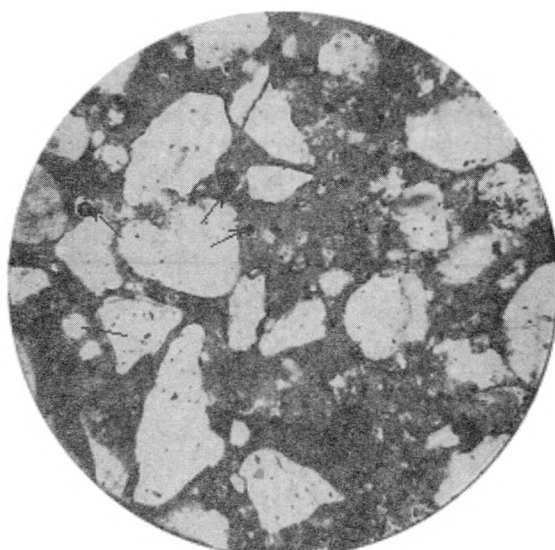
дайками опалитов толщиной 10–20 см. Последние обозначают каналы циркуляции и разгрузки восходящих термальных вод. Опалиты неравномерно обогащены скоплениями песчаных зерен в форме гнезд, разорванных струй с характерной структурой, назван-

ной пульповой (рис. 3, а). Они изобилуют макро- и микроавернами, включая множество шаровидных форм с диаметром до 5–8 мм, вероятно являющихся газовыми везикулами. Последние бывают полыми или заполненными гетитом (рис. 3, б), чаще нонтронни-



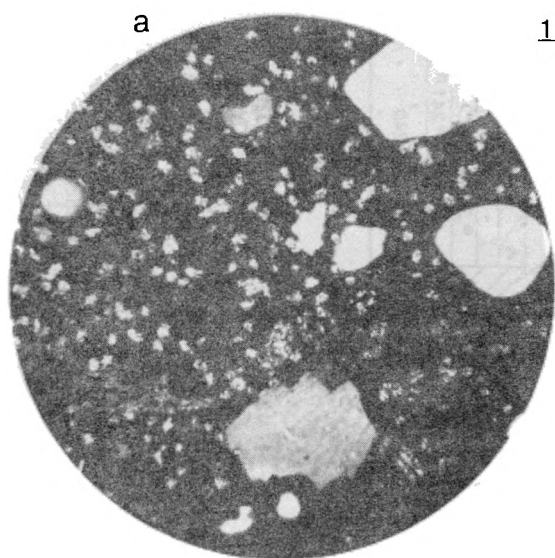
а

1 мм



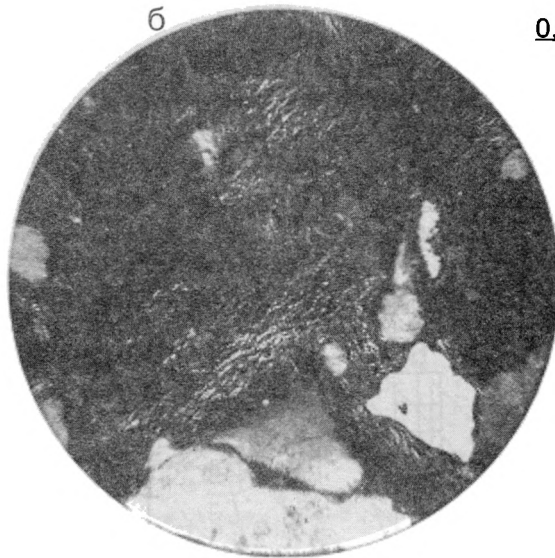
б

0,1 мм



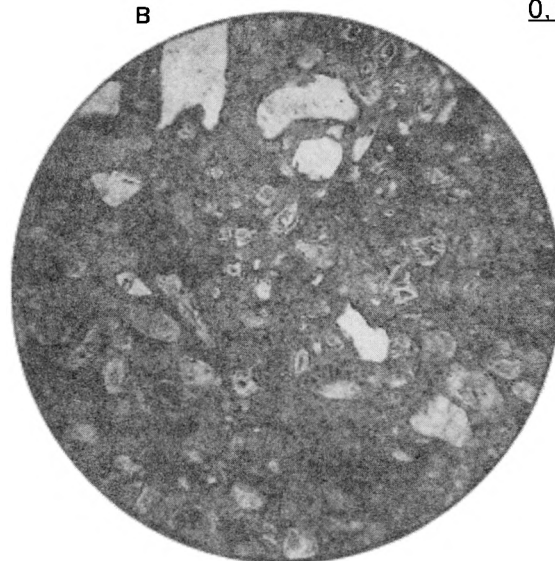
в

0,1 мм



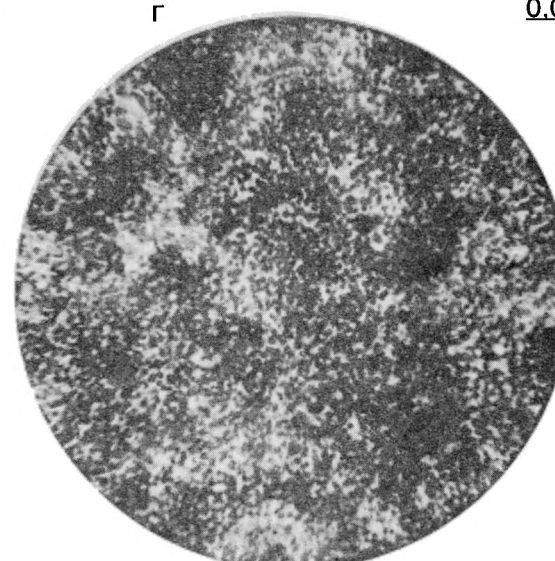
г

0,07 мм



д

0,1 мм



е

1 мм

том (рис. 3, в), а также иногда вивианитом, гейландитом и тоберморитом. В верхах дайки к этим минералам добавляется галлуазит или метагаллуазит. Кровля сеноманских песков в местах пересечения их опалитовыми дайками приподнимается, что, как и пульповая структура опалитов, свидетельствует в пользу иньекционной природы даек.

В обнажении I над дайкой опалитов между ложем хоперского горизонта и железными рудами расположена выпуклая кверху линза белых песчаных галлуазитовых и метагаллуазитовых глин (рис. 3, д) длиной 1,2 м и высотой 0,4 м, с пятнами белых глиноподобных фосфатов. В ее нижней части, над дайкой, залегают заглинизированные пески (мощностью 5—10 см) с линзами железистых песчаников. Глинистое вещество в песках имеет смектитовый состав, а в кровле слоя сложено смесью смектита и метагаллуазита.

Вышележащее куполовидное рудное тело (высота около 3 м и ширина у основания 7,5 м) сложено скоплениями гетитовых жеод с коричневым порошковатым ядром. Жеоды имеют размеры от 3—5 до 20—30 см в поперечнике и 2—15 см в высоту; их ориентировка подчеркивает куполовидную форму залежи (рис. 2). Пространство между жеодами заполнено рыхлыми ожелезненными глинами (смешанослойными слюда-смектитовыми). Местами в составе глинистого цемента встречаются мелкие (до 1 см) белые глинистые пятна гидратированного галлуазита с примесью полугидрата сульфата кальция. Железные руды перекрываются зелеными смектитовыми глинами с примесью смешанослойного каолинит-смектита, слюды и клиноптилолита (обр. 225) мощностью 0,4 м; глины содержат белые пятнистые выделения, сложенные аллофаном, галлуазитом и метагаллуазитом (обр. 226). Подошва железных руд на контакте с сеноманскими песками обогащена зернами кварца, а в кровле песков появляются линзы ожелезнения.

В 10 м севернее обнажения I вышележащая плохо обнаженная часть (кровля хоперского горизонта мощностью 3 м), судя по элювиальным развалам, сложена толщей светло-серых опок и трепелов (рис. 2, обн. III). На них с размывом залегают кварцитовидные песчаники нижнеэоценовой каневской свиты.

В обнажении II опалитовая дайка с кавернами и везикулами в головной части образует булавообразный раздув (ширина 2 и высота 1 м). В верхней его части (0,2 м) плотные опалитовые породы с зернами кварца вначале становятся полурыхлыми и содержат примесь смектита (обр. 235). Выше развалы этой породы образуют песок (0,05 м), в котором содержатся линзы исходной более плотной песчано-опалитовой

породы (обр. 236, 237). В составе глинистой фракции обр. 236 присутствуют смектит и метагаллуазит. Наддайковое тело венчается зеленоцветной глиной мощностью 0,2 м (обр. 58 и 238), сложенной смектитом с примесью смешанослойного галлуазит-каолинита. В ее нижней части встречена линза белых галлуазитовых глин с выделениями полугидрата сульфата кальция, гетита и визеита. Еще выше залегают опоки (обр. 239) с видимой мощностью 0,3 м, венчающиеся современными почвами. В обнажении II (в отличие от обнажения I) железные руды между опалитами и смектитовыми глинами не встречаются. В кровле сеноманских песков обоих обнажений появляются линзы ожелезнения, а железные руды на контакте с песками обогащены зернами кварца.

В балке № 2 (300 м западнее балки № 1) в восточной стенке оврага гетитовые руды (мощность 4 м) в основании хоперского горизонта также залегают на сеноманских песках (рис. 2, обн. IV). В нижней части развиты преимущественно массивные землистые руды (обр. 263, 264), а в средней и верхней — доминируют жеодистые разности (обр. 249, 250, 265, 266). В верхах залежи в рудах появляются линзы и пятна коричневых и зеленых смектитовых глин с примесью слюды и гейландита (обр. 266, 267). Среди руд встречена линза песчаных опалитовых кремней с пятнами ожелезнения. Руды перекрываются маломощными зеленоцветными смектитовыми глинами (обр. 268) с белыми пятнистыми выделениями опок (обр. 269). Выше залегает толща трепелов и опок, в которых местами (обр. 253) присутствуют остатки радиолярий и диатомей (определения В.Н. Беньямовского).

В соседнем обнажении V (рис. 2) на месте руд между нижнепалеогеновыми зелеными глинами (смектитовыми с примесью слюды и клиноптилолита, обр. 252а) и сеноманскими песками наблюдается линза опалитовых кремней (мощность 1,5 м). Последние являются метасоматитами, в которых опал заместил исходные органогенно-обломочные известняки (обр. 244—248, рис. 3, д). Контакт кремней с сеноманскими песчаниками неровный; часто первые в форме клиньев проникают в подстилающие породы на глубину до 0,8 м.

В образцах 244, 245 В.Н. Беньямовским установлены остатки планктонных и бентосных фораминифер и реже остракод. Среди планктонных фораминифер О.А. Корчагиным определены формы, сходные с родовыми таксонами из группы однокилевых спирально-уплощенных форм *Morosovella*, а также *Carinina*, *Subbotina* и *Globanomalina* (характерные для зон P₅—P₆ планктонной шкалы). Это позволяет датировать возраст вмещающих пород в диапазоне от

Рис. 3. Шлифы пород хоперского горизонта: а — пульповая структура опалитовой дайки, (обр. 235, обн. II, ×25, николи II); б—в — газовые везикулы в опалитовой дайке, обн. II: б — полые или заполненные гетитом (обр. 51, обн. II, ×100, николи II), в — заполненные смектитом (обр. 52, обн. II, ×100, николи +); г — галлуазитовая глина с зернами кварца (обр. 217, обн. I, ×100, николи +); д — опалитовый кремнезоль, в котором опал заместил органогенно-обломочный известняк (обр. 245, обн. V, ×250, николи II); е — микроглобулярная структура гетитовых железных руд, николи II (обр. 5 из обнажения у хут. Нижний Соин, ×250, николи II)

позднего палеоцена до раннего эоцена, не древнее позднего танета (основание зоны P₅).

Опалитовые кремни перекрывают толщу сеномана. Она сложена желтыми или зеленовато-серыми кварцевыми песками (с примесью полевых шпатов, глауконита и включениями фосфатов), которые в верхней части сменяются песчаниками с опаловым цементом (мощность 1,5 м), содержащими пятна лимонитизации. Степень их окремнения в кровле увеличивается вплоть до появления сливных массивных разностей (обр. 242, 243).

Кремни перекрываются зеленоцветными гидрослюдисто-сметитовыми глинами (обр. 252а), а в 15 м севернее обнажения V разрез хоперского горизонта надстроен пачкой трепелов и опок. На этом участке железорудная толща не развита. Она вновь появляется в 10 м западнее на противоположной стенке оврага в обнажении Va. Здесь руды имеют видимую мощность 1,5 м, залегают на сеноманских песках и прослеживаются в северном направлении на расстояние 15 м, где перекрываются толщей трепелов и опок.

Железорудная залежь в балке № 2 по сравнению с охарактеризованной в балке № 1 хуже обнажена и поэтому менее изучена. По-видимому, она также имеет куполовидную форму, однако под железными рудами здесь пока не обнаружены опалитовые дайки. Вместе с тем на этом участке, несомненно, происходила циркуляция восходящих насыщенных кремнеземом вод, что привело к метасоматическому замещению опалом нижнепалеоценовых известняков (рис. 3, д).

В балке № 3 (центральная часть участка Лобачи, в 800 м западнее балки № 2) встречен эрозионный останец инъекционной опалитовой дайки, возвышающийся на 1,5 м над размытой поверхностью писчего мела. Дайка имеет толщину 0,4—1,0 м, которая в булавообразном раздуве у кровли достигает 2 м. Она сложена кварцевым песчаником с базальным опаловым цементом, содержит многочисленные пустоты обычно "пузырьковой природы" с размерами от микронов до 200 мкм. Часть пустот инкрустирована люссатитом и заполнена халцедоном или иногда сгустками колломорфного гетита. Встречаются также пустоты, соответствующие раковинным фрагментам, ныне полностью растворенным. В опале наблюдаются теньевые контуры фораминифер и их фосфатизированные ядра; присутствуют также обломки фосфатизированного писчего мела. Порода, слагающая дайку, имеет пульповую структуру. Она сформировалась в толще писчего мела после замещения его фосфатом и последующего дробления породы, смешивания ее с зернами кварца, которые привнесены вскипающим раствором, пересыщенным кремнеземом.

В овраге левого борта балки "Дубрава" (рис. 2, обнажение VI, в 1 км западнее балки № 3) хоперский горизонт залегают на туронских мергельно-меловых породах. Он начинается с жеодистых гетитовых железных руд (0,2 м), содержащих в основании прослой зеленой сметитовой глины. В центрах жеод нередко

присутствует желтое, изотропное в шлифах вещество (вероятно, аллофан-галлуазитового состава).

Выше залегают светло-серая опока мощностью 0,1—0,25 м, обогащенная глинисто-алевритовым материалом. В породе наблюдаются пятнистые выделения коллофана (диаметром 1—3 см), заместившего писчий мел, с окремненными обломками фораминифер и остатками других неопределимых организмов. Еще выше отмечены прослой галечника (0,1 м) и глины (0,1 м). Галька диаметром 1—2 см представлена обломками кремней и фосфатов, сцементированных глиной. Хоперский горизонт венчается пачкой трепелов и опок мощностью 4—6 м. В этих силицитах наряду с выделениями опала присутствуют зерна кварца, глауконита, встречаются желваки фосфатов, обломки фораминифер и радиолярий. Выше с размывом залегают кремнистые песчаники и пески эоценовой казанской свиты.

В целом мощность хоперского горизонта достигает 7—8 м, на участке у хут. Лобачи он сложен тремя основными комплексами пород: 1) осадочным, представленным пластовыми трепелами и опоками с прослоями глин, местами содержащим в основании куполовидные тела гетитовых руд; 2) метасоматитами (опалитовыми, гетитовыми или фосфатными), заместившими карбонатные породы в основании горизонта, а также генетически связанными с ними кремнистыми и железистыми песчаниками в кровле сеномана; 3) дайковыми и наддайковыми телами опалитов, фиксирующими подводящие каналы восходящих термальных вод.

Установлено, что крепкие и массивные породы (железные руды, железистые или кремнистые метасоматиты, а также опалитовые дайки) слагают относительно небольшие изолированные тела в основании хоперского горизонта. При размыве перекрывающих их рыхлых глин, трепелов, опок на склонах балок в обнажениях I, II, IV они образуют эрозионные останцы.

Геохимические исследования сопровождались изучением распределения в породах самородных металлов с сопутствующими аксессуориями, а также редких и рассеянных элементов.

Самородные металлы и сопутствующие аксессуарии выделялись в образцах опалитов из даек и железных руд, которые были отобраны в обнажениях I и II (рис. 2). Проанализировано 5 проб по методике, изложенной в [26]; их диагностика подтверждена рентгеновским анализом. В составе опалитов установлены самородное железо, графит и пирит (обр. 51 и 180), самородное железо (обр. 54). В железных рудах (обр. 62 и 63) определены самородное железо, графит и пирит.

Магнитные и ковкие частицы самородного железа под бинокулярной лупой имеют изометричную форму, размеры от сотых долей миллиметра до 0,1 мм и обладают металлическим блеском. Основная их часть (рис. 4, а) вытянута в длину при незначительной ширине; редко встречаются тонкие нитчатые, а в единичных случаях шарообразные формы (рис. 4, б). Данные спектрального анализа свидетельствуют, что

исследуемые частицы бедны примесями. Усредненные результаты этих анализов (в мас. %) показывают наличие марганца (0,2), молибдена (следы), меди (0,03), никеля (0,06), титана (0,01), кобальта (0,05), кремния (около 0,1), хрома (0,5). Незначительное содержание в составе частиц никеля, меди и кобальта, а также данные рентгеновского анализа позволяют считать, что они сложены α -железом.

Под бинокулярной лупой частицы графита (рис. 4, в) имеют размеры в доли миллиметра, обладают металлическим блеском, изометричной формой, им присущи типичные рентгенометрические параметры.

Мелкие зерна сульфидов с размерами 1,5–2 мм (рис. 4, г)

представлены пиритом, образующим микрозернистые агрегаты, и обычно встречаются в ассоциации с самородным железом и графитом. На поверхности скопления пирита отмечается тонкая пленка гетита, связанная с окислением сульфида.

Распределение редких и рассеянных элементов. Из хоперского горизонта и подстилающих сеноманских песков, обнажающихся в бортах балок № 1 и 2, проанализировано 48 проб. Наибольшее число проб отобрано из сеноманских песков, опалитов, слагающих дайки, наддайковое тело и линзовидно-пластовые кремни, а также из железных руд. Для этих пород рассчитаны статистические параметры распределения наиболее показательных элементов (табл. 1) и типоморфные геохимические ассоциации (табл. 2). Среднее содержание большинства элементов из опалитов, слагающих дайки и метасоматитовые кремни, имеет близкие значения (табл. 3), что позволяет рассматривать их совместно.

В песках установлено повышенное содержание Р, Тi, Zr, V, Cr, в железных рудах концентрируются Ni, Mn, Y, Zn, Be, иногда La (100 и 120 г/т в обр. 221 и 223). В опалитах отмечается наиболее низкое содержание Li, P, Co, Ni, Zn, Mo. По сравнению с железными рудами в них заметно уменьшается количество Be, Mn, Y, Sn, но возрастает роль Ti, Zr, P. Во всех породах наблюдается высокая дисперсия содержания P, Y, Co. Остальные элементы распределены доста-

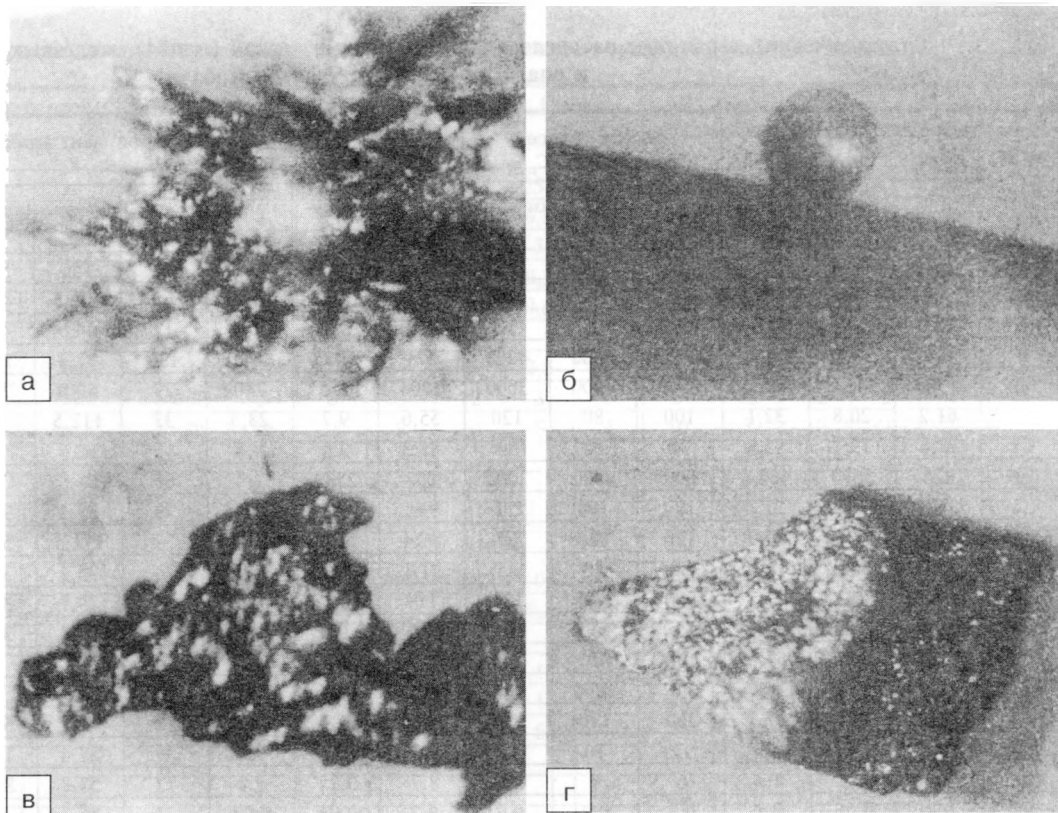


Рис. 4. Аксессуары из палеоценовых даек и наддайковых тел в обнажениях I и II участка Лобачи: а — частицы железа на стальной игле, обр. 51, $\times 90$; б — магнитный шарик на стальной игле, обр. 51, $\times 90$; в — частица графита, обр. 63, $\times 90$; г — реликтовое зерно пирита с пленкой окисления (темная), $\times 90$, обр.

точно равномерно в песках; для опалитов и железных руд характерна повышенная дисперсия Mn, Cr, V, Mo, Pb, для железных руд — Li, Be, V, Ni, Ag. В единичных пробах присутствуют Ba, Sc, La, Ce, Sr; не установлено наличие Bi, Ta, Hf, Te, Au.

Из трепелов и глин проанализировано небольшое число проб (табл. 3). Распределение редких элементов в трепелах (обр. 239, 253 и 256) подобно таковому в опалитах, слагающих дайки, и опалитовых кремнях. В глинах по сравнению с силицитами содержание Mn, Zn, Ni, Co, Y, Yb, Cr, V, La возрастает, а их количество меняется в больших пределах. Галлазитовые глины от смектитовых отличаются повышенными концентрациями Pb, Ni, Co, Mo, Mn, Be, P, Ge. Смектитовые глины по сравнению с галлазитовыми имеют более высокое содержание Y, Yb, V, Ti, Zr и аномально высокое Y и Yb (в обр. 238 1000 и $80 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно). В них появляются Sr (в обр. 225 и 252a — 20 и $15 \cdot 10^{-3}\%$), а также Ba (в обр. 252a — $80 \cdot 10^{-3}\%$). В хоперских глинах повышено содержание Y, Yb, La, Ba, Ir, что отмечалось и раньше [2].

В целом по характеру дисперсии содержания элементов наиболее полно изученные породы (опалиты, железные руды, пески) подразделяются на две группы: 1) пески, кремнистые песчаники и силициты с относительно равномерным распределением большинства элементов; 2) железные руды и глины, где содержание ряда элементов резко изменяется, при этом большая их часть относится к активным водным

Таблица 1

Статистические параметры распределения элементов в песках ($n_1=14$), железных рудах ($n_2=10$) и опалитах ($n_3=10$), участок Лобачи

Элемент	Среднее содержание, C_{cp}			Максимальное содержание, C_{max}			Фоновое содержание, $C_{ф}$			Коэффициент вариации, V			Коэффициент контрастности, $C_{max}/C_{ф}$		
	пески	Fe-руды	опалиты	пески	Fe-руды	опалиты	пески	Fe-руды	опалиты	пески	Fe-руды	опалиты	пески	Fe-руды	опалиты
Li	23,2	20,8	18,6	60	100	50	19,7	5	15,5	46	156	58,4	3	20	3,2
Be	3,5	33,7	4,6	10	200	10	2,3	15,2	4,1	65	166,5	46,2	4,3	13,1	2,4
B	5,2	2,6	4,9	6	5	12	4,8	2,1	4,2	12	44,5	48,7	1,2	2,4	2,8
P	2147	1620	1454	10 000	5000	4000	571	1025	750	134	82,3	82,3	17,5	4,9	5,3
Ti	1305	420	945,5	2500	1200	3000	1204	275	740	29	82,9	73,3	2,1	4,4	4
V	61,2	20,8	32,1	100	80	120	55,6	9,7	23,3	33	112,5	91	1,8	8,2	5,1
Cr	27,6	15,7	15,8	30	30	80	27,3	9,6	9,4	15	62,5	132,1	1,1	3,1	8,5
Mn	424	3670	464,5	600	8000	3000	257	2587	211	63	67,8	175,5	2,2	3,1	14,2
Co	26,8	31	13,1	100	100	50	19,1	20	7,7	79	83,1	99,7	5,2	5	6,5
Ni	55,2	131	23,9	120	800	60	37,4	56,7	20,3	55	171,3	55,2	3,2	14,1	2,9
Cu	22,9	16	16,5	30	50	25	21,1	12,2	13,4	20	75,2	34,2	1,4	4,2	1,2
Zn	170,5	212	77,3	300	600	120	119	168,9	61,2	54	79,1	39,8	2,5	3,5	2
Ga	3,7	1,85	3,7	5	5	8	3,6	1,5	3,3	16	56,8	38,1	1,4	3,3	2,4
Sr	43,5	40*	57,3	100	40*	150	40*	40*	40*	32					
Y	18,8	234	25,9	80	1000	80	12,7	93,1	17,2	90	128,4	78	6,3	10,7	4,6
Zr	81,2	46,5	57,7	200	120	150	64,1	26,4	48,5	18	77	59,5	3,1	4,5	3,1
Nb	10,6	8	9,6	12	10	12	10	8	9,4	9	27,4	11,9	1,2	1,3	1,3
Mo	3	4,2	1,4	6	8	5	1,7	3,25	0,9	72	53,3	83,2	3,5	2,6	5,2
Ag	0,2	0,06	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,04	0,07	33	85,7	64	1,5	5	3,6
Sn	1,2	2,8	1,4	3	4	3	2	2,5	1,1	44	31,1	53,8	3	1,6	2,7
Pb	3,9	2,1	3,4	6	5	15	3,4	1,4	2,3	32	75,1	106,4	1,8	3,6	6,5

Примечания. Содержание элементов дано в г/т; n_1 : обр. 210а, 210б, 211, 212, 213, 214, 214а, 227, 228, 229, 230, 234, 240, 257; n_2 : обр. 210в, 220—224, 249, 250, 258, 259; n_3 : 215, 216, 231—233, 244, 246, 248, 251, 252; 40* — содержание ниже порога чувствительности прибора. Привязка образцов дана на рис. 2; образцы железных руд 258 и 259 отобраны из обнажения Va.

Типоморфные геохимические ассоциации*

Ассоциации	Пески	Fe-руды	Опалиты
Полиметалльная	$Mo_{3,5}+Ni_{3,2}+Li_{3,0}+V_{1,8}$	$Ni_{14,1}+V_{8,2}+P_{4,9}$	$V_{5,1}+Ni_{2,9}$
Редкометалльная	$P_{17,5}+Y_{6,3}+Be_{4,3}+Zr_{3,1}$	$Y_{10,7}+Zr_{4,5}+Be_{13,1}$	$P_{5,3}+Y_{4,6}+Be_{2,4}$
Цинк-полиметалльная	—	$Zn_{4,2}+Pb_{3,6}+Cr_{3,1}+Mo_{2,6}$	$Cr_{8,5}+Pb_{6,5}+Ni_{2,9}+Zn_{2,0}$
Марганцевая	$Co_{5,2}+Ni_{3,2}+Mn_{2,2}$	$Co_{5,0}+Mn_{3,1}$	$Co_{6,5}$

* Ряды элементов в ассоциациях ранжированы по коэффициентам контрастности.

мигрантам [12]. Появление в ряде проб железных руд La, а в глинах — La и Ce можно объяснить их привнесением с вадозными гидротермами [11].

Для исключения влияния литологического состава проб при рассмотрении пространственного распределения элементов их содержание в каждой точке нормировано на фоновое. Фоновое содержание для каждой разновидности пород (табл. 1) рассчитано по общей выборке из проб, отобранных из близкорасположенных обнажений. С помощью факторного анализа элементов с "надфоновым" содержанием выявлены типоморфные геохимические ассоциации, прослеживающиеся по наиболее изученным породным комплексам (табл. 2). Ряды элементов каждой ассоци-

Таблица 2

ции ранжированы по коэффициенту контрастности, что позволяет оценить также их накопление в различных породах. Выделены четыре типоморфные геохимические ассоциации, объединяющие элементы с одинаковым или близким поведением в различных геохимических обстановках.

Полиметалльная — в

основном это элементы с высокой миграционной способностью в окислительной среде, преимущественно в виде ионов Ni, Mo, Li, V [19]. Эта ассоциация характерна для железных руд. В зависимости от состава пород набор ее элементов несколько меняется; при этом "сквозные" элементы Ni, V и Mo прослежены и в других породах.

Цинк-полиметалльная — включает элементы, активно мигрирующие в окислительной среде как в виде ионов (Zn, Pb, Mo), так и в виде комплексных соединений (Zn, Cr) [12]. Эта ассоциация прослежена в железных рудах и опалитах. Повышенное содержание Zn, Mo характерно для железных руд, Pb, Cr — для опалитов.

Таблица 3

Распределение редких элементов в силицитах и глинах хоперского горизонта, участок Лобачи

Элементы	Опалиты кластических даек						Опалитовые кремни и окремненные известняки					Опоки		Глины смектитовые			Глины галлуазитовые		
	215	216	231	232	233	235	244	246	247	248	252	253	254	225	238	252a	217	218	226
Cu	1,5	1,2	2,5	2,5	2	2	1,2	2	1,2	1,2	2,5	0,8	1,5	1,5	3	2,5	3	1,2	1,5
Zn	8	6	6	12	12	20	6	12	5	4	10	5	3	10	25	10	30	30	30
Pb	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	1,2	0,3	0,2	0,2	0,2	1,5	0,2	0,2	0,3	1,5	0,3	0,8	0,6	0,3
Ni	2	2	2	3	2	4	1,2	2	2,5	0,6	3	0,5	0,6	6	6	3	15	10	20
Co	0,4	5	1,5	1	1	1,2	0,5	0,5	0,5	0,4	0,8	—	—	1,5	2,5	0,8	25	3	2
Cr	1,5	1	2	1	0,5	3	1	1	—	—	8	0,5	3	4	5	8	5	4	3
V	3	3	3	3	2	8	3	3	2	0,3	12	3	3	6	12	12	5	6	4
Mo	10	10	10	10	8	6	20	20	12	6	10	5	4	10	5	10	60	25	20
Ag	1	1	2,5	1,5	0,8	1,5	0,8	0,8	—	—	1,2	—	—	1	1,5	1,2	2	1,5	1
Mn	20	40	20	12	6	5	40	40	50	10	5	1	2	6	12	5	120	20	8
Sn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2
Bi	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	80	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	80	80	120	100	100	150	60	60	60	40	300	100	150	150	200	300	80	100	100
Li	1	1	2	2	2	2,5	2	2	1,5	1	5	1,2	1	4	4	5	4	4	3
Be	1	0,5	—	—	0,5	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—	—	—	0,5	0,4	—	2	2	1,5
Nb	1	1	1,2	1	1	1,2	0,8	0,8	1	1	1	1	1	0,8	1	—	1	1	0,8
Y	2	1	3	2	2	1	1,5	1,5	2	1	5	1	1	15	1000	5	1,5	5	10
Zr	8	8	5	4	4	6	5	5	5	3	15	6	8	8	20	15	10	8	5
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	10	60
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	50
P	300	120	50	100	300	80	80	80	80	80	40	40	40	300	80	40	40	50	100
Ga	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,8	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4
B	0,4	0,4	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	1,2	0,6	1	0,8	0,8	1,2	0,5	0,5	0,6
Ge																	0,2	0,1	
Yb	—	—	0,3	—	1	—	0,3	—	—	—	—	—	—	2	80	0,5	—	0,6	1,5
Sr	—	—	—	—	12	—	—	—	—	—	15	—	—	20	—	15	—	—	—

Примечания. Содержание элементов в л · 10⁻³; Mo, Ag — в л · 10⁻⁵.

Редкометальная ассоциация представлена главным образом элементами-гидролизатами, активно мигрирующими в окислительной среде в виде комплексов Y, Be, Zr [12]. Эта ассоциация характерна для железных руд. В песках и опалитах в составе ее элементов появляется P, не являющийся активным мигрантом. Он, вероятно, слагает здесь зерна фосфатов (присутствующих в этих породах), в которых дополнительно концентрировались редкие металлы.

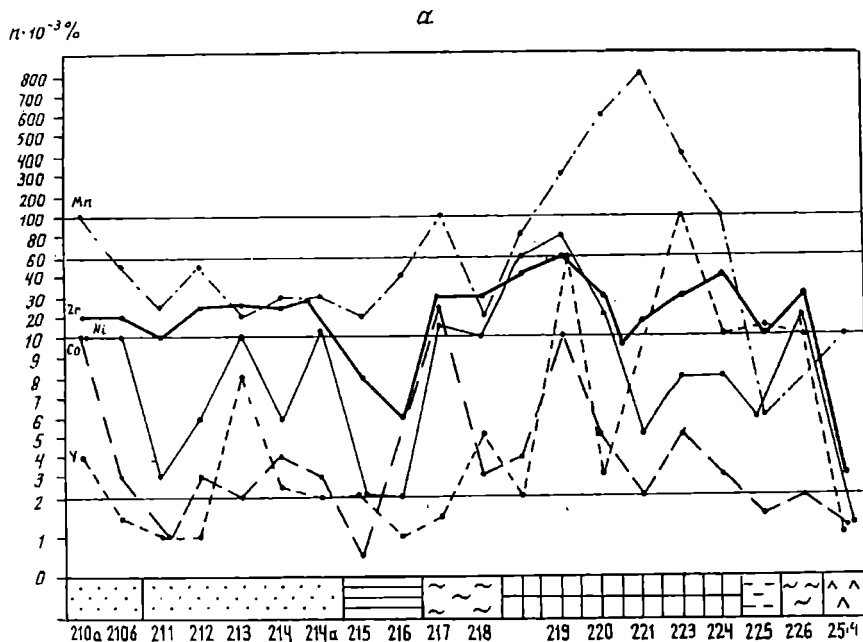
Марганцевая ассоциация выделена во всех изученных породах и представлена Mn, Co и, вероятно, Fe (анализ на Fe проведен только для железных руд, где отмечается устойчивая корреляция Fe и Mn). В песках с Mn ассоциирует Ni. Для “сквозных” элементов марганцевой ассоциации (Mn, Co) характерна высокая подвижность в восстановительной среде и слабая в окислительной [19]. В железных рудах установлены высокие концентрации Mn и Co.

На рис. 5, а, б, в показано распределение Mn, Zn, Ni, Co, Y в разных типах пород из обнажений участка Лобачи. Как видно из данных этой таблицы, в большинстве проб главную роль играют Mn и Zn. Железные руды и нередко глины выделяются повышенным содержанием элементов, а силициты (слагающие опа-

литовые дайки и кремни, а также трепелы) — их наиболее низкими значениями. Иногда в рудах и глинах к числу доминирующих элементов относятся Y и Ni.

Вопрос о первичном составе железных руд (важнейших составляющих пород хоперского горизонта) геологи рассматривают по-разному. Так, А.Д. Архангельский [3] считал, что эти гетитовые руды являются вторичными образованиями, возникшими за счет первичных обогащенных железом охристых глин и оолитоподобных железняков. Эти породы способствовали формированию железистых растворов, которые поступали в пласты карбонатных пород, глин, фосфоритов и опок. Здесь процессы их растворения сменялись метасоматическим замещением оксидными минералами железа, что и приводило к образованию лимонитовых жезд.

В.Т. Бобров [7] относил хоперские железные руды к озерно-болотным образованиям пирит-сидеритового состава, из которых при их окислении возникли залежи лимонитов. Формирующиеся при этом сернокислые растворы, по его мнению, способствовали образованию каолинит-галлуазитовых глин с гиббситом и алюмосульфатами. Известно, что возникновение скорлуповатых (жеодистых) текстур в бурых железня-



ках (сходных с обнаруженными в хоперских рудах) нередко бывает связано с окислением пирит-сидеритовых залежей [6]. Отмеченные выше находки микровыщелений пирита (частично лимонитизированного) свидетельствуют в пользу наличия сульфидов в составе первичных руд и формирования сернокислых растворов при их окислении. Эти растворы участвовали в сернокислом выветривании иллит-сметитовых глин (цементирующих лимонитовые жеоды) и возникновении редких мелких (1–2, до 5–10 см) белых пятен галлуазита и сульфатов (на контакте с окисляющимися конкрециями пирита, рассеянными в железорудной толще).

Однако подобные вторичные процессы не объясняют появление более крупных линз белых галлуазитовых глин с размерами 0,3–1 м и

более в длину и мощностью до нескольких десятков сантиметров. Эти линзы, например, перекрывают головную часть дайки опалитов или развиты на периферии ее булавообразного раздува, причем они возникают не только под железными рудами (в обнажении I), но и там, где руды выклиниваются (в обнажении II). В карстовой воронке у хут. Нижний Соин породы, сложенные галлуазитом, бемитом и алунитом, залегают над железными рудами и отделены от них пластом монтмориллонитовых глин [1], что не позволяет связать источник сернокислых растворов с рудной залежью.

Следовательно, наличие мелких пятен галлуазитовых глин в цементе руд хотя и позволяет предположить присутствие пирита, но не дает основания считать, что их основная часть слагалась сульфидами. В подобном случае следовало бы ожидать более масштабной (практически сплошной) вторичной каолинизации иллит-сметитовых глин, рассеянных в сульфидных рудах, и ослабление этих процессов в глинах за пределами залежи (чего на самом деле не происходит). Поэтому руды, вероятно, имели первичный гетитовый или шамозит-сидеритовый состав.

Известно, что на карбонатных барьерах, где формируются сидериты, накапливаются катионогенные элементы (Be, Sr) и слабые элементы-комплексообразователи (Cd, Mn, Fe). При этом активные элементы-комплексообразователи (Cu, Pb, Mo, Ni и др.) образуют растворимые комплексы [13]. Бедность морских и

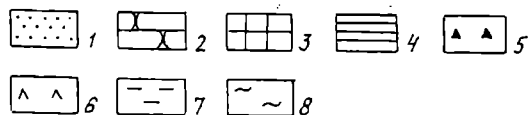
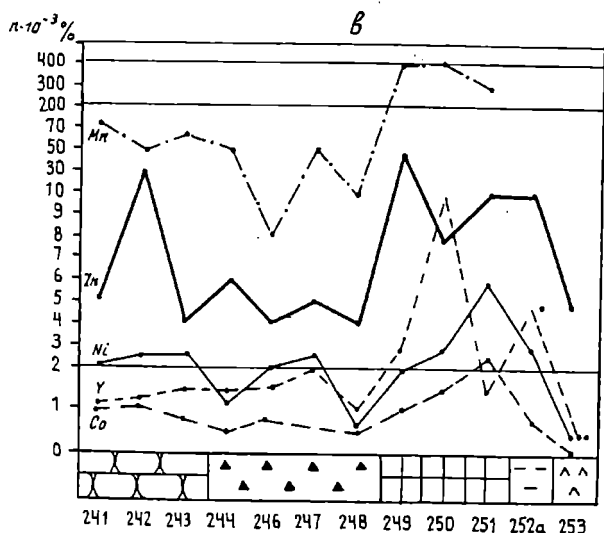
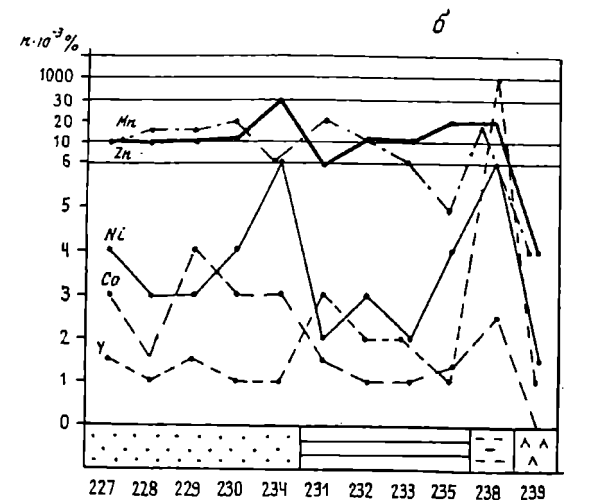


Рис. 5. Распределение индикаторных химических элементов в разных типах пород хоперского горизонта и подстилающих сеноманских песках участка Лобачи (обнажения: α – I, β – II, β – IV, V): 1 – пески; 2 – песчаники с опаловым цементом; 3 – железные руды; 4 – опалиты из кластической дайки; 5 – опалитовые кремни (окремненные известняки); 6 – трепелы; 7 – смектитовые глины; 8 – галлуазитовые глины

континентальных сидеритов (по сравнению с гидроксидными) микроэлементами отмечают многие авторы [20, 23, 24]. Следовательно, первичный карбонатный состав хоперских железных руд, обогащенных микроэлементами, мало вероятен. Повышенное содержание Ni, Co, Be, Y, Mn в железных рудах свидетельствует, что их первичное накопление, вероятно, осуществлялось в форме гидроксидов Fe.

С учетом изложенных данных растворы, участвующие в образовании хоперских железных руд, предположительно могли принадлежать к гидрокарбонатным разностям [11]. Они имели минерализацию до 30 г/л, гидрокарбонатно-натриевый состав, температуру до 60° и относились к слабокислым, слабовосстановительным. В настоящее время такие воды приурочены к областям развития альпийских тектоно-магматических процессов [4, 5]. При разгрузке этих вод на дне бассейна возникает комплексный окислительно-щелочной геохимический барьер, где осаждаются гидроксиды Fe, Mn [16]. При этом гидроксиды железа имеют положительный заряд и накапливаются в основном аниогенные элементы и комплексообразователи (Ti, V, As, Nb, P, Mo, Zn).

Общие черты строения и состава хоперского горизонта

В большинстве районов юго-восточной части Воронежской антеклизы хоперский горизонт подстилается верхнемеловыми карбонатными породами (в отличие от участка Лобачи, где он перекрывает преимущественно песчаные отложения). Здесь широкое развитие получают линзовидно-пластовые и карстовые залежи, а рассмотренные ранее куполовидные тела не встречены. Минеральный состав его пород (сравнительно с охарактеризованным выше) не испытывает заметных изменений. Однако в наборе главных генетических породных комплексов (осадочного и метасоматитов) широко развит глинистый покров, обычно залегающий в основании горизонта и венчающий мергельно-меловые породы.

Осадочные породы хоперского горизонта сложены гетитовыми рудами, трепелами и опоками (иногда с линзами диатомитов в кровле), глиноподобными фосфоритами и глинами. Железные руды представлены жеодистыми или массивными землистыми разностями, местами обладают ленточной слоистостью, иногда имеют микроглобулярное строение (рис. 3, е). Они обогащены кремнеземом (содержание SiO₂ изменяется от 5 до 48%). Среди хемогенно-осадочных пород горизонта терригенные разности (линзы песков, алевролитов, гравия, иллит-сметкитовых глин) встречаются редко. Глиноподобные осадочные фосфориты хоперского горизонта пока плохо изучены и в настоящей статье не рассматриваются.

Метасоматиты (кремнистые, железистые, фосфатные), развитые по верхнемеловым карбонатным породам мощностью до 1—2 м, нередко слагают низы

хоперского горизонта [2, 14]. В фосфатных или кремнистых метасоматитах первичная структура карбонатных пород хорошо сохраняется. В гетитовых разностях она практически не улавливается, но отчетливо наблюдается здесь в пятнах опала, где видны окремненные раковины фораминифер.

Гетитовые метасоматиты (массивные землистые или жеодистые) слагают большую часть хоперских железных руд. В них часто наблюдается глыбово-щебнистая структура исходных обломочных карбонатных пород (покрывавших поверхность мел-мергельных отложений); иногда встречаются реликты писчего мела. Жеодистая структура возникла при метасоматическом замещении железом сильнотрещиноватых карбонатных пород субстрата. При этом выявлены следующие стадии формирования [9]: 1) гидроксиды железа заполняют трещины в мергеле или писчем мелу; 2) бурая корка разрастается внутрь куска и образует стенку жеоды, а изнутри порода разрушается и переходит в бурую рыхлую массу, формирующую ядро (с тонкими перегородками плотного железняка).

В кремниевых и фосфатных метасоматитах хорошо видны остатки микрофауны или ее контуры, сохраняются зерна кварца, полевого шпата и глауконита, образующие примесь в исходных породах; в железистых метасоматитах глауконит исчезает. В разрезе балки Дубрава процессы метасоматоза писчего мела привели к образованию трепеловидных пород, в которых микрофауна сохранилась лишь в фосфатизированных участках. В кровле сеноманских песков под хоперским горизонтом нередко встречаются песчаники с опаловым или гетитовым цементом, синхронные по времени образования метасоматитам.

Опалитовые дайки в карбонатных породах, подстилающих хоперский горизонт, за пределами участка Лобачи в разрезах, изученных авторами, не обнаружены, что можно объяснить плохой обнаженностью нижних частей разрезов. Однако присутствие здесь жил опалитов отмечают другие авторы [2].

Глинистый покров мощностью до 0,2 м, венчающий верхнемеловые карбонатные отложения и традиционно относящийся к реликтам латеритных кор выветривания, имеет широкое развитие на территории Воронежской антеклизы. Он наблюдается не только в основании хоперского горизонта, но прослежен и за пределами его развития под терригенными палеоэоценовыми морскими отложениями [2, 10, 18].

Глины, слагающие его, неслоистые, имеют преимущественно серый, зеленый, изредка бурый цвет. Местами они содержат обломки подстилающих карбонатных пород, нередко фосфатизированных, с остатками верхнемеловой фауны. В верхах глин часто проявляется горизонтальная слоистость, иногда отмечается обогащение алевролитовым материалом, что позволяет относить данные разности к продуктам ближнего перемива остаточных глин. При этом общая мощность глинистого чехла может возрастать до 0,5—1 м.

Результаты рентгеновского анализа глин

Местонахождение	Состав глин и сопутствующих минералов (фракция < 0, 001)	
	примесь в карбонатных породах	в глинистом покрове
У с. Рудня	Песчий мел: 1) смешанослойный смектит-иллитовый минерал (~30% межслоев слюдистого типа); 2) гидрослюда (~20% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов; 2 пробы	Верхний слой: 1) смектит; 2) гидрослюда (~15% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов; 2 пробы. Нижний слой: 1) смешанослойный смектит-иллитовый минерал (~40% межслоев слюдистого типа); 2) гидрослюда (20% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов; 1 проба
У с. Воробьевка	Песчий мел: 1) смектит; 2) гидрослюда (20% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов и гетита; 3 пробы	1) Смектит; 2) смешанослойный иллит-смектитовый минерал (~20–40% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов, в верхах слоя — гетита и кристобалита (вероятно, опал С-Т); 3 пробы
У хут. Нижний Соин	Мергель: 1) смектит (~10% межслоев слюдистого типа), гидрослюда (до 15% разбухающих межслоев), 3) примесь цеолитов и апатита; 1 проба	1) Смектит; 2) следы гидрослюды и примесь цеолитов
У хут. Бесплемянного	Мергель: 1) смешанослойный смектит-слюдистый минерал (~30% слоев слюдистого типа); 2) гидрослюда (~5% разбухающих межслоев); 3) примесь цеолитов; 1 проба	1) Смектит (10% межслоев слюдистого типа); 2) примесь гидрослюды (20% разбухающих межслоев) и цеолитов
В 5 км севернее с. Дробинка (в штольне оврага Крутенянского)	Песчий мел; 2 пробы	1) Смешанослойный смектит-иллитовый минерал (20–30% межслоев слюдистого типа); 2) примесь гидрослюды (~20% разбухающих межслоев) и цеолитов

Примечание. Разрезы у сел Рудня и Воробьевка расположены в основании сумской серии, остальные разрезы — в основании хоперского горизонта. Выявленные цеолиты имеют гейландит-клиноптилолитовый состав. Курсивом выделено число изученных проб.

Покровные глины прослеживаются также на дне или в бортах карстовых депрессий. Например, в карстовых рвах среди писчего мела, достигающих глубины 5–6 м и имеющих ширину 2–9 м, в 3 км севернее г. Калач, глины покрывают дно и отмечаются вдоль субвертикальных стенок. Внутренняя, нижняя часть этих депрессий заполнена карстовыми глинами с включениями фосфатизированных обломков писчего мела; в верхней части отмечаются блоки обрушения в карст перекрывающих палеогеновых песчаных пород. Здесь же зеленоцветная глина заполняет слепую карстовую полость (размером 1,7×0,5 м) в писчем мелу на глубине 3 м от его кровли.

Авторами изучен минеральный состав глин (табл. 4), слагающих нерастворимый остаток писчего мела (обработанного 10-процентной уксусной кислотой) и вышележащий глинистый покров (под верхнепалеоценовыми отложениями сумской серии), а также глин, развитых в основании хоперского горизонта. Все они представлены преимущественно смешанослойными иллит-смектитовыми или смектитовыми минералами при подчиненной роли гидрослюды. Из примесей присутствуют клиноптилолит, гейландит-клиноптилолит, иногда апатит, гетит, кристобалит и везиит.

Наши исследования (как и данные предшественников) позволяют отнести характеризующие глины к нерастворимым остаточным продуктам химического разрушения карбонатных пород. Вместе с тем вопрос о характере процессов, участвующих в их образовании, остается спорным. В соответствии с традиционной точкой зрения [2] эти глины возникли в нижней

части элювия латеритного типа, верхняя каолинит-гипсбитовая зона которого была эродирована и не сохранилась. Однако этому выводу противоречат многие факты.

Известно, что латеритный элювий, развитый на карбонатных породах, относят к образованиям терра-росса — глинистым красноцветным породам мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м (Г.И. Бушинский, 1978; Д. Бардоши, 1981), которые, по сути, являются латеритными почвами. В их составе преобладают иллит, вермикулит, монтмориллонит; в верхней части появляется примесь каолинита, гипсбита и нордстрандита. Содержание оксидов железа обычно меняется в диапазоне от 6–12 до 18%. В составе элювия, помимо нерастворимого остатка известняков, часто важную роль играют вулканический пепел и обломочный материал, поступающий с местных поднятий. На этом субстрате и формируется латеритный элювий.

Глинистый покров на юго-востоке Воронежской антеклизы отличается от красноцветных образований терра-росса зеленым цветом, наличием примеси цеолитов, низким содержанием оксидов железа (до 3–5%), отсутствием каолинит-глиноземистых минералов. Локально появляющиеся белые пятна и линзы галлуазита с примесью сульфатов возникли в результате эпигенетического преобразования покровных иллит-смектитовых глин сернокислыми растворами и не могут служить индикаторами латеритного процесса. В глинах отсутствуют также типичные для латеритного элювия комковатые текстуры, макро- и микро-

трещины (заполненные гидроксидами железа), следы корней, не встречаются гетит-гематитовые макро- и микроконкреции. В то же время в них часто наблюдаются ходы илоедов [2, 14].

Таким образом, главные признаки рассматриваемых глин (зеленый цвет; смектитовый или иллит-смектитовый состав; наличие цеолитов, неустойчивых в зоне гипергенеза; многочисленные ходы илоедов), по данным [21], не характерны для наземного элювия. Они позволяют сопоставить эти породы с глинистыми продуктами подводного выветривания (гальмиролиза) карбонатных отложений [21], которые могут представлять разновидность *sofigraund* (антипод образованный твердого дна — *hardgraund*).

Вместе с тем процессы подводного выветривания не объясняют возникновение покровных глин вдоль субвертикальных стенок карстовых депрессий или заполнение ими полостей внутри мергельно-меловых пород в слепом карсте. Вероятно, эти их разности являются остаточными продуктами растворения карбонатных пород эпигенетическими водами при процессах карстообразования. Последние наиболее активно проявлялись на рубеже мела и палеогена и вновь возобновились в неогене после регрессии моря [10]. Следовательно, покровные глины имеют разный возраст и формировались при участии процессов как гальмиролиза, так и эпигенеза.

Авторы не исключают возможность образования маломощного раннекайнозойского латеритного элювия за пределами юго-восточной части Воронежской антеклизы на ее более приподнятых центральных участках. Здесь на мергельно-меловых породах отмечено появление кирпично-красных латеритоподобных каолиновых глин мощностью 0,05—0,1 м [10].

Возраст хоперского горизонта. В юго-восточной части Воронежской антеклизы хоперский горизонт обычно залегает на туронском пшечем мелу или сеноманских песках и перекрывается песчаными отложениями нижнеэоценовой каневской свиты. В трепелах или опоках, слагающих его осадочный комплекс, иногда присутствуют редкие остатки диатомей и радиолярий, обычно плохой сохранности. Местами в

кровле горизонта появляются линзы диатомитов. В одной из них на горе Маяк (у хут. Бесплемянного, правобережье Хопра) Э.П. Радионова установила присутствие остатков позднепалеоценовых диатомей [14]. В низах горизонта из верхней части опалитовой дайки обнажения I В.А. Крашенинниковым определены фораминиферы танетского возраста (*Planoralites pseudomenardii* — индекс-форма зоны P₄). Основываясь на этих данных и дополнительно привлекая приведенные выше датировки О.А. Корчагина (по фораминиферам) из окремненных известняков, встреченных в основании разреза хоперского горизонта, а также учитывая залегание его пород под нижнеэоценовыми отложениями каневской свиты, можно считать, что формирование парагенеза происходило в танетское время.

Известно также, что в кремнистых, железистых и фосфатных метасоматитах хоперского горизонта, а также в покровных глинах нередко встречаются остатки позднемеловой фауны. Последняя позволяет датировать возраст исходных карбонатных отложений, но не время образования из них подводного глинистого элювия либо метасоматитов. Основная масса последних сформировалась синхронно с образованием хемогенно-осадочного комплекса пород.

Заключение. Особенностью переходных слоев мела и палеогена является появление на ряде участков в юго-восточной части Воронежской антеклизы сложного парагенеза пород, именуемого хоперским горизонтом, мощность которого достигает 5—8 м. В его строении принимают участие куполовидные, линзовидно-пластовые, карстовые тела, образующие генетически различные комплексы пород: 1) хемогенно-осадочные (гетитовые руды, трепелы, опоки, фосфориты); 2) метасоматиты по карбонатным породам (гетитовые, опалитовые, фосфатные); 3) глинистые продукты гальмиролиза и эпигенеза верхнемеловых карбонатных отложений. В основании горизонта присутствуют также опалитовые дайки, обозначающие каналы циркуляции восходящих термальных растворов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 04—05—64045.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аскоченский Б.В. Бокситизация верхнемеловых отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 3. С. 65—73.
2. Аскоченский Б.В., Семенов В.П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973.
3. Архангельский А.Д. К вопросу об условиях образования хоперских железных руд // Бюл. МОИП. 1933. Т. XI, вып. 1. С. 72—77.
4. Басков Е.А., Суриков С.Н. Современные гидротермальные рудообразующие системы вулканических и осадочных комплексов Африкано-Аравийского рифтового пояса // Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. СПб., 1999. С. 80—82.
5. Басков Е.А., Суриков С.Н., Петров В.В. Основные особенности химического состава и металлоносности пилротерм в областях современного молодого вулканизма. Вулканогенно-осадочное рудообразование. СПб., 1992. С. 19—20.
6. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А. и др. Текстуры и структуры руд. М., 1958.
7. Бобров В.Т. Осадочные высокоглиноземистые породы мезозоя Русской платформы // Кора выветривания Русской платформы и их рудоносность. М., 1982. С. 111—148.
8. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепро-Донецкой впадины. М., 1954.
9. Годлевский М.Н. Материалы по минералогии бурых железняков Хоперского района. М.; Л., 1932.

10. Дубянский А.А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. XV, вып. 4. С. 297—323.
11. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М., 2000.
12. Колотов Б.А. Гидрогеохимия Zn, Au, Ti в зоне гипергенеза рудных районов. М., 1997.
13. Лисицин А.П. Эндогенные вещества, рудообразование и гидротермы дна океана // Вулканогенно-осадочное рудообразование. СПб., 1992. С. 123—128.
14. Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г., Бабушкин Д.А. Минеральные парагенезы и генезис пород хоперского горизонта (палеоцен, Восточно-Европейская платформа) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 79—95.
15. Общая химия / Ред. Е.М. Соколовская, Л.С. Гузей. М., 1989.
16. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М., 1968.
17. Платонов Н.Х. Геологическое строение Хоперского района. М., 1958.
18. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965.
19. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., 1985.
20. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., 1947.
21. Фролов В.Т. Определение выветривания и генетические типы подводного элювия // Новое в современной литологии. М., 1981. С. 14—18.
22. Фролов В.Т. Был ли вулканизм на Русской плите в кайнозое? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 95—99.
23. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., 1973.
24. Холодов В.Н., Реймов М.Р. К проблеме происхождения железисто-кремнистых трубоподобных тел в Приаралье // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 476—492.
25. Шамрай И.А., Орехов С.Я., Кохановский П.П. Осадочные мел-палеогеновые цеолиты юга Русской платформы и их гипергенные изменения // Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов, 1972. С. 10—19.
26. Штеренберг Л.Е., Васильева В.Г. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 2. С. 195—205.

Поступила в редакцию
10.02.2004

УДК 553.2 : 553.41

Н.Н. Шатагин, С.Х. Тека

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕГАДЕМБИ И САКАРО (ЮЖНАЯ ЭФИОПИЯ)

Кварц-золоторудные месторождения Легадемби и Сакаро расположены среди метаморфических пород Арабско-Нубийского щита на юге Эфиопии. Эти породы слагают узкую ленту внутри Мозамбикского пояса гнейсов и представляют собой остатки офиолитов островных дуг, сформировавшихся в течение неопротерозойского вилсоновского цикла. Горные породы метаморфизованы до уровня высоких ступеней зеленых сланцев — низких ступеней амфиболитовых фаций, позже они подверглись ретроградному метаморфизму зеленосланцевых фаций и тектоническим деформациям.

Упрощенный разрез месторождения Легадемби снизу вверх: узловатые гранитогнейсы, кварц-серицитовые сланцы, тальк-тремолит-актинолитовые сланцы, кварц-биотит-актинолит-тальковые сланцы, графитизированные кварцево-сланцевые сланцы, амфиболиты. Кварцевые жилы и зоны окварцевания в основном сосредоточены в толще кварц-биотит-актинолит-тальковых пород. Простираемость рудоносной зоны север-северо-западное. Кварцевые жилы, как и все остальные метаморфические образования, падают на запад-юго-запад под углами 60—65°.

На месторождении Сакаро, расположенном в 5 км к югу от месторождения Легадемби, кварцевые жилы и линзы метаморфических пород имеют субмеридиональное простираение и углы падения от 60 до 70° в западных румбах. Здесь главную роль в разрезе играют метаосадочные породы, графит-мусковитовые и актинолитовые сланцы и амфиболиты.

Мы изучали флюидные включения в кварце из обоих золоторудных месторождений Легадемби и Сакаро. Сразу же отметим, что по зернистости кварца, деформированности его зерен, набору включений, их фазовому составу и морфологии включений оба месторождения можно рассматривать как две части единого целого. Их отличия столь несущественны, что включения из обоих месторождений описываются вместе.

Для флюидных включений обоих месторождений характерны следующие признаки: большую роль играет углекислота; морфологическое разнообразие; широко присутствуют природно декрепитировавшие включения. Нами выделяется 5 основных типов включений, три из них делятся на подтипы — разновидности.

Тип I. Первичные, жидкие углекислотные включения.

Это первичные включения, формировавшиеся, по классификации Н.П. Ермакова [1—3, 6], в плоскостях граней роста кварца. Естественным образом выделяются две разновидности таких включений: чисто

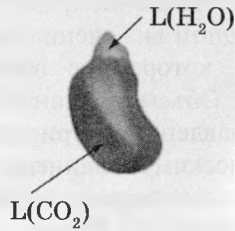


Рис. 1. Включение жидкой углекислоты — $L(CO_2)$ — с небольшим количеством воды — $L(H_2O)$

жидкие включения CO_2 и включения жидкой CO_2 с одной или несколькими твердыми фазами.

Тип Ia. Включения жидкой углекислоты. Эти включения имеют овальную, слегка вытянутую форму (напоминают бобы). Их размер по длинной оси варьирует в пределах 10—30 мкм. Встречаются чисто углекислотные включения, но чаще всего, присмотревшись, можно увидеть тоненькую каемочку воды (рис. 1). На CO_2 обычно приходится 90—95% объема включения. Температура гомогенизации не установлена, так как включения взрываются до исчезновения фазовой границы.

Тип Ib. Комбинированные включения: кристаллы минералов + жидкая CO_2 . Этот тип включений вообще не упоминается нашими предшественниками [7, 10], хотя эти включения необычайно важны для расшифровки генезиса кварцевых жил. Включения представляют собой комбинацию одного или нескольких кристаллов с углекислотным жидким включением (рис. 2). Общий размер включения определяется размерами кристаллов минералов и достигает 50—70 мкм. Капля жидкой CO_2 почти всегда в несколько раз меньше кристалла минерала. Ясно, что такой большой кристалл (по сравнению с каплей) не мог вырасти из флюидного включения, которое в несколько раз меньше.

Самым распространенным минералом в описываемых составных включениях (90% случаев) являются амфиболы ряда тремолит—актинолит. Они встречаются в виде удлинённых пластинок или листочков, бесцветных или слегка окрашенных в зеленоватый цвет, с углом погасания в скрещенных николях 17—25°. Реже встречаются листочки хлорита или лейсты альбита. Изредка можно обнаружить ромбоэдры кальцита или кубики галита. Довольно часто в кварц от включения отходят иголки рутила.

Вслед за Н.П. Ермаковым [2] такие чужеродные включения мы относим к типу “присыпок”. Скорее всего они образовались путем оседания актинолита, тремолита и ассоциирующих с ними минералов на грани роста кварца. Оседая, пластинки минералов захватывали прилипавшие к ним капли CO_2 . Жидкие включения углекислоты — это то, что объединяет включения подтипов Ia и Ib. Количество жидкой CO_2 резко преобладает над количеством воды. Вода обнаруживается во включении в виде тонких пленок и

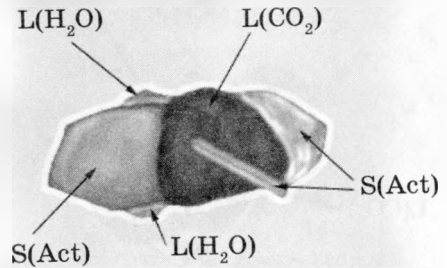


Рис. 2. Комбинированное включение: несколько пластинок актинолита $S(Act)$ + капля жидкой углекислоты $L(CO_2)$

каемок, она занимает не более 10% объема флюидной части включения.

Не достигая при нагреве температуры гомогенизации, включения разгерметизируются. Такая декрепитация происходит при температуре от 200 до 300°C, как и в подтипе Ia.

Тип II. Первичные, двухфазовые углекислотно-водные включения. Этот тип включений очень похож на подтип Ia. Включения также продолговатые, овальные, но по размеру чуть мельче — размеры редких включений превышают 20 мкм в длину. Главное отличие второго типа включений состоит в том, что в них резко увеличивается объемная доля воды, т.е. воды и жидкой углекислоты во включении оказывается примерно поровну — от 40 до 60% (рис. 3). Иногда появляется газовый пузырек, доля которого не превышает 10%. Температура гомогенизации включения, если ее удастся достичь без его разгерметизации, варьирует от 325 до 390°C при средней температуре около 350°C.

Тип III. Трехфазовые углекислотно-водные включения. **Тип IIIa. Овальные трехфазовые включения.** Эти включения похожи на включения предыдущего типа, отличаясь от них обязательным присутствием газового пузырька и его большей объемной долей. Усредненная формула этих включений такова: жидкая вода (30—40%) + жидкая углекислота (30—40%) + углекислый газ (30—40%). Температура полной гомогенизации включений изменяется в пределах 300—350°C, средняя 320°C.

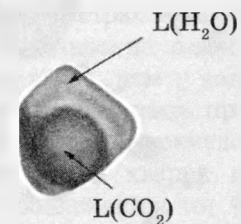


Рис. 3. Двухфазовое углекислотно-водное включение $L(CO_2)$ — $L(H_2O)$

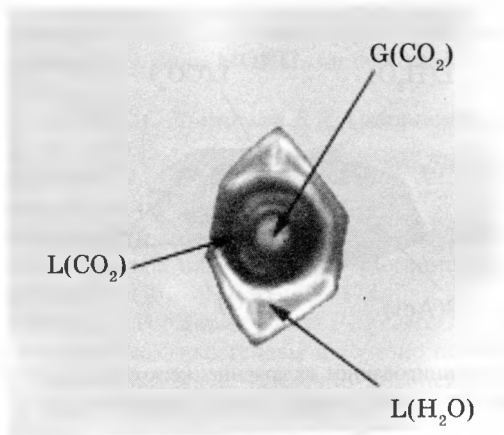


Рис. 4. Трехфазовое углекислотно-водное включение с отрицательной кристаллографической огранкой: $L(H_2O)$ — жидкая вода; $L(CO_2)$ — жидкая углекислота; $G(H_2O)$ — углекислота в виде газа

Тип IIIб. Трехфазовые включения с отрицательной огранкой. Эти включения также состоят из 3 фаз: жидкая вода (30—40%) + жидкая углекислота (30—40%) + углекислый газ (20—30%). Размер включений (15—25 мкм) и соотношение фаз такое же, как и у предыдущего подтипа. Единственное, что отличает эти включения, — они имеют отрицательную кристаллографическую огранку (рис. 4).

Тип IV. Природно-декрепитированные включения. Для метаморфических образований характерно наличие растрескавшихся, взорвавшихся включений. Они взрываются от избыточного давления внутри включений по мере снижения внешнего давления при подъеме горных пород к дневной поверхности. Отметим, что Д. Толесса [10] упомянул об этих включениях, но не придал им большого значения.

Тип IVа. Кластеры декрепитации флюидных включений. В природе горная порода находится под всесторонним давлением, поэтому избыточное давление во флюидном включении лишь приоткрывает микротрещину, которая не обязательно достигает границы зерна. Объем трещины будет возрастать до тех пор, пока давление внутри трещины не сравняется с гидростатическим давлением. С этого момента трещина начнет заживать с образованием новых флюидных включений [5]. Резкое вскрытие ранних включений, сопровождаемое залечиванием зерна вокруг лопнувшего включения, приводит к формированию трехмерных фигур, так называемых кластеров декрепитации, напоминающих, по мнению М. Крофорда и Л. Холлистера [4], вспышку сверхновой звезды.

Действительно, картина взрыва включения (рис. 5) сравнима со вспышкой сверхновой. Интересно, что после взрыва образуются дочерние включения с самым разным фазовым составом. Так, на рис. 5 цифрами помечены следующие разновидности включений: жидкие, водные (J_B); газово-водные ($J_B + \Gamma_B$); жидкие, водно-углекислотные ($J_B + J_Y$); трехфазовые газово-жидкие ($J_B + J_Y + \Gamma_Y$) со сравнительно большим пузырьком; трехфазовые с маленьким “бегающим” пузырьком ($J_B + J_Y + \Gamma_Y$), где газа обычно меньше 10%.

Таким образом, большое разнообразие включений в кварце на месторождениях Легадемби и Сакаро и нахождение рядом включений с разными фазовыми соотношениями объясняются несколькими генерациями флюидных включений, появившихся в результате нескольких эпизодов растрескивания включений.

Тип IVб. Включения “оскольчатой” формы. Сразу после взрыва для материнского взорвавшегося вклю-

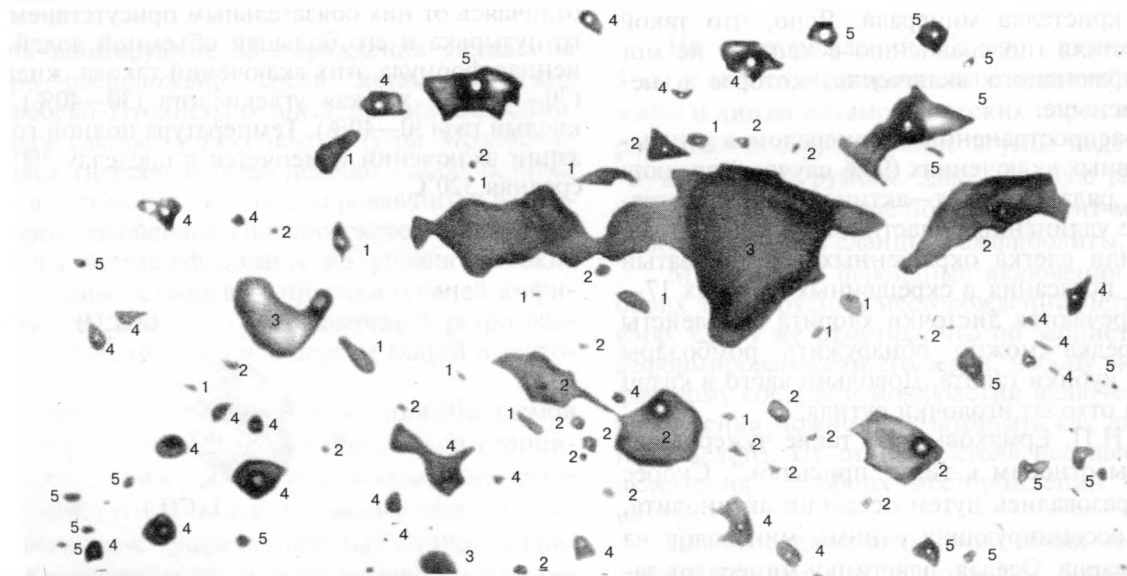


Рис. 5. Кластер декрепитации — материнское взорвавшееся включение в окружении мелких дочерних включений. Цифрами обозначены следующие разновидности включений: 1 — однофазовое жидкое водное включение; 2 — двухфазовое газово-жидкое водное включение; 3 — двухфазовое жидкое включение: жидкая H_2O + жидкая CO_2 ; 4 — трехфазовые газово-жидкие включения: жидкая H_2O + жидкая CO_2 + газовая CO_2 (до 40%); 5 — трехфазовые газово-жидкие включения с “бегающим” газовым пузырьком: жидкая H_2O + жидкая CO_2 + газовая CO_2 (< 10%)

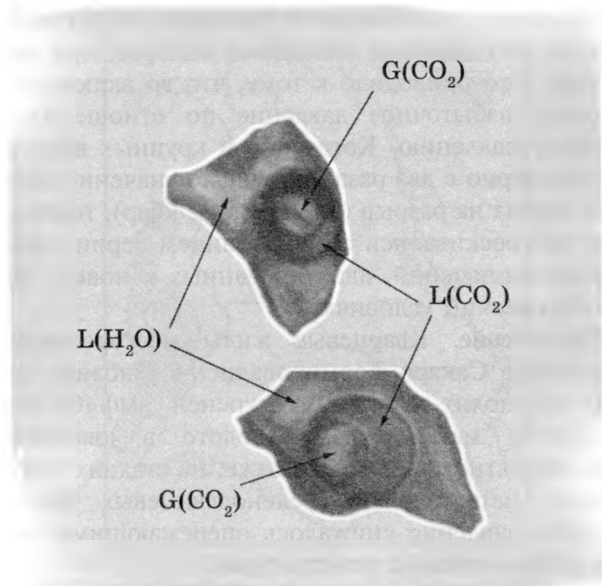


Рис. 6. Трехфазовые включения оскольчатой формы. Обозначения см. на рис. 4

чения характерна сложная, лапчатая форма. Более мелкие дочерние включения отличаются оскольчатыми и серповидными формами (рис. 6). Увидеть кластер декрепитации в полном виде “взрыва сверхновой” — большое везение для наблюдателя, так как трещина, вмещающая “созвездие”, должна оказаться точно перпендикулярной оптической оси микроскопа. При любом наклоне плоскости трещины по нескольким включениям очень сложно увидеть, что это кластер. Включения оскольчатой, серповидной или другой остроугольной формы свидетельствуют о том, что они, возможно, входят в какой-то кластер декрепитации. Кроме того, “острые углы” показывают, что включение молодое и все углы еще не успели скруглиться.

Тип IVв. Включения с вытянутыми “хвостиками” и “клювиками”. Более ранние включения достаточно быстро округляются, но у многих из них остаются своеобразные “хвостики” и “клювики” (рис. 7) — еще не затянувшиеся “острые углы”, это свидетельствует о том, что они тоже относятся ко вторичным включениям, появившимся в результате природной декрепитации крупных ранних флюидных включений.

Тип V. Двухфазовые газовой-водные включения. Газовой-водные двухфазовые включения относятся к явным вторичным включениям, так как приурочены к заросшим трещинам и границам зерен. Значительная часть этих включений, вероятно, возникла после серий взрывов ранних включений. На снимке кластера декрепитации ясно видно, что часть образующихся включений относится именно к этой разновидности вакуолей.

Термодинамические параметры минералообразования. В результате анализа флюидных включений установлена следующая последовательность их формирования: однофазовые углекислотные → двухфазовые

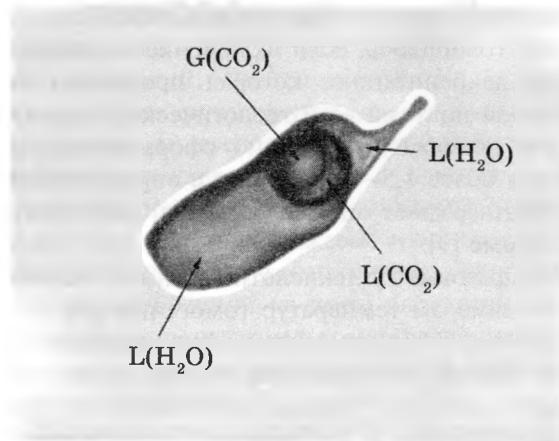


Рис. 7. Морфологическая разновидность трехфазового, газовой-жидкого включения с “хвостиками” и “клювиками”. Обозначения см. на рис. 4

водно-углекислотные → трехфазовые водно-углекислотные → большая часть двухфазовых водных.

Обе разновидности однофазовых углекислотных включений (жидкие, а также жидкие, слипшиеся с минералами “присыпками”) относятся к ранним, сингенетичным с кварцем включениям. При нагреве они не успевают гомогенизироваться и трескаются. Если эту температуру декрепитации (около 200°C) условно принять за температуру гомогенизации, то по номограммам П. Брауна и В. Лэмба [8, 9] для плотности фазы CO₂, равной 1 г/см³, мы получим значение давления, которое составляет чуть меньше 2 кбар.

Ранним углекислотным включениям присуща одна особенность, о которой придется сказать особо: они почти безводны. Это удивляет не только нас, но и многих других исследователей флюидных включений в метаморфических образованиях (см. об этом у М. Крофорда и Л. Холлистера [4]). Куда девалась вода? Кварц мог кристаллизоваться только из воды, а ее практически нет. Существует несколько объяснений этого парадокса. Рассмотрим одно из них.

Флюид гетерогенен, он состоит из двух несмешивающихся жидкостей — CO₂ и H₂O. При росте кристаллов кварца мелкие капли несмешивающейся CO₂ могут прилипнуть к поверхности роста и захватываться кристаллом как “примесь”, тогда как водная фаза, смачивающая эту поверхность, будет оставаться перед фронтом роста. При параметрах метаморфизма (температура выше 200°C, давление около 2 кбар или выше) плотность CO₂ выше, чем у воды. Несмешивающиеся фазы могут разделяться при подъеме за счет разницы в их плотности. Углекислота будет “выпадать” на растущие грани кварца как “осадок”. Может быть, этим и объясняется то, что указанные фазы ассоциируют с материалом присыпок — актинолитом, тремолитом и альбитом, которые тоже выпадают на растущие поверхности под действием силы тяжести.

Некоторые самые крупные включения жидкой CO₂ испытали природную декрепитацию. В отличие от каких-то других включений, которые “разлетаются вдребезги”, они своеобразно теряют герметичность,

выбрасывая в сторону один или два извилистых рукава. Как уже говорилось, если включение испытало природную декрепитацию, которая произошла скорее всего из-за подъема всей геологической структуры к дневной поверхности, то оно сформировалось при давлении более 1,5–2 кбар. Это в определенной степени подтверждает оценку давления, полученную по номограмме [9].

Двухфазовые углекислотно-водные включения, судя по замерам температур гомогенизации (в среднем 350°C), сформировались при давлении почти 4 кбар. Значит, на начальных стадиях параметры образования кварца — температура и давление — повышались. А. Билай и Д. Толесса [7, 10] считали, что вся кварцевая жила сформировалась на стадии ретроградного метаморфизма. Данные изучения первичных ранних включений противоречат этому мнению.

Только следующие включения, по ряду признаков являющиеся вторичными, образовывались на ста-

дии снижения температуры и давления, но тогда получается, что давление снижалось быстрее, чем температура. Это приводило к тому, что во включениях нарастало избыточное давление по отношению к внешнему давлению. Когда оно в крупных включениях примерно в два раза превышало значение прочности кварца на разрыв (около 1,5–2 кбар), то включения растрескивались с образованием серии новых дочерних включений, адаптированных к новым термодинамическим условиям.

Заключение. Кварцевые жилы месторождений Легадемби и Сакаро формировались в условиях тремолит-актинолит-тальковых ступеней амфиболитовой фации метаморфизма. Золото в кварцевых жилах, вероятно, появилось позже, на стадиях ретроградного метаморфизма зеленосланцевых фаций. При этом давление снижалось опережающими темпами по сравнению с температурой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972.
3. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., 1979.
4. Крофорд М.Л., Холлистер Л.С. Природа метаморфических флюидов по данным изучения флюидных включений // Взаимодействие флюид — порода при метаморфизме / Под ред. Дж. Уолтера и Б. Вуда. М., 1989. С. 9–48.
5. Леммлейн Г.Г. Образование жидких включений в минерале и их применение в геологической термометрии // Геохимия. 1956. № 6. С. 630–642.
6. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2 т. М., 1978.
7. Billay A.Y. Gold mineralization at Lega Dembi and Sacaro in Megado Greenstone Belt. Southern Ethiopia // Auflage Aachen. Mainz, 1998.
8. Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.
9. Brown P.E., Lamb W.M. Mixing of H₂O—CO₂ in fluid inclusions; geobarometry and frchean gold deposits // Geoch. et Cosmochim. Acta. 1986. Vol. 50. P. 847–852.
10. Tolessa, D. The geology, geochemistry and genesis of Legadembi and Moyale gold deposits, Southern Ethiopia // Braunschweiger Geowiss. 1999. Arb. 23.

Поступила в редакцию
13.04.2004

УДК 552.5:553.96

Е.Е. Карнюшина, Н.А. Коробова, А.Л. Корзун

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ВЕРХНЕЮРСКОГО ПЛАСТА ПОТАНАЙСКОЙ НЕФТЕНОСНОЙ ПЛОЩАДИ (Западная Сибирь)

Успешные разведка и доразведка нефтегазовых месторождений, залежи которых приурочены к литологическим ловушкам, связаны с прогнозом проницаемых седиментационных геологических тел. Генетическая идентификация и прогноз таких объектов требуют проведения крупномасштабных исследований, основанных на изучении цикличности, текстур, вещественного состава отложений и выявлении литофаций с последующим построением се-

диментационных моделей [4]. Такие исследования были проведены для продуктивного верхнеюрского пласта Ю₁² абалакской свиты на Потанайской нефтеносной площади, расположенной на северо-востоке Шаимского вала, входящего в состав Приуральской нефтегазоносной области Западно-Сибирского бассейна (рис. 1).

Методика работ и интерпретация полученных результатов базировались на опыте седиментологичес-

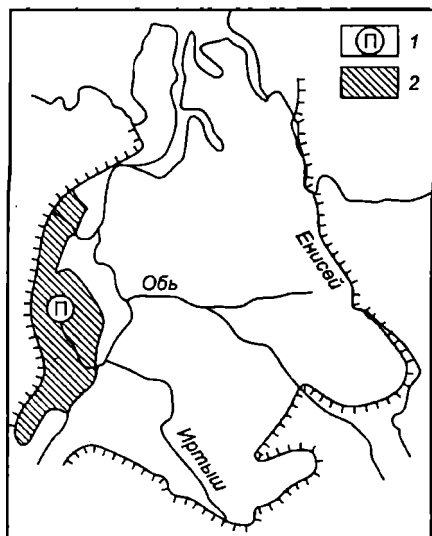


Рис. 1. Схема расположения площади исследования [2]: 1 — Потанайская площадь; 2 — Приуральская нефтегазоносная область

ких исследований, изложенных в ряде известных публикаций [1—3, 5—8].

Абалакская свита оксфорда—кимериджа суммарной мощностью до 30 м залегает с размывом на ниже-среднеюрских отложениях тюменской свиты либо трансгрессивно перекрывает кору выветривания доюрского комплекса (рис. 2). Изучена эта свита по керну 15 разведочных скважин. Продуктивный пласт Ю₁² толщиной 4—15 м выделяется в нижней части свиты, ее верхняя часть относится к пласту Ю₁¹. В строении изученного пласта преобладают песчаники, алевролиты, ритмиты песчано-алевролитового и алевролитово-песчаного состава. Грубообломочные и карбонатно-терригенные породы имеют подчиненное значение. По соотношению основных типов пород и с учетом процентного содержания песчаников (П, %) для пласта Ю₁² выделены следующие литофации: грубообломочная, гравийно-песчаная, существенно песчаная, песчаная, алевропесчаная, песчано-алевритовая, алевритовая и карбонатно-терригенная. Терригенные образования по составу породообразующих компонентов относятся к олигомиктовым разностям и грауваккам (рис. 3).

Литофации

В западной части площади прослежены грубообломочная, гравийно-песчаная, песчано-алевритовая и алевритовая литофации (рис. 4).

Грубообломочная литофация (П<10%) описана в верхней части интервала 2109—2118 м скважины 104. Это нефтенасыщенные трещиноватые конглобрекчии, брекчии и гравелиты суммарной толщиной 3,1 м, залегающие выше выветрелых поликомпонентных метабрекчий доюрского комплекса.

Снизу вверх в составе пласта Ю₁² наблюдаются три циклита:

— 1-й циклит (вскрыто 0,7 м) сложен в основании конглобрекчиями (0,55 м) из продуктов перемыва юрских отложений. Их прямоугольные фрагменты (3×4 см) и более крупные угловатые обломки имеют серые окраски и представлены крупнозернистыми олигомиктовыми алевролитами с обильным содержанием углефицированных растительных остатков. Выше залегают желтовато-бежевые гравелиты (0,15 м). Они содержат материал дезинтегрированных поликомпонентных метабрекчий из коры выветривания, и в частности обломки выветрелых метапесчаников с размерами до 1 см с характерными для этих образований сферолитами сидерита;

— 2-й циклит редуцирован и представлен брекчиями толщиной 0,4 м, нефтенасыщенность которых усиливается вниз по разрезу. Брекчии состоят из обломков с размерами от 1×2 см и более песчаников желтовато-серых и серых, мелкозернистых, гравелистых, насыщенных витринитизированными растительными остатками и биотурбированных;

— 3-й циклит вскрытой толщиной 1 м состоит из трех элементов. Нижний элемент циклита (эц) толщиной 0,5 м представлен брекчиями из крупных обломков желтовато-серых алевропесчаных пород (длина обломков 5—7 см, диаметр соизмерим с поперечным сечением зерна либо превосходит его, т.е. более 7 см). Заполнителем служит песчаный разнозернистый материал, образующий затеки шириной от 0,5 до 1,5 см. В брекчиях встречаются крупные обломки углефицированных древесных стволов, покрытых пленками битума с ореолами окисления. Средний эц (0,15 м) — конглобрекчии из фрагментов (от 1×2 см до видимой ширины 6 см в поперечнике) коричнево-бежевых разнозернистых гравелистых биотурбированных песчаников. Конглобрекчии практически не содержат заполнителя, нарушены через 3—5 см трещинами шириной до 1 мм. Межобломочное пространство и трещины заполнены нефтью. Верхний эц (0,35 м) — гравелиты кварцево-граувакковые серые, с полого наклоненными белесыми линзами, обогащенными кварцем и каолинитом.

Гравийно-песчаная литофация (П=90—80%) руслового генезиса выделена в разрезе скважины 100. Пласт Ю₁² имеет здесь толщину 6,9 м, но вынос зерна составляет менее 50% вследствие слабой уплотненности практически бесцементных гравийно-песчаных нефтеносных пород, изобилующих битумными пленками и вскрытых в верхней части интервала 2117—2124 м (I пачка) и в нижней половине интервала 2110—2117 м (II и III пачки).

I пачка вскрытой толщиной 1,3 м сложена гравийно-песчаными циклитами, среди которых только верхний из них толщиной 0,5 м относительно полно охарактеризован зерном.

В основании пачки на каолинитизированной доюрской коре выветривания залегают по резкой неровной границе бурые гравелиты с обильной примесью углефицированных растительных остатков. Гравелиты

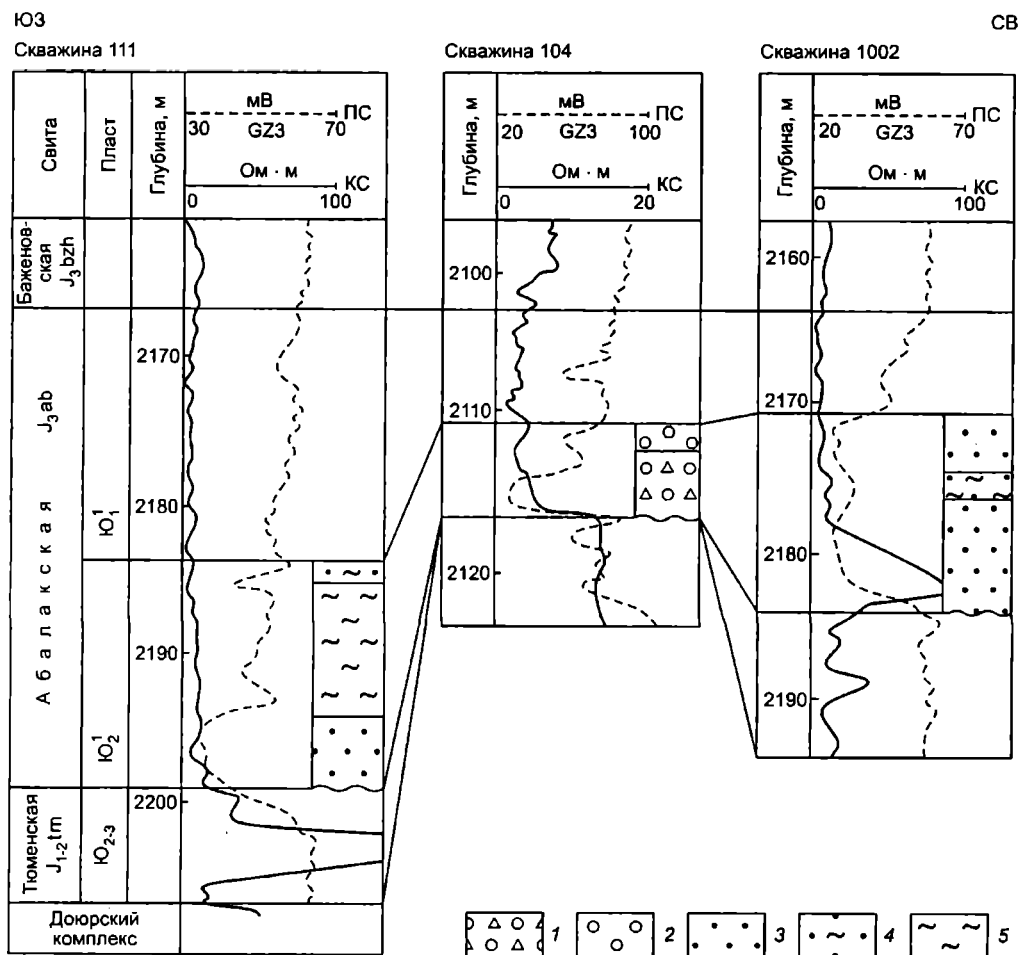


Рис. 2. Схема сопоставления пласта Ю₁² по линии I—I: 1 — конглобрекции и брекчии; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — ритмиты алевролитово-песчаные и песчано-алевролитовые; 5 — алевролиты. Направление линии сопоставления скважин см. на рис. 4

состоят из угловатых и полуокатанных зерен (с размерами до 2—3 мм) кварца, кварцитов и обломков измененных выветриванием метаморфических пород. Количество крупно-среднезернистого песчаного, существенно кварцевого заполнителя достигает 50%. Цементируется обломочный материал хорошо окристаллизованным каолинитом. Таким образом, базальные гравелиты наследуют минеральные компоненты доюрского комплекса и тюменской свиты.

Выше по разрезу появляются более окатанные зерна кварца, их размер постепенно уменьшается. В верхней половине пачки описаны мелкозернистые олигомиктовые песчаники с порово-пленочным цементом (до 10%) хлорит-каолинитового состава. В отдельных порах наблюдаются аутигенный кристаллический кальцит и пирит.

II пачка (вскрыто 1,1 м) и III пачка (вскрыт 1,0 м) имеют существенно песчаный состав с тенденцией к убыванию медианного диаметра зерен вверх по разрезу. В кровле II пачки залегают косослоистые гравелиты (вскрыто 0,03 м), заполняющие врез в подстилающих линзовидно-косослойчатых песчаниках. Гравелиты содержат обильные включения фрагментов из разрушенных угольных пластов тюменской свиты и остатки углефицированных стеблей растений.

Песчано-алевритовая литофаза (П до 30%) имеет признаки, характерные для обстановки формирования прирусловых валов. В скважине 111 эти признаки отражены в строении I, II и III пачек (интервалы 2196—2201, 2190,3—2195,3 м и нижняя часть интервала 2183,4—2187,7 м соответственно).

I пачка состоит из одного крупного циклита вскрытой толщиной 3,55 м. Нижний эц (0,5 м) — песчаники, залегающие на темно-серых алевроглинистых пойменных отложениях тюменской свиты по неровной границе с признаками размыва. Косая слоистость песчаников подчеркивается сменой окраски снизу вверх от желто-бежевой (0,2 м) до различных оттенков серого цвета в слойках, чередующихся через 2—3 см (до 7 см). Внутри них косые разнонаправленные средне- и мелкозернистые песчаные пропластки (толщиной в несколько миллиметров) образуют перекрестно-косослойчатые парные серии.

Состав песчаников олигомиктовый, для преобладающего в нем кварца характерны угловатые, нередко гипидиоморфные зерна. Отмечены следы регенерационных каемок, которые корродированы пиритизированным битумом, заполняющим поры диаметром 0,1—0,12 мм.

Верхний эц (3,05 м) — алевролитово-песчаные ритмиты, состоящие из горизонтального и волнисто-линзовидного чередования желто-серых мелкозернистых песчаников (по 3—4 см) и буровато-серых разнозернистых алевролитов (по 1—1,5 см). Внутренняя текстура некоторых из этих слоев перекрестная косослойчатая. На плоскостях напластования иногда наблюдаются скопления и отпечатки тонких фрагментов углефицированных растительных тканей.

Песчано-алевролитовые ритмиты имеют олигомиктовый состав, содержат прерывисто регенерированные зерна кварца, обладают гидрослюдистым пленочным цементом в количестве не больше 10%, в единичных случаях отмечен каолинит.

II пачка вскрытой мощностью 4,5 м состоит из четырех существенно алевритовых циклитов толщиной 1—1,5 м. Их толщина увеличена за счет более крупных средних и верхних элементов циклитов, представленных алевролитово-глинистыми ритмитами. Для последних характерны брекчированность и многочисленные зеркала скольжения, связанные с оползанием и биотурбацией отложений в процессе седиментогенеза.

В составе терригенных отложений этой пачки уменьшается количество кварца, увеличивается доля полевых шпатов и обломков пород, среди которых значительна примесь перетолженных фрагментов ритмитов из подстилающих одновозрастных отложений. В составе цемента помимо преобладающего каолинита отмечается аутигенный сидерит, который нередко образует микроконкреции.

III пачка вскрытой мощностью 1,95 м представлена трехчленным циклитом с желто-бурными косослоистыми песчаниками (в основании вскрыто 1,2 м), которые перекрыты размытыми в кровле песчано-алевролитовыми ритмитами (0,3 м). На их размытой поверхности залегают алевролитово-глинистые сероцветные ритмиты (0,6 м), которые рассматриваются как образования заиливающегося прируслового вала.

Песчаники наиболее крупных нижних эц имеют открытую пористость ($P_{от}$) 17—21%, их максимальный коэффициент проницаемости ($K_{пр}$) достигает 70 мД. В ритмитах верхних пачек пористость составляет 10—19%, $K_{пр}$ изменяется от 0,1 до 1,1 мД.

Алевритовая литофация (П до 20%) выделена в скважине 114 по характерным особенностям разреза, вскрытого в интервале 2152—2157 м, где выход керна составил 4,6 м. В нижней части интервала на ожелезненные породы доюрской коры выветривания по неровной границе налегают отложения абалакской свиты. В них снизу вверх выделены две пачки.

I пачка мощностью 2,3 м сложена разнозернистыми алевролитами, цвет которых изменяется от корич-

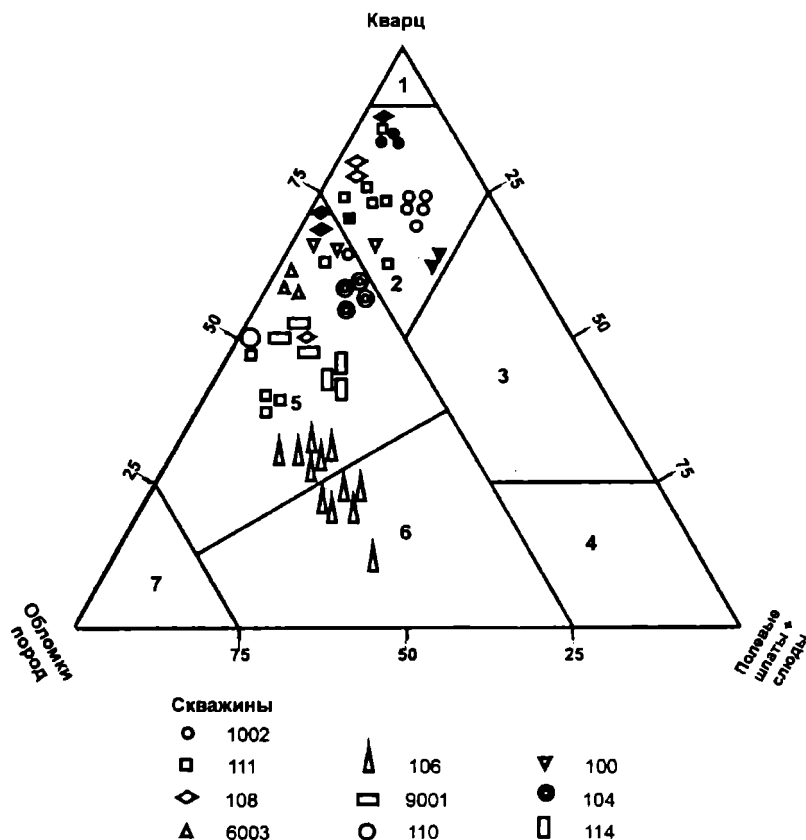


Рис. 3. Классификационная диаграмма обломочных пород пласта Ю₁²: знаками с черной заливкой показаны нефтесодержащие разности. Поля диаграммы и соответствующие группы обломочных пород, по [9]: 1 — кварцевые; 2 — олигомиктовые; 3 — аркозовые; 4 — полевошпатовые; 5 — кварцевые граувакки; 6 — полевошпатовые граувакки; 7 — собственно граувакки

невато-серого с вишневым оттенком в основании пачки до серого и светло-серого вверх по разрезу. Пачка состоит из двух циклитов:

— 1-й циклит (1,82 м) сложен преимущественно крупнозернистыми алевролитами нижнего эц. Они содержат примесь гальки с размерами от 1×1 до 3,5×2 см и гравия с диаметром 2—3 мм. Грубообломочный материал представлен катаклазированным кварцем и измененными породами коры выветривания. Текстуры разности алевролитов — горизонтальные и косолинзовидные — переслаиваются через 0,15—0,7 м. Разности с горизонтальными текстурами содержат на плоскостях напластования отпечатки стволов кустарниковых растений и листьев, углефицированный детрит, нередко пиритизированный. Текстуры нарушены ходами илоедов и следами оползания осадка, на поверхностях слоев наблюдаются карманообразные врезы. Алевролиты по составу относятся к кварцево-граувакковым разностям с поровым полиминеральным глинистым цементом (до 30%). Верхний эц (0,12 м) — аргиллиты с горизонтальной слоистостью, они залегают по ровной четкой границе;

— 2-й циклит (0,38 м) является редуцированным, представлен сероцветными кварцево-граувакковыми алевролитами.

II пачка мощностью 1,7 м состоит из двух циклитов:

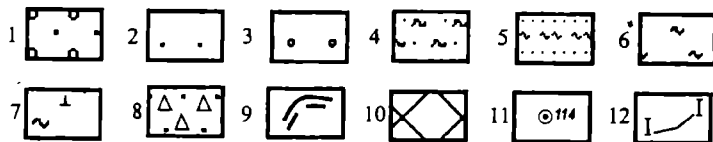
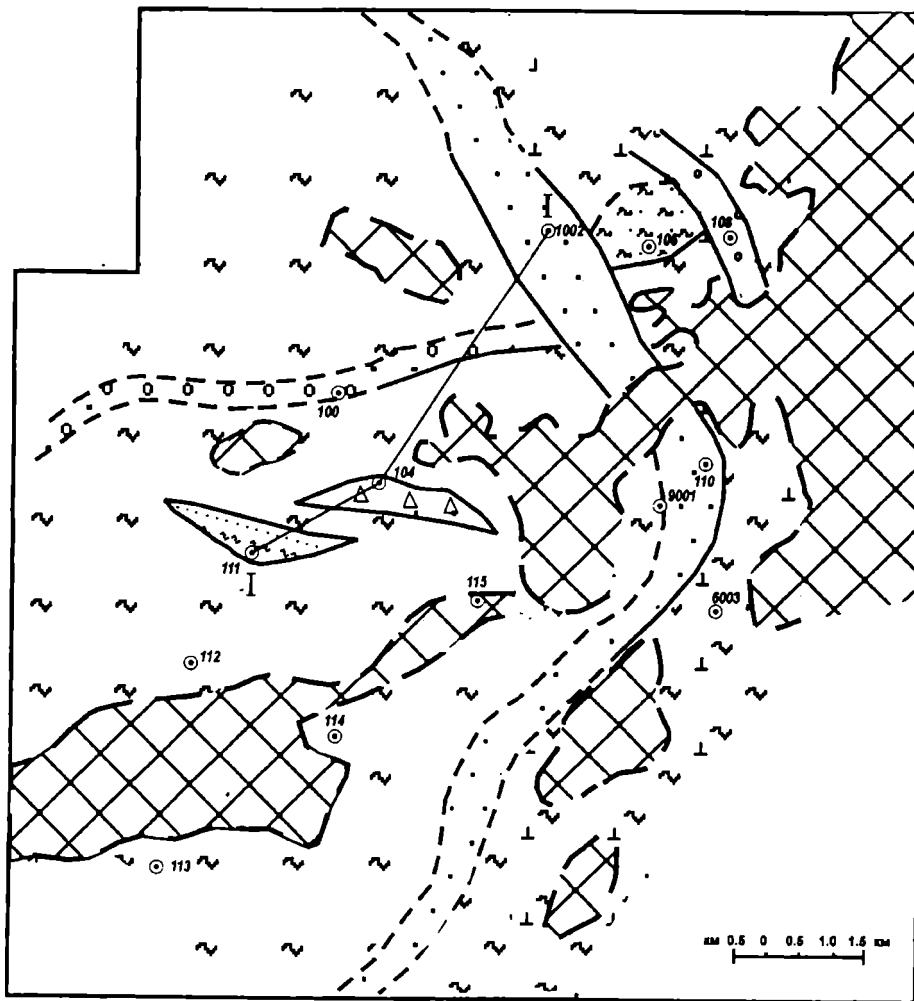


Рис. 4. Схема литофаций и песчаности пласта Ю₁²: 1–8 — литофации с учетом песчаности (П, %): 1 — гравийно-песчаная (П > 80%), 2 — существенно песчаная (П > 80%), 3 — песчаная (П = 50–80%), 4 — алевропесчаная (П до 50%), 5 — песчано-алевритовая (П до 30%), 6 — алевритовая (П до 20%), 7 — карбонатно-терригенная (П = 15–20%), 8 — грубообломочная (П до 10%); 9 — границы литофаций (сплошные линии — установленные, штриховые — предполагаемые); 10 — участки отсутствия отложений пласта Ю₁²; 11 — скважины; 12 — линия сопоставления отложений пласта Ю₁²

— в основании 1-го из них залегают светло-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты (0,23 м) с линзовидно-косослоистой текстурой; средний и верхний эц (0,55 и 0,22 м соответственно) представлены алевролитово-глинистыми и глинисто-алевролитовыми биотурбированными ритмитами;

— 2-й цикллит (0,55 м). Нижний эц (0,05 м) — песчаники бурые, мелкозернистые. Верхний эц (вскрыто 0,5 м) — глинисто-алевролитовые ритмиты линзовидные, биотурбированные, налегают на песчаники по резкому неровному контакту.

В восточной части площади распространены существенно песчаная, алевропесчаная, песчаная и карбонатно-терригенная литофации (рис. 4).

Существенно песчаная литофация (П=90–100%) связана с формированием прирусловых и приустьевых валов и прослеживается в виде прерывистой полосы с севера от скважины 1002 на юг-юго-восток к скважинам 110 и 9001.

В скважине 1002 песчаная литофация полигенных валов неравномерно охарактеризована керном на глубинах залегания пласта от 2171,1 до 2183,1 м. Снизу вверх прослежено 5 пачек.

1 пачка (0,9 м) представлена двумя редуцированными цикллитами:

— 1-й цикллит (0,1 м) сложен серыми мелкозернистыми песчаниками, расслоенными через 1,5–2 см горизонтальными линзочками и волнистыми слоями темно-серых алевролитов толщиной 0,1–0,15 см. От почвенного горизонта в кровле тюменской свиты и от вышезалегающего цикллита эти сероцветные песчаники отделяются по резким неровным границам со следами эрозийных врезов;

— 2-й цикллит (0,8 м) представлен перекрестными косослоистыми серыми коричневатосерых среднезернистых песчаников и гравелитов.

Песчаники 1 пачки олигомиктовые, средне и хорошо отсортированы, малоцементные, со значительной долей межзерновых пор с размерами 0,1–0,2 мм. Контакты между зернами прямолинейные и конформные. Первичный цемент в количестве не более 10% (реже 15%) представлен хорошо окристаллизованным каолинитом, иногда с примесью хлорита. В качестве поздних генераций цемента можно рассматривать битум, который, как и пирит, не только заполняет поры, но также пропитывает глинистый цемент и корродирует обломочные зерна. Это типично для битумной зоны, формирующейся при подтягивании водонефтяного контакта вверх вследствие естественного либо техногенного разрушения залежи.

Максимальная величина $K_{пр}$ составляет 160 мД и наблюдается в гравелитах, залегающих в кровле этой пачки. Проницаемость пород ниже кровли значительно меньше вследствие заполнения пор битумом и пиритом и изменяется от 3,5 до 23 мД.

II пачка вскрытой мощностью 4 м состоит из пяти песчаных циклитов, сформировавших приустьевой вал. Его нижняя часть образовалась в наземных условиях, а верхняя — в подводных и несет следы воздействия русловых проток. В кровле распространены отложения зарастающего наземного прируслового вала.

Толщина циклитов по мере возрастания степени их мористости увеличивается снизу вверх по разрезу от 0,5 до 1,1 м. Слагающие их бурые песчаники обладают косослоистыми однонаправленными, перекрестными и мутьдообразными текстурами. Иногда в верхней части циклитов прослеживается линзовидная слоистость, характерная для вершин прируслых валов. Блестящие черные и коричневатые-черные битумные пленки толщиной 1–3 мм наблюдаются на горизонтальных и слабонаклонных сколах керна через неравномерные промежутки от нескольких сантиметров до 30 см и более, маркируя стабилизацию перемещающегося водонефтяного контакта (рис. 5).

Песчаники II пачки средне- и мелкозернистые, очень хорошо отсортированы, по составу олигомиктовые. Они отличаются появлением в их составе примеси вулканомиктового материала, представленного ожелезненными и карбонатизированными фрагментами эффузивов среднего состава, а также усилением регенерации зерен кварца. Есть изменения и в составе цемента, в котором присутствуют гидрослюды и гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы.

В породах наблюдаются свободные поры с диаметром 0,1–0,3 мм, составляющие до 10% от площади шлифа. $P_{от}$ песчаников II пачки составляет 14–23,3%, $K_{пр}$ — от 0,7 до 1475 мД. Наиболее высокой проницаемостью обладают песчаники подводного приустьевого вала. $K_{пр}$ минимален для отложений вершинной части зарастающего прируслового вала, образования которого залегают в кровле описанной пачки.

III пачка (1,5 м) состоит из трех песчаных циклитов двухчленного строения, слагающих тело прируслового наземного вала, осложненного русловым врезом в его верхней части. Толщина циклитов возрастает снизу вверх от 0,37 до 0,72 м. В их основании залегают мелкозернистые сероцветные песчаники, в верхней части — подчиненные по толщине алевролиты; 2-й циклит редуцирован и представлен только частично размытым песчаным элементом. Мутьдообразные и волнистые текстуры пород нарушены корневыми системами, следами оползания и синседиментационного переотложения.

В составе олигомиктовых обломочных пород отмечен кварц с многочисленными газово-жидкими и рудными включениями, среди плагиоклазов часто наблюдаются зерна, замещенные серицитом либо сосюритизированные. В отдельных прослоях количество полиминерального глинистого цемента увеличивается до 15%. В зависимости от этого $P_{от}$ варьирует от 10,5% в глинистых разностях до 21,6% в малоцементных песчаниках, $K_{пр}$ которых достигает 551 мД, что

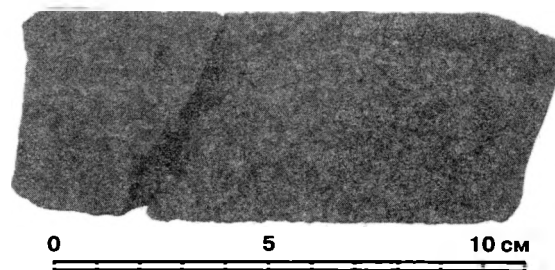


Рис. 5. Нефтенасыщенные песчаники приустьевого наземного вала с пленкой битума на плоскости напластования, скважина 1002, глубина кровли образца 2181,17 м

характерно для отложений нижней части прируслового вала. В вышележающих образованиях $K_{пр}$ не превышает 12 мД.

IV пачка (0,77 м) состоит из одного циклита с неровными верхним и нижним контактами, осложненными эрозионными врезами. Нижний гравийный эц соответствует обстановке накопления приустьевого наземного вала. Верхний эц сложен конглобрекчиями, сформированными под действием промывающей вал протоки. Цвет этих отложений буровато-серый, текстуры перекрестно-косослоистые. Размер гравийных окатанных и полуокатанных зерен составляет 1–1,5 мм, они представлены кварцитами (60%) и кварцем (30%). Заполнителем служит песчаный мелкозернистый и глинистый материал, составляющий суммарно до 10–15%. Заполнитель частично пиритизирован. В брекчиях помимо аналогичных по составу зерен и заполнителя присутствуют обломки кремнисто-серицитовых выветрелых пород, синседиментационные окатыши и угловатые фрагменты глинисто-алевритового состава диаметром до 2 см.

Открытая пористость грубообломочных пород варьирует незначительно — от 11,3 до 15,9%, $K_{пр}$ — от 13 до 36 мД.

V пачка вскрытой мощностью 2,4 м состоит из окрашенных в бурый цвет существенно песчаных накоплений наземного прируслового вала, перекрытого частично песчано-алевритовыми отложениями его подводного аналога.

Для отложений наземного вала характерны нарушенные корнями растений косослоистые и линзовидные текстуры. В составе обломочных пород все большую роль играют вулканомиктовые компоненты, и в кровле пачки отмечаются их карбонатизированные и хлоритизированные остроугольные фрагменты. Глубинный уровень появления дополнительной вулканокластки фиксируется снижением пористости от 19–23,5% в нижней половине пачки до 14–7% в ее верхней части. $K_{пр}$ также уменьшается от 30–538 до 11–13 мД и до десятых долей миллидарси соответственно.

На примере различных генетических типов отложений, вскрытых скважиной 1002, установлено, что наибольшая однородность открытой пористости характерна для коллекторов, которые формировались в

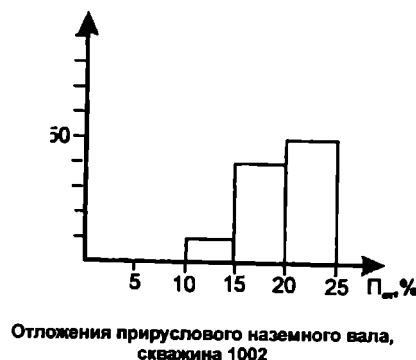
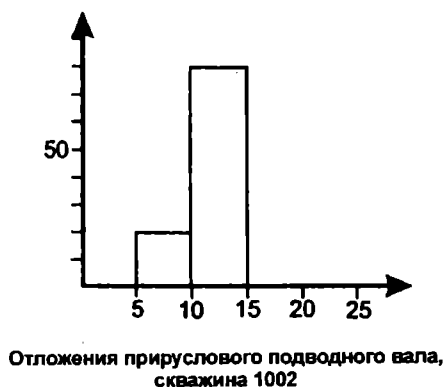
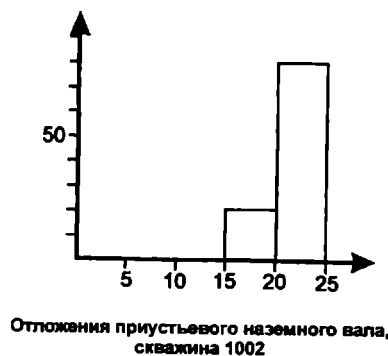


Рис. 6. Гистограммы распределения открытой пористости ($P_{от}$) в песчаниках различных генетических типов, скважина 1002

дающие признаками, характерными для обстановок формирования приустьевых наземных валов. В них наблюдаются разнонаправленная косая слоистость и углефицированные растительные фрагменты длиной до 1,5 см.

Песчаники мелкозернистые, с гравием (до 20%), среднеотсортированы, по составу относятся к кварцевым грауваккам (рис. 3). Цемент преимущественно карбонатный поровый, составляет до 10–15%. Нередко карбонаты выщелочены и образовавшиеся пустоты не заполнены. Пленки гидрослюды и каолинита имеют подчиненное значение.

Выше описаны серые и зеленовато-серые мелкозернистые песчаники со сложной косой разнонаправленной слоистостью (вскрытая толщина 0,85 м). На плоскостях напластования отмечается обилие углефицированных растительных стеблей. Цемента в песчаниках менее 10%, он гидрослюдисто-каолинитовый, пленочно-порового типа, распределен неравномерно. В виде пятен наблюдается также регенерационный кварцевый цемент. Остаточный битум и связанный с ним пирит иногда выполняют роль порового цемента. Встречаются поры выщелачивания с остатками некогда заполнявшего их кальцита.

В интервале 2098,6–2093,5 м с большим пропуском в отборе керна описаны песчаники вскрытой мощностью 0,5 м. Они мелко-среднезернистые, часто содержат значительное количество гравия, их цвет серый, зеленовато-серый, белесый. Среди текстур преобладают линзовидно-косослоистая и мульдообразная.

протоке подводной дельты. Наибольший разброс значений $P_{от}$ наблюдается для образований приустьевого вала в наземной части дельты (рис. 6). Оптимальными коллекторскими свойствами обладают песчаники приустьевого вала в зоне переменных континентальных и бассейновых обстановок седиментации. Дебит нефти из таких песчаников превышает 100 т/сут.

В скважине 9001 (интервал 2103,8–2109,2 м) на дезинтегрированных кремнисто-серицитовых белесых породах доюрской коры выветривания залегают по косо ориентированному неровному контакту нецементированные дресвяники (0,02 м) делювиального генезиса с размерами обломков до 1,5 см. Обломки представлены кремнисто-серицитовыми породами, кварцитами и кварцем. Участками заполнителем является лимонит. Аутигенные кристаллы пирита с размерами 0,05 мм образуют вкрапления (до 15%). Трещины в обломках заполнены каолинитом.

Выше фрагментарно, с большими пропусками в отборе керна вскрыты песчаные образования, обла-

В самой верхней части пачки встречены белесые мелкозернистые, плохо отсортированные песчаники со значительным содержанием угловатых крупнопесчаных и гравийных зерен. В составе этих песчаников увеличивается количество обломков пород, появляются фрагменты измененных эффузивов, возрастает количество полевых шпатов. Цемент (15%) представлен доломитом и полиминеральным глинистым веществом, которое образует пленки вокруг зерен и заполняет поры.

Алевропесчаная литофация ($\Pi=40-50\%$) выделена в скважине 106, где в продуктивном интервале 2112—2118,7 м, охарактеризованном 5,4 м керна, снизу вверх прослеживаются две пачки.

I пачка вскрытой мощностью 1,1 м представлена крупным циклитом, сложенным зеленовато-серыми песчано-алевролитовыми косослоистыми ритмитами и серыми крупнозернистыми алевролитами, содержащими углефицированные обломки древесины и рассеянный гравий.

Алевролиты образуют нижний эц (0,1 м) и характеризуются косой клиновидной слоистостью с углами наклона слоев к горизонту около 30° . Алевролиты кварцево-грауваккового состава слабо опесчанены, хорошо отсортированы, их зерна полу- и хорошо окатаны, между ними преобладают контакты точечные и тангенциальные. Равномерный пленочно-поровый первичный цемент гидрослюдисто-хлоритового состава не превышает 5%. Он импрегнирован "сыпью" аутигенного кальцита. Пленки битумов и обособления в порах пирита формируют вторичный пятнисто распределенный цемент.

Песчано-алевролитовые ритмиты, содержащие гравийную примесь и включения углефицированного растительного детрита, слагают верхний эц (1 м). Они обладают линзовидной косой слоистостью.

II пачка вскрытой мощностью 4,4 м сложена двухчленными песчано-алевролитовыми циклитами, толщина которых варьирует от 0,2 до 1,2 м. Породы в основном сероцветные, в двух верхних циклитах бурые. Их нижние элементы представлены мелкозернистыми песчаниками, верхние элементы — крупнозернистыми алевролитами. Текстуры пород косослоистые, иногда с характерными знаками симметричной ряби, с амплитудой 1—1,5 см и следами протоковых врезов. Встречаются текстуры, нарушенные синседиментационным оползанием либо биотурбацией. По всему керну рассеяны гравий диаметром 2—3 мм, ожелезненные обломки белемнитов гравийно-мелкогалечной размерности и фрагменты растительного детрита. Отмечаются текстуры, нарушенные ходами илоедов.

Верхняя часть этой пачки характеризуется увеличением роли песчаников, среди которых преобладают белесо-серые мелкозернистые кварцево-граувакковые разности. Песчаники обычно содержат примесь гравия, средне и хорошо отсортированы, зерна полуокатаны. Вверх по разрезу отмечается увеличение коли-

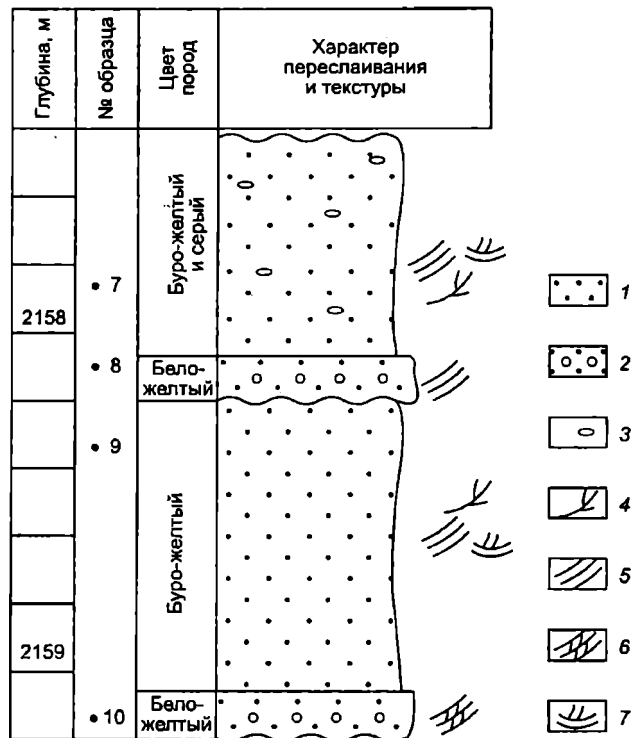


Рис. 7. Цикличность отложений приустьевого подводного вала, периодически промываемого протоками (фрагмент строения пласта Ю₁² в скважине 108): 1 — песчаники; 2 — песчано-гравийные породы; 3 — примесь гравия в песчаниках; 4 — углефицированный растительный детрит; 5—7 — текстуры: 5 — параллельные, 6 — с чередованием срезаемых серий, 7 — мульдообразные

чества угловатых зерен и изменение состава песчаников на полевошпатово-граувакковый. В таких разностях присутствуют обломки створок моллюсков и фрагменты белемнитов. Цемент в песчаниках порового, пленочно-порового типа, содержание его составляет 10—20%. По составу он преимущественно глинистый и карбонатный аутигенный, реже наблюдается пирит. Иногда в роли цемента выступает битум.

Полевошпатово-граувакковые крупнозернистые алевролиты, а также мелко- и разнозернистые песчаники в верхней части пачки имеют бурый цвет, содержат многочисленные фрагменты углефицированных стеблей, иногда занимающих вертикальное положение в керне. Вблизи стеблей текстуры нарушены наиболее сильно, в том числе отмечаются следы оползания. Характерна пятнистая окраска вследствие неравномерного распределения битума между фрагментами взломанного осадка. Цемент в этих песчаниках и алевролитах аналогичен типу, охарактеризованному выше для кварцево-граувакковых разностей.

Открытая пористость алевролитов варьирует от 7,6 до 14,4%, проницаемость не превышает десятых долей миллидарси.

Песчаная литофация ($\Pi=50-80\%$) охарактеризована в интервале 2155,5—2160 м скважины 108, где присутствует продуктивная пачка двухчленных циклитов с суммарной вскрытой мощностью 4,2 м. Нижние эц гравийные или гравийно-песчаные, их толщи-

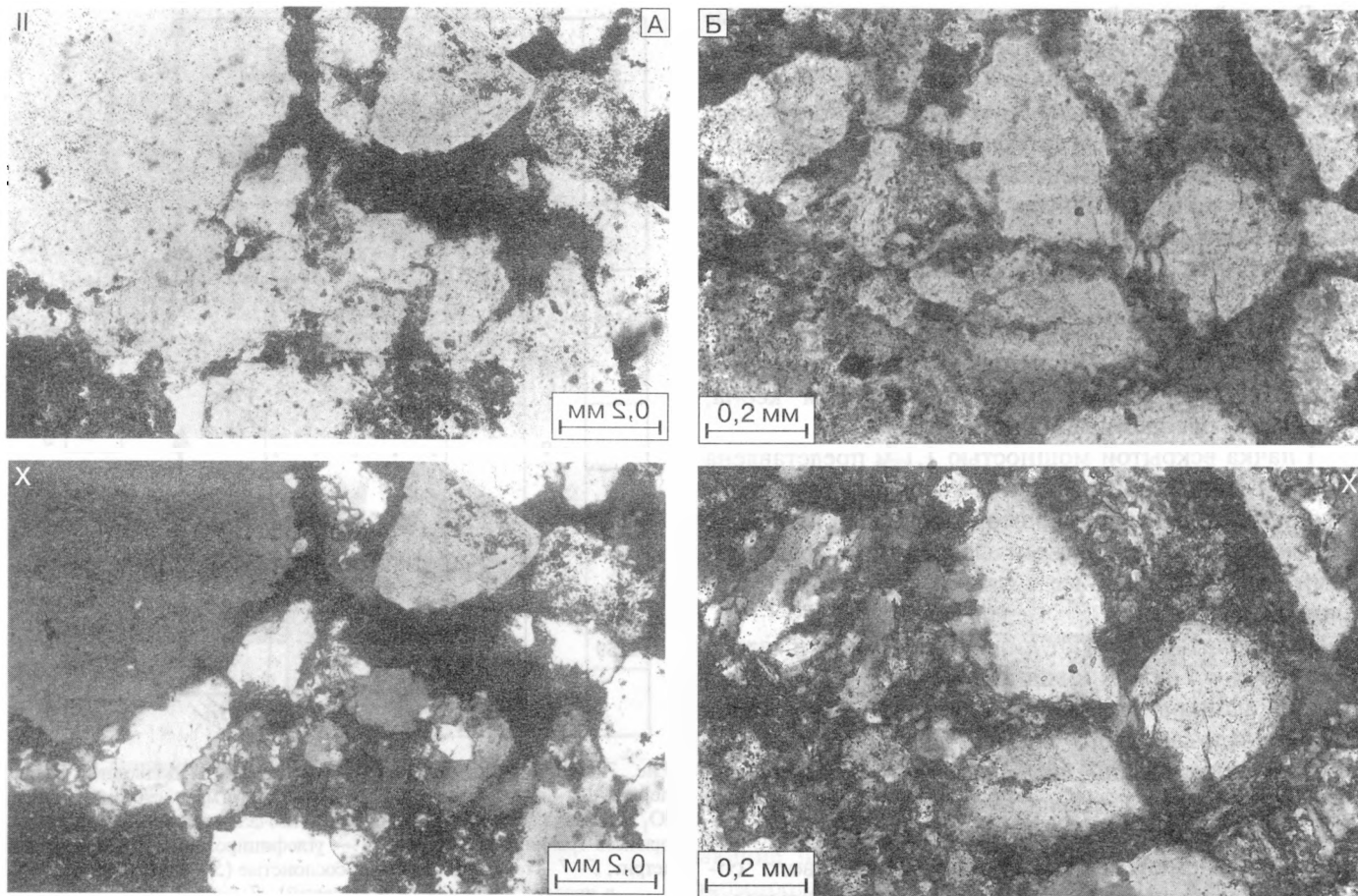


Рис. 8. Продуктивные олигомиктовые песчаники пласта Ю₁². Скважина 108, интервал 2155,5–2160 м: А — поры, заполненные битумом (образец 10 в 3,56 м от начала керна), Б — поровый каолиновый цемент, пропитанный нефтью (образец 9 в 2,86 м от начала керна). Вверху николи параллельны, внизу скрещены

на составляет 0,04–0,15 м, верхние элементы толщиной 0,1–0,9 м построены песчаниками (рис. 7). Породы имеют желтый либо серый цвет с различными оттенками — от белых до бурых в зависимости от степени нефтенасыщения. Наиболее сильно насыщена нефтью нижняя часть пачки. На разных глубинных уровнях в песчаниках отмечаются черные и буро-черные блестящие пленки битума толщиной до 3 мм.

Песчаники мелко- и среднезернистые, хорошо и среднеотсортированы, обладают разнообразными кослоистыми текстурами — однонаправленными, перекрестными, линзовидными, мульдобразными. Состав обломочных пород характеризуется тенденцией к изменению снизу вверх от олигомиктового до кварцево-грауваккового. Состав цемента так же не остается постоянным: в низах пачки он смешанный — глинистый, частично кварцевый регенерационный и пиритовый. Пирит нередко образует микроконкреции диаметром до 0,8 мм. Иногда битум заполняет поры либо пропитывает каолиновый цемент (рис. 8, А, Б). В верхней части разреза появляется карбонатный цемент. Его количество обычно не превышает 10–15%, вблизи кровли количество карбонатов в цементе составляет до 20%, на отдельных участках карбонаты образуют микроконкреционные стяжения.

Физические свойства олигомиктовых песчаников, распространенных в нижней половине пачки, зависят от их структуры и характера цемента: $P_{от}$ изменяется от 8 до 24%, $K_{пр}$ варьирует в большом диапазоне — от нескольких единиц миллиарда до 700 мД. В кварцевых граувакках верхней части разреза при значимых величинах открытой пористости (8–17%) $K_{пр}$ не превышает 0,9 мД.

Карбонатно-терригенная литофация ($P=15–20\%$) охарактеризована в скважине 6003 (интервал 2153,65–2157,15 м), где описана пачка сероцветных циклитов, залегающая на породах тюменской свиты по неровной границе со следами размыва.

Пачка мощностью 2,8 м состоит из четырех циклитов. Вверх по разрезу их толщина увеличивается от 0,3 до 1,1 м. Состав нижних элементов изменяется от гравийно-песчаного до алевритового и происходит выполаживание косой слоистости. Верхние эц представлены глинисто-алевролитовыми ритмитами, степень карбонатности которых увеличивается вверх по разрезу, где встречаются обломки белемнитов и фрагменты неопределимой фауны.

Среди песчаников и алевролитов преобладают кварцево-граувакковые разности. Цемент в них смешанный — глинистый и карбонатный, по типу базально-поровый, его количество достигает 20–30%.

Среди карбонатов установлен сидерит. Иногда отмечаются участки его выщелачивания. Алевролиты нередко пиритизированы. Значения пористости алевритовых пород варьируют от 7,6 до 14,4%, проницаемость не превышает десятых долей миллиарда.

Обстановки седиментации

Позднеюрская седиментация проходила в условиях аридизации климата, о чем свидетельствуют такие признаки, как появление бурых, желтых, пестрых окрасок отложений, увеличение степени их полимиктовости и карбонатности вверх по разрезу. Характер цикличности, текстур, структур и литофаций позволяет выделить обстановки осадконакопления в зонах наземной и подводной дельты (рис. 9).

Наземная часть дельты находилась в западной части площади с достаточно расчлененным палеорельефом, где описаны грубообломочная, гравийно-песчаная, песчано-алевритовая и алевритовая литофации.

Русловому аллювию соответствуют грубообломочная и гравийно-песчаная литофации. Цикличное строение грубого аллювия обусловлено чередованием брекчий и конглобрекчий, возникших при обрушении в русло реки и частично переработанных в водном потоке коренных пород берега, который состоял из разнородных образований коры выветривания и переотложенных аллювиальных образований тюменской свиты. Обломки осадочных пород этой свиты слагают обычно гравийные части циклитов (скважина 104). Гравийно-песчаные русловые циклиты встречены северо-западнее, в скважине 100. Они сложены хорошо отсортированным обломочным материалом с однонаправленной косою слоистостью и включениями углефицированного растительного детрита, породы практически бесцементны (скважина 100). Отложения прирусловых валов представлены песчано-алевритовыми циклитами, обладающими характерными текстурами (скважина 111), в междельтовых участках распространены алевролиты и глинистые породы с горизонтальной и линзовидной слоистостью, содержащие рассеянный грубообломочный материал и обломки углефицированной древесины (скважина 114).

Дельта, периодически заливаемая морскими водами, построена песчаными валами, осложненными эрозионными врезами промывавших их протоков (скважины 1002, 9001, 110). Эти песчаные тела дугообразно окаймляют зону наземной дельты.

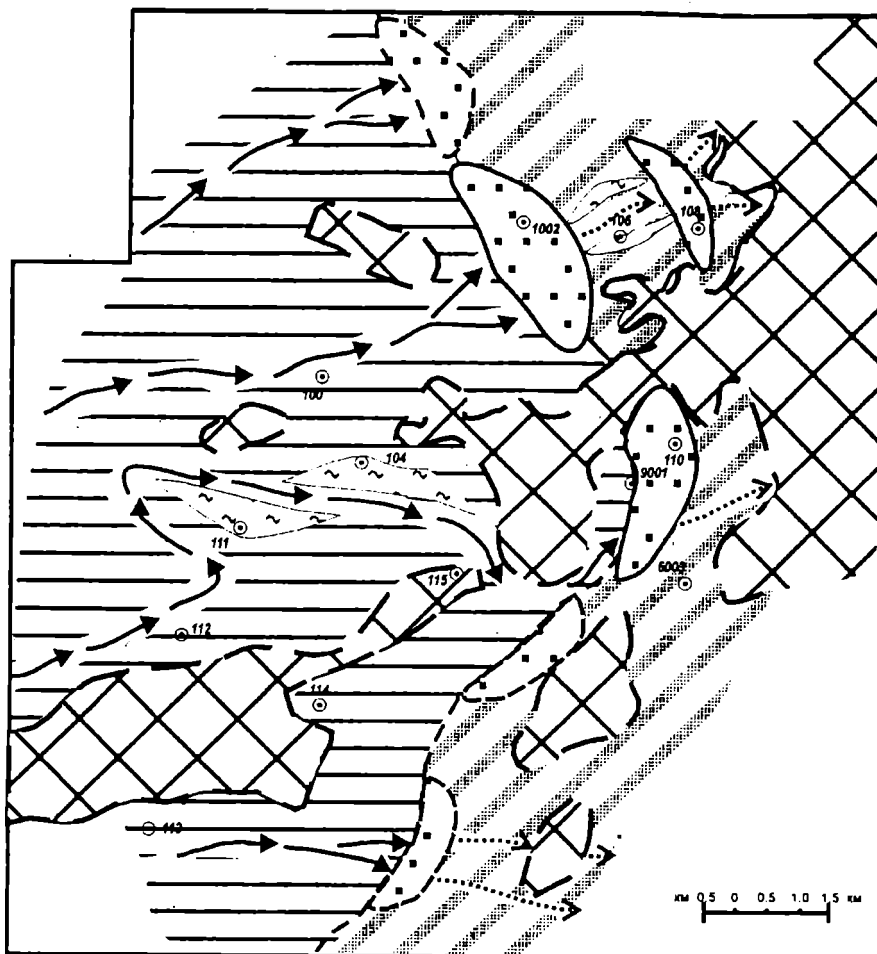


Рис. 9. Схема обстановок седиментации пласта Ю₁²: 1–2 — русла (1 — наземные, 2 — подводные); 3 — прирусловые валы; 4 — приустьевые валы; 5 — междельтовые участки; 6 — лагуны. Остальные знаки см. на рис. 4

Подводная дельта охарактеризована на северо-востоке Потанайской площади, где образовались песчаные валы, содержащие включения фрагментов фауны (скважины 106, 108). Вероятно, перед приемным бассейном были лагуны, в которых формировались карбонатно-терригенные отложения, подобные описанным в скважине 6003.

Выводы. 1. Процессы седиментогенеза в дельтовой системе — ведущий фактор распределения пород-коллекторов пласта Ю₁² на Потанайской площади.

2. Оптимальными коллекторскими свойствами обладают олигомиктовые и кварцево-граувакковые песчаники прирусловых и приустьевых валов в подводной и в периодически заливаемой морскими водами частях дельты.

3. Наиболее перспективные аккумулятивные тела, рекомендуемые для доразведки, расположены в восточной части площади, где они образуют дугообразную зону прерывистых песчаных линз субмеридионального простирания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботаинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика их изучения. Свердловск, 1991.
2. Вассоевич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977. С. 34—58.
3. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь. СПб., 2000.
4. Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Корзун А.Л. и др. Литологические исследования для локального прогноза нефтеносности (на примере продуктивных толщ Шаимского вала и Красноленинского свода Западной Сибири) // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Мат-лы седьмой Междунар. конф. М., 2004. С. 235—238.
5. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М., 1971.
6. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга: В 2 т. Т. 1. М., 1990.
7. Периодические процессы в геологии / Под ред. Н.В. Логвиненко. Л., 1976.
8. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966.
9. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., 1987.

Поступила в редакцию
24.02.2004

УДК 502:550.4(470.65)

Е.В. Пряничникова

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНАХ (на примере Северной Осетии)

Горные районы — территории с особой уязвимостью к антропогенному воздействию и высоким риском экологических и техногенных катастроф. Учитывая, что Северный Кавказ обладает репрезентативными для молодых горных сооружений природными характеристиками и особой значимостью экологических проблем, участники I Международной конференции “Экологические проблемы горных территорий” (г. Владикавказ, октябрь 1992 г.) рекомендовали рассматривать Северную Осетию как оптимальный полигон для отработки новых технологий и апробации научных разработок в горной экологии.

Экологические проблемы, связанные с деятельностью горно-обогатительных комбинатов, обусловлены как составом перерабатываемых руд и горных пород, так и технологией их добычи и обогащения. К наиболее интенсивным факторам загрязнения окружающей среды вокруг горно-обогатительных комбинатов относятся стоки водоотлива из подземных горных выработок и обогатительных фабрик; дефляция поверхности и размывание дамб хвостохранилищ и отвалов “пустых” пород, образующих интенсивные потоки рассеяния в водных системах, и сравнительно локальные ореолы рассеяния в почвах.

Эколого-геохимические исследования различных природных сред проведены в горной части Северной Осетии, на территории Садонского рудного района, где поиски, разведка, добыча и переработка полиметаллических руд ведутся более 150 лет. В районе известно около 300 жильных свинцово-цинковых месторождений и рудопоявлений, большинство из которых выходит на уровень современного эрозионного среза промышленными интервалами оруденения, что

в условиях активно денудлируемых районов определяет образование высококонтрастных вторичных ореолов рассеяния в современном элювио-делювии. Главные минералы руд — сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит; второстепенные — арсенопирит, марказит. Распределение полезных компонентов неравномерно: среднее содержание Pb в руде колеблется от 0,42 до 12,8%, Zn — от 1,87 до 26,2%. Помимо основных полезных компонентов (Pb и Zn) промышленное значение в комплексе имеют Ag, Cd, In, Cu [4].

В районе широко представлены техногенные аномалии, связанные с продуктами и отходами горно-рудной промышленности. Важнейшими источниками техногенного загрязнения окружающей среды в районе являются Мизурская и Фиагдонская горно-обогатительные фабрики Садонского СЦК, Унальское и Фиагдонское хвостохранилища, отвалы штолен, Транскавказская автомагистраль и др.

Унальское хвостохранилище введено в эксплуатацию в 1984 г. Оно расположено в пойме р. Ардон, в 500 м севернее с. Н. Унал. Ложем хвостохранилища служат галечники р. Ардон. Правый борт отделен от русла реки бетонной дамбой, левый достаточно близко подходит к “Транскаму”. По данным Садонского СЦК (1990), за шесть лет эксплуатации в хвостохранилище накопилось около 3 млн т хвостов, содержание в них основных рудных элементов Pb и Zn составляет около 1%, сопутствующих (Cu, Ag, Bi, Cd) — в интервале 10^{-2} – 10^{-4} % [4]. Для уменьшения процесса воздушной аэрации в летнее время используется принудительное орошение хвостохранилища, но, как правило, водой покрыто не более 50% его поверхности. С открытой части происходит дефляция сухой

пульпы, что приводит к загрязнению тяжелыми металлами (ТМ) почв и растительности на нижних террасах р. Ардон.

Основной метод изучения загрязнения района Унальского хвостохранилища — эколого-геохимическое картирование путем опробования различных природных сред: поверхностных вод, донных отложений, почв, растительности и пылевых выпадений из атмосферы.

Геохимический состав лито- и биохимических проб определялся эмиссионным спектральным анализом в аттестованной лаборатории Опытно-методической экспедиции (г. Александров). Средняя систематическая ошибка составила $\delta_{\text{сист}}=0,92$, случайная ошибка — $\delta_{\text{случ}}=1,3\pm 1$. Подвижные формы микроэлементов извлекались ацетатно-аммонийным буферным раствором с pH 4,8, соотношение Т:Ж=1:10. Содержание Pb и Zn в пылевых выпадениях, поверхностных водах и вытяжках определялось атомно-абсорбционным анализом на спектрометре ААС-3 фирмы “Карл Цейсс Йена” с дейтериевым корректором в пламени воздух—ацетилен (воспроизводимость метода $\pm 2\div 4\%$, правильность контролировалась методом добавок).

Селение Н. Унал расположено между правыми притоками р. Ардон — рр. Уналдон и Майрамдон. В верховьях р. Уналдон находятся рудник Холст и поисково-разведочные штольни полиметаллических месторождений Джими-Бозанг, Уарахком, Хороновского, а также поля рассеяния сульфидов рудопроявлений Сухой Лог, Ахшартырахское, Верхнеунальское и Крутое. Сульфидный состав руд полиметаллических месторождений, многочисленные отвалы “пустых” пород приводят к формированию агрессивных кислых рудничных вод, которые поступают в водные системы района.

Литохимическим опробованием р. Уналдон и ее притоков выявлено повышенное содержание Zn и Pb практически на всем ее протяжении. Концентрация Zn в донных отложениях фонового участка (руч. Средний, в бассейне которого отсутствуют рудопроявления, штольни и отвалы, являющиеся основными загрязняющими факторами) составляет $6,2 \cdot 10^{-3}\%$, Pb — $1,3 \cdot 10^{-3}\%$. Среднее содержание Zn в донных отложениях р. Уналдон на участке дренирования отвалов — $140 \cdot 10^{-3}\%$, Pb — $15 \cdot 10^{-3}\%$. Максимальное содержание и Zn и Pb превышает фоновое в 50 раз. Средние концентрации Zn и Pb в отвалах составляют $249 \cdot 10^{-3}$ и $21 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно. После участков отвалов вплоть до устья содержание свинца и цинка в донных отложениях остается аномально высоким, в среднем превышая фон в 3,3 раза по цинку и в 2,8 раза по свинцу, что обусловлено не только влиянием отвалов, но и попаданием в реку штольневых вод.

Загрязнение донных отложений носит комплексный характер. Основной вклад в загрязнение вносят $Zn > Pb > Ag > As > Bi$. Суммарный показатель загрязнения (СПЗ) — аддитивная сумма превышения коэффи-

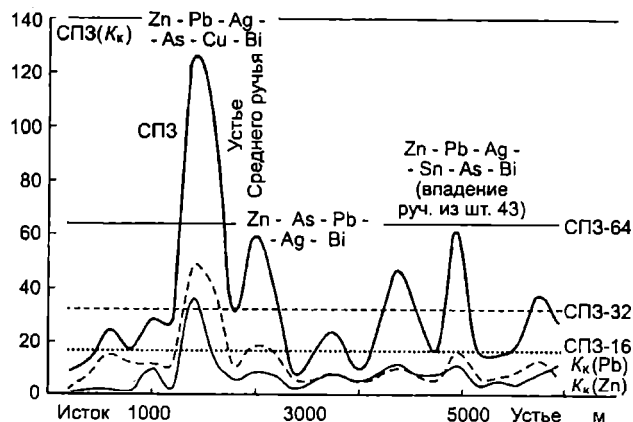


Рис. 1. Изменение СПЗ и K_k (Zn и Pb) в донных отложениях по течению р. Уналдон

циентов концентрации (рассеяния) над единичным (фоновым) уровнем в районе отвалов достигает 124 (среднее значение 51), что характеризует экологическую обстановку как чрезвычайную (по среднему значению — как критическую) по классификации Ю.Е. Саета [7]. В нижнем течении р. Уналдон значения СПЗ понижаются (среднее 27), но обстановка остается напряженной (рис. 1).

Отметим значимую положительную корреляционную связь между содержанием

свинца и цинка: $r = 0,422$ при $r_{1\%} = 0,354$ ($n = 52$), что, несомненно, указывает на общий источник поступления этих металлов в донные отложения. Загрязнение донных отложений рек ТМ, сохраняющееся в течение длительного времени, способно стать источником вторичного загрязнения водной системы.

Воды в районе исследований гидрокарбонатно-кальциевые (второй основной анион SO_4^{2-}), маломинерализованные (~200 мг/л), нейтральные (pH 6,5—7,4). В пробах, отобранных в районе отвалов, характер вод меняется на сульфатный, что связано с окислением сульфидов.

Фоновое содержание Zn в воде составляет 10 мкг/л, а Pb и Cd — ниже предела обнаружения ($Pb < 1$, $Cd < 0,04$ мкг/л). Предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в воде водных объектов культурно-бытового водопользования составляют (мкг/л): для кадмия 1; для свинца 30 и для цинка 1000 [3, 6, 8].

Река Уналдон, собирающая стоки с отвалов Холстинского рудника, содержит в аллювии и взвеси высокие концентрации ТМ (в основном Pb и Zn, в меньшей степени Cu, Ag и Cd).

Максимальное содержание цинка и кадмия (908 и 3,4 мкг/л соответственно) приурочено к зонам влияния отвалов и превышает фоновые на 1—2 порядка. Высокое содержание Cd, несомненно, является следствием его изоморфизма цинку, что подтверждается их почти функциональной связью в отобранных пробах ($r = 0,989$; $r_{1\%} = 0,708$, $n = 12$). В районе отвалов и в нижнем течении р. Уналдон содержание кадмия пре-

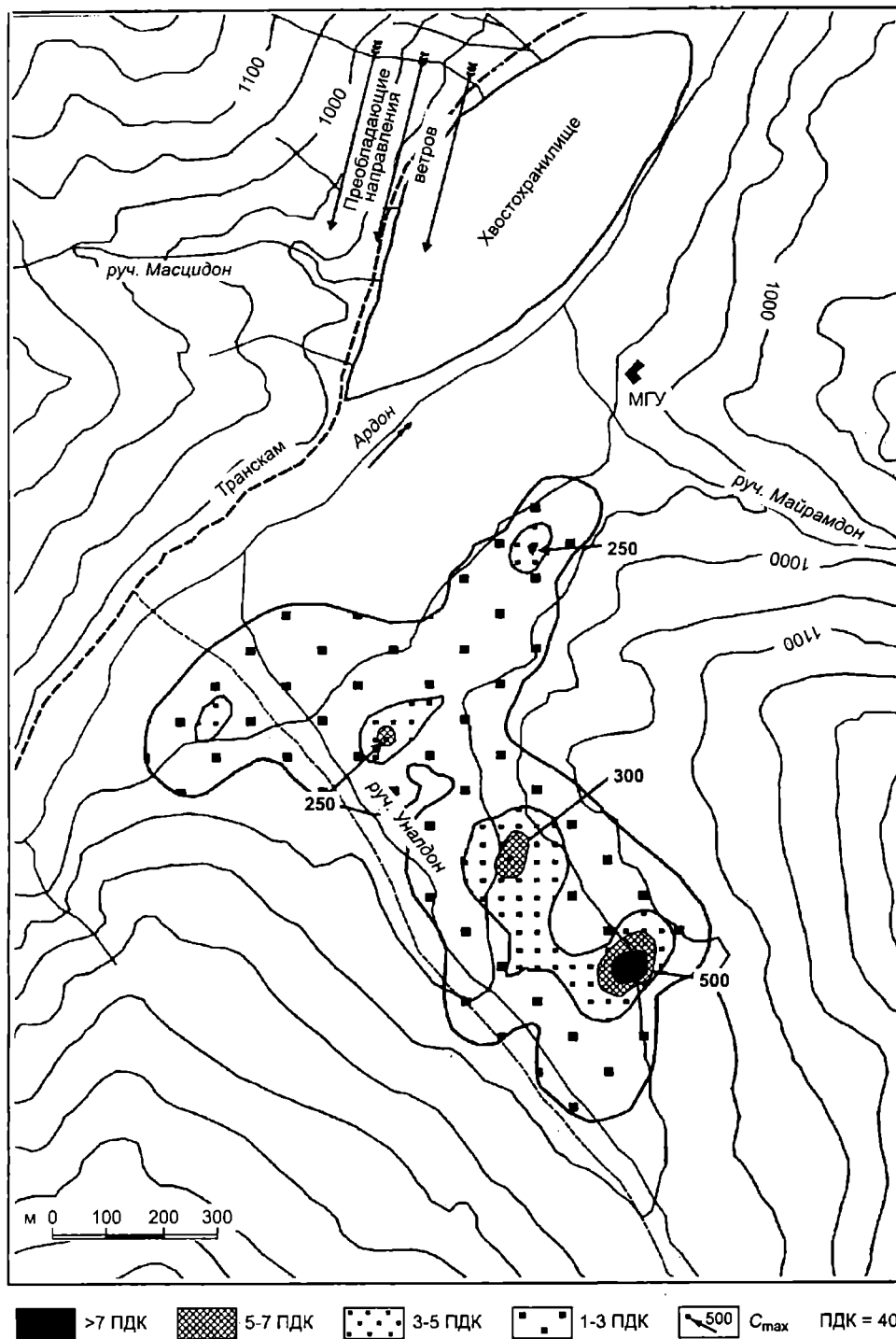


Рис. 2. Литохимические аномалии Zn ($10^{-3}\%$)

вышает ПДК для вод хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования [3, 6]. Вниз по реке происходит разбавление, однако концентрации ТМ остаются аномально высокими. Максимальное содержание Рb (4,1 мкг/л) определено в устье р. Уналдон; по-видимому, здесь, как и в донных отложениях, сказывается попадание в реку штольневых вод. Пробы, отобранные из озера в штольне 43 и вытекающего из него ручья, по всем определяемым металлам превы-

шают ПДК: по Zn в 50 раз; по Рb в 1,5 раза; по Cd в 165 раз, а минерализация в них увеличивается до 2300 мг/л.

Таким образом, можно сделать вывод, что загрязнение поверхностных вод и донных отложений связано с промышленной разработкой месторождений и в основном обусловлено расположенными здесь отвалами штолен.

Вода р. Уналдон практически не влияет на загрязнение р. Ардон вследствие большой разницы расходов и чрезвычайно высокой степени загрязненности самого Ардона. Однако поступление вод р. Уналдон в оросительную сеть (до 70% Рb находится во взвешенной форме) способствует формированию контрастных ореолов рассеяния токсичных микроэлементов в почвах территории с. Н. Унал.

Почва — наиболее чувкий индикатор геохимической обстановки, так как находится на пересечении всех миграционных путей химических элементов. Продолжительность пребывания загрязняющих компонентов в почвах гораздо больше, чем в других частях биосферы [5].

В исследуемом районе под влиянием сухого и относительно теплого климата сформировались своеобразные горно-степные почвы, имеющие сходство с черноземами и даже с каштановыми почвами

(преимущественно на террасах р. Ардон). Почвы характеризуются нейтральной реакцией среды (рН 6–6,7), содержание гумуса составляет 5–8%. При исследовании техногенного загрязнения почв в районе с. Н. Унал в качестве фоновых были отобраны пробы в сходных ландшафтах Северо-Осетинского заказника в верховьях р. Майрамдон.

В исследуемом районе выявлены высокие концентрации свинца и цинка, а также единичные пробы

с аномальным содержанием меди и серебра, которое превышает их предельно допустимые концентрации для почв. По данным литохимического опробования построены моноэлементные геохимические карты распределения свинца и цинка в масштабе 1:10 000 (рис. 2 и 3) и проведена предварительная разбраковка геохимических ореолов по типам источников загрязнения [9]. В результате анализа моноэлементных карт выделены два основных участка загрязнения почв, объединенных в плане по долине р. Уналдон — на террасах р. Ардон, в районе фруктового сада с. Н. Унал (нижняя), и на правом берегу р. Уналдон (верхняя) (таблица). Для всех выявленных ореолов характерны комплексный состав (Pb—Zn—Cu—Ag), отсутствие продольно-поперечной зональности, совпадение центров с максимальным содержанием рудных элементов и пространственная близость к источникам загрязнения, что в целом свидетельствует об их техногенном происхождении.

По суммарному показателю загрязнения почвы обоих участков имеют относительно удовлетворительное экологическое состояние (СПЗ составляет 16 и 12 соответственно). На аномальных участках относительно фона накапливаются только $Zn > Pb > Cu > Cd$, а в отдельных пробах — As и Sn.

Это подтверждается также изучением распределения содержания основных рудных элементов по вертикальному разрезу почвенных профилей, которое показало стабильное, иногда достаточно резкое падение абсолютного содержания Pb и Zn с глубиной, что однозначно подтверждает техногенную природу выявленных аномалий. Высокоаномальное содержание Pb и Zn установлено в верхнем почвенном горизонте мощностью 20 см, в связи с чем количественная оценка загрязнения проведена на глубину 0,2 м. Содержание подвижных форм (ПФ) также уменьшается в нижней части профиля, причем как для Pb, так и для Zn.

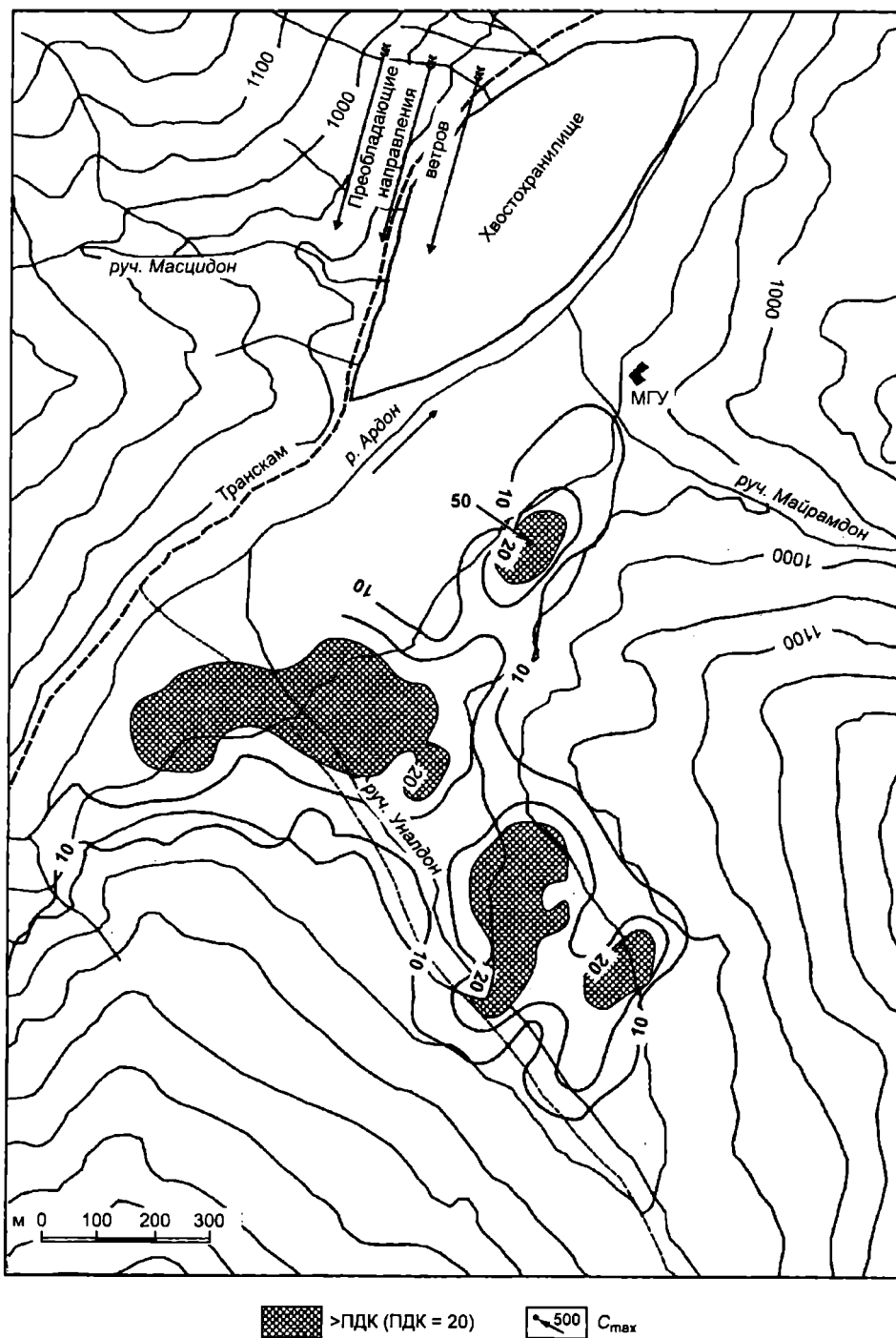


Рис. 3. Литохимические аномалии Pb ($10^{-3}\%$)

При изучении форм нахождения Zn и Pb [1] установлено, что в пределах обеих аномалий почти половина Pb (40 и 42%) и больше половины Zn (55 и 67%) находятся в подвижных формах, извлекаемых ацетатно-аммонийным буфером. На фоновом участке доля ПФ Pb и Zn составляет 12 и 16% соответственно, а для проб из хвостохранилища — 67 и 25%, что позволяет считать его наиболее вероятным источником поступления ПФ Pb в почвы. Что касается Zn, то дополнительным источником его ПФ служат поверхностные

Площадь загрязнения и содержание рудных элементов (мг/кг) в почвах района с. Н. Унал

Элемент	ПДК	C _ф	C _{max}		C _{ан. ср}		S(C > ПДК _г), тыс. м ²		q, т/0,2 м	
			1	2	1	2	1	2	1	2
Zn	400	100	5000	1200	1290	755	203	108	158	48
Pb	200	45	500	600	330	280	63	76	12	12

Примечания: q — удельная продуктивность, т/0,2 м; 1 — верхняя аномалия; 2 — нижняя аномалия.

воды и арыки. Значение $K_{\text{ПДК}}$ (отношение содержания элемента в исследуемом объекте к его ПДК в соответствующем компоненте окружающей среды) для подвижных форм существенно возрастает по сравнению $K_{\text{ПДК}}$ для валового содержания (до 21 для Zn и до 7 для Pb), что негативно сказывается на растительности.

Содержание и спектр химических элементов в растениях тесно связаны со средой их обитания, но механизм этих связей достаточно сложен. Характеристики биогеохимических аномалий зависят не только от параметров внешней среды, непосредственных источников воздействия, но и от внутренних свойств самих растений: возраста, видовой принадлежности, биологических ритмов, избирательной способности к накоплению элементов и т.п. Заражение растений в техногенных зонах осуществляется путем поглощения элементов и их соединений корневой системой из почвенных растворов, поглощения газов подземной частью растения в результате внутриклеточных биохимических реакций, а также в результате запыления поверхности и поверхностной адсорбции.

При изучении состояния растительности опробовались листья яблонь, яблоки и картофель. В районе широко развиты яблони-грушевые сады, имеющие местное промышленное значение. В пределах техногенной аномалии на нижних террасах р. Ардон расположен фруктовый сад с. Н. Унал. Среди овощных и зерновых сельскохозяйственных культур наиболее распространены картофель и кукуруза.

Содержание ТМ в биопробах на исследуемой территории, в том числе и на фоновых участках, находится на уровне и выше ПДК. Учитывая, что природный почвенный фон исследуемого района обуславливает повышенное содержание ТМ в растениях, а также их различную способность к накоплению химических элементов, основным критерием при определении техногенного воздействия на загрязнение растительности является степень концентрации в ней химических элементов по отношению к местному биогеохимическому фону — K_k (отношение среднего содержания элемента в биогеохимической аномалии к фоновому) (рис. 4).

В районе верхней почвенной аномалии содержания Zn и Pb в биопробах близки к фоновым. Максимальные различия по Zn между верхней и нижней аномалиями отмечены для листьев яблони (K_k при-

мерно в 2 раза выше в районе нижней аномалии). По степени накопления Pb в биопробах нижний аномальный участок значительно превосходит верхний — почти в 2 раза в яблоках, в 2,5 раза в пыли и почти в 6 раз в листьях. В почвах и картофеле, как и для Zn, существенных различий в накоплении между аномалиями нет.

Общеизвестно, что многие виды растений способны накапливать значительные концентрации токсичных химических элементов, что, однако, не приводит к существенным нарушениям их роста. Одна из основных проблем охраны окружающей среды связана с количеством ТМ, накапливающихся в используемых в пищу частях растений. Степень аккумуляции микроэлементов неодинакова у различных видов растений, внутри одного и того же вида, у различных частей растений, она зависит и от времени года [2]. В связи с этим отбор биохимических проб проводился в одно и то же время (начало сентября) — в период созревания фруктов и овощей.

Помимо Pb и Zn в яблоках в небольших количествах накапливаются Ag, V, Mo, Sn, Co, Cu, но по суммарному показателю яблоки на обоих участках имеют слабый уровень загрязнения (СПЗ не превышает 8). Отдельно в кожуре яблок, отобранных в районе верхней почвенной аномалии, в соответствии с классификацией Ю.Е. Саета отмечен сильный уровень загрязнения: СПЗ=26,6 (Ag, Mo, Sn). В районе нижней аномалии СПЗ=5,74 в кожуре, а в яблоках — до 4, что показывает слабый уровень загрязнения [7]. Вероятно, столь высокий СПЗ в кожуре яблок в долине р. Уналдон обусловлен близостью этого участка к рудопроявлениям и соответственно природным повышенным содержаниям широкого спектра ТМ.

В целом по всем анализируемым биопробам содержание Zn увеличивается в ряду яблоки < кожура яблок < картофель < листья. Для свинца получается следующий ряд: картофель < яблоки < кожура яблок < листья. Приведенные ряды подтверждают гипотезу о том, что в растениях проявляется механизм выведения балластных, ненужных соединений из организма путем накопления их в ежегодно обновляемых (сбрасываемых) частях. Очевидно, малая биологическая потребность растений в свинце по сравнению с биофильными элементами обуславливает его накопление в составе ежегодно сбрасываемых и обновляемых вегетативных органов.

Для листьев яблонь в районе долины р. Уналдон СПЗ составляет 13,5 (V), что соответствует среднему уровню загрязнения, а в районе фруктового сада с. Н. Унал СПЗ достигает 30,6 (Bi, V, Cr, Co, Ag), что уже относится к сильному уровню.

Растительность в зоне техногенеза развивается в условиях избытка металлов как в системе почва—растение, так и в системе атмосфера—растение. Для исследуемого района второй фактор имеет очень большое значение. Ярким показателем служит тот факт, что все пробы фруктов с аномальным содержанием

Pb($C_i > C_{\text{мин. ат.}}$, $t = 3$) отобраны во фрукто-вом саду с. Н. Унал, т.е. в зоне аэротехно-генного воздействия хвостохранилища. Однако среди проб картофеля, отобран-ных с территории сада, не было ни одной с аномальным содержанием ТМ. Это сви-детельствует о том, что для яблонь и их плодов, непосредственно подвергающихся пылевому воздействию, аэротехногенное влияние хвостохранилища (в частности, по свинцу) гораздо более значимо, чем для защищенного поч-венным слоем карто-феля, для которого на первый план высту-пают почвенные аномалии (75% проб карто-феля с аномальным содержанием Pb ото-браны с участков почвенных аномалий).

Для оценки количества пылевых вы-падений использовались смывы с листьев яблони. Существенную роль аэротехно-генного влияния подтверждает значимая положительная корреляция между содер-жанием Pb и Zn в листьях и пыли ($r = 0,785$ при $r_{5\%} = 0,666$ для Pb и $0,608$ при $r_{10\%} = 0,582$ для Zn, $n = 9$). В целом верхняя почвенная аномалия по условиям пылевой нагрузки соответствует фоновому участку. Здесь количество пыли, выпа-дающей на растительность (2,2 г на кг пробы листьев), и отношение Pb/Zn (0.31) близки к фоновым значениям: количество пыли составляет 2,65 г/кг, Pb/Zn=0,46. В районе фруктового сада количество пыли почти в 2 раза выше (4,8 г/кг), отношение Pb/Zn=0,7; при этом в составе пыли доля кварца повышается до 90%, что соответ-ствует составу сухой части хвостохранили-ща: Pb/Zn=0.9 и более 90% кварца. В преде-лах нижней аномалии коэффициент кон-центрации K_k в пыли составил 3,2 для Pb и 2,3 для Zn. Аномалии в пыли, как и почвен-ные, носят комплексный характер. Кроме Pb и Zn в ее составе накапливаются Ag, Cd и As, причем мышьяк определяется только в пыли в районе фруктового сада, что указы-вает на его поступление из хвостохранилища.

Содержание ПФ Pb в пыли в районе сада соот-ветствует их содержанию в хвостохранилище (~70%) и уменьшается вверх по долине, приближаясь к со-держанию ПФ в почвах. Доля ПФ Zn на обоих участ-ках аналогична почвенным.

Различные источники запыления растительности выделяются при помощи факторного анализа. В саду вдоль р. Уналдон (верхняя почвенная аномалия) пыль и почва составляют один фактор, что подтверждает почвенное происхождение пыли. В районе фруктово-го сада с. Н. Унал (нижняя почвенная аномалия) со-держание Pb в пыли тесно связано с его содержанием в листьях и образует отдельный фактор, что говорит о другом источнике образования пыли. Это еще раз подтверждает решающую роль хвостохранилища в формировании аномалии Pb на нижних террасах р. Ардон в районе фруктового сада с. Н. Унал.

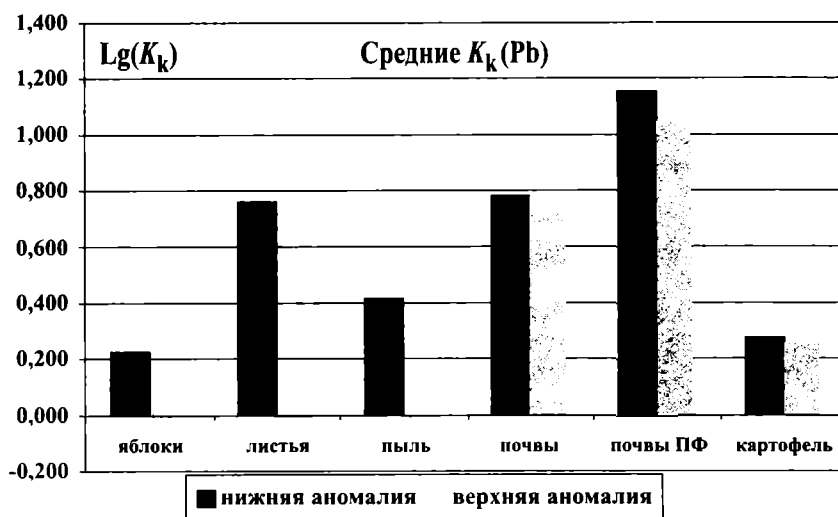


Рис. 4. Коэффициент концентрации Pb и Zn в почвах и растительности

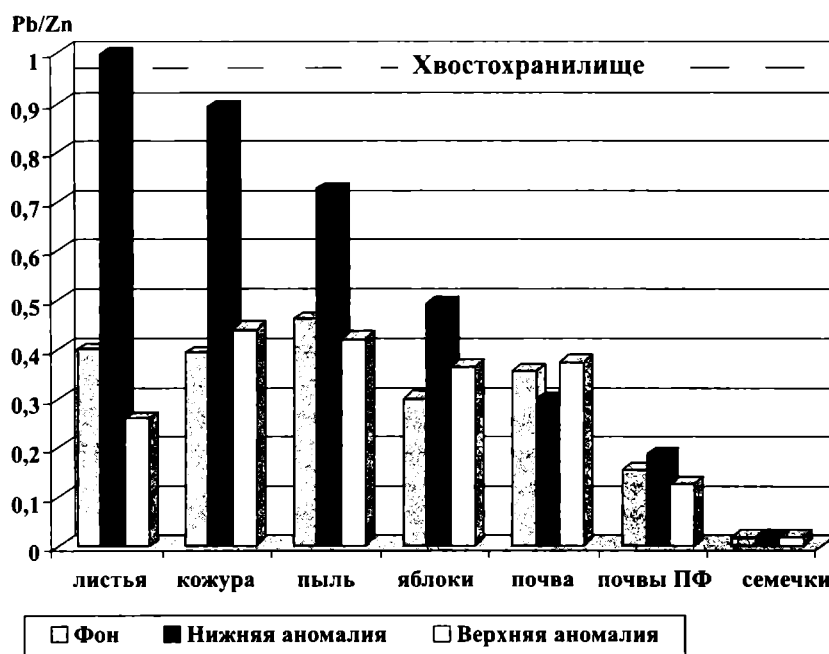


Рис. 5. Соотношение Pb/Zn в различных средах

В этом смысле показательно соотношение Pb/Zn (рис. 5): в районе верхней аномалии оно близко к фоновому и в растительности и в пыли, на нижней же аномалии отношение Pb/Zn, близкое к фоновому, отмечено только для яблок. В листьях и пыли оно приближается к 1, что не характерно для других природ-ных сред, где существенно преобладает Zn, но близко к значению отношения Pb/Zn в хвостохранилище. Кроме того, отдельно для кожуры яблок соотношение Pb/Zn составляет 0,85.

Выводы. 1. Загрязнение Унальской котловины обусловлено комплексом взаимосвязанных факторов. Добыча и переработка руд приводят к нарушению поч-венного и растительного покрова, образованию руд-ных и породных отвалов в долинах рек, включению токсичных элементов в техногенные миграционные потоки, нарушающие характерные природные связи.

2. Загрязнение поверхностных вод и донных отложений (главным образом Pb, Zn, Ag, As, Bi) обусловлено в основном влиянием отвалов и штольневых вод. Образуются интенсивные потоки рассеяния токсичных химических элементов длиной в несколько километров.

3. Формирование техногенных почвенных аномалий связано с использованием воды р. Уналдон для орошения фруктовых садов и огородов с. Унал через систему арыков (увеличение доли ПФ ТМ, в основном Zn) и с ветровой эрозией поверхности хвостохранилища (увеличение доли Pb).

4. Фруктовый сад в с. Н. Унал является естественным барьером на пути аэротехногенных выпадений с

хвостохранилища. Пылевая нагрузка на растительность в этом районе в 2 раза выше, чем на других участках, а соотношение Pb и Zn в пыли соответствует их отношению в хвостохранилище (~1:1).

5. Индикатором техногенного загрязнения служат вегетативные органы растений, где также увеличивается доля Pb. Проявление механизма защиты репродуктивных органов наблюдается в семенах яблок, где концентрации ТМ лежат в пределах фона даже на участках с максимальной пылевой нагрузкой и максимальными концентрациями ТМ в почвах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 02—05—64882.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропова Л.В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л., 1975.
2. Аржанова В.С., Елпатьевский П.В. Геохимия ландшафтов и техногенез. М., 1990.
3. Беспалатов Г.П., Кротов Ю.А. ПДК химических веществ в окружающей среде. Л., 1985.
4. Геология и полезные ископаемые Северной Осетии / Тр. треста Севкавказметразведка. Орджоникидзе, 1969.
5. Мотузова Г.В. Соединения микроэлементов в почвах: системная организация, экологическое значение, мониторинг. М., 1999.

6. Нормативные данные по предельно допустимым уровням загрязнения вредными веществами объектов окружающей среды: Справочный материал. СПб., 1994.

7. Саев Ю.Е. и др. Геохимия окружающей среды. М., 1990.

8. Свинец в окружающей среде / Под ред. В.В. Добровольского. М., 1987.

9. Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1985.

Поступила в редакцию
04.11.2003

УДК 502.614.7:550.4.

К.Е. Питьева, О.В. Голованова, И.Г. Меламед, М.М. Чеховских

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ПЛЕЙСТОЦЕНА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ. Статья 1

Водоносный плейстоценовый комплекс на территории Нижнего Поволжья представляет собой сложно построенную в плане и вертикальном разрезе слоистую систему, которая состоит из водоносных песчаных и относительно слабопроницаемых глинистых пластов. Водоносные пласты имеют различную глубину залегания и характеризуются тесной гидравлической связью, которая осуществляется на многочисленных участках литологических "окон": в слабопроницаемых пластах путем перетекания, оно для значительной части территории имеет характер нисходящей вертикальной фильтрации, а в приречных районах и в центральной части территории на отдельных участках вследствие литологической неоднородности — восходящей фильтрации.

В основании водоносного комплекса залегают карбонатно-гидрохлоридно-монтмориллонитовые ба-

кинские глины, содержащие в низах песчаные линзы мощностью от 4—5 до 10—15 м, а также апшеронские глины. Толща этих глин, составляющая в целом 200 м и более, исключает перетекание глубоких подземных вод в четвертичный водоносный комплекс.

На большей части территории водоносный комплекс имеет свободную поверхность и представлен областью, в которую воды поступают с севера и северо-востока. Непосредственно на рассматриваемой территории питание подземных вод осуществляется атмосферными осадками и речными водами. Питание атмосферными осадками региональное и повсеместное в период таяния снега и выпадения дождей, а также локальное, последнее вследствие плохих фильтрационных свойств пород и малых величин инфильтрации слабое. Локальное питание осуществляется путем усиленной инфильтрации атмосферных осад-

ков на участках, сложенных породами с повышенными фильтрационными свойствами. При отсутствии или малой мощности глин такое питание распространяется на значительные глубины; при значительной мощности глин оно лимитируется глубиной их залегания. На участках локального питания формируются слабоминерализованные и пресные воды с линзообразным залеганием.

Питание речными водами приурочено к паводкам. Значительность паводков и слабые фильтрационные свойства аллювиальных отложений способствуют формированию и многолетнему существованию приречных слабоминерализованных и пресных линз подземных вод.

В целом исследуемая территория для рассматриваемого водоносного комплекса — область транзита, осложненная локальными участками с усиленным инфильтрационным питанием атмосферными водами и участками с интенсивной разгрузкой подземных вод посредством испарения. Общая величина инфильтрационного питания, поступающего на свободную поверхность подземных вод, оценена методом математического моделирования и составляет около 10^{-7} м/сут.

Поток подземных вод имеет в целом западное, южное и юго-восточное направления. Пьезометрическая поверхность при этом снижается от $-(17\div 18)$ до $-(24\div 25)$ абс. м. Форма пьезометрической поверхности водоносного комплекса сложная, что выражается в наличии большого числа ее локальных повышений в местных очагах атмосферного и речного питания подземных вод и локальных понижений на участках разгрузки при интенсивном испарении. Скорость фильтрации подземных вод ниже 0,001 м/сут.

В целом поток подземных вод залегает на глубинах около 5 м. В условиях отсутствия и малой мощности глин или повышенных фильтрационных свойств песков подземные воды имеют единый уровень.

Общая мощность водоносного комплекса достигает 70 м. При этом для него характерна значительная изменчивость мощности слагающих его водоносных песчаных пластов и глинистых слоев. Максимальную мощность (до 40 м) песчаные отложения имеют в западной части территории; в восточной части за счет увеличения глинистости разреза толща водоносных песчаных отложений существенно меньше.

Основная разгрузка подземных вод осуществляется в рукава Волги, реки Ахтуба, Берекет и др. Разгрузке в реки способствуют древние русла эрозионных ложбин. Время разгрузки вод в реки — летняя и зимняя межень.

Приходная часть баланса: воды, поступающие на рассматриваемую территорию транзитом с севера и северо-востока; воды в пределах рассматриваемой территории, поступающие от участков с более высоким напором к участкам с меньшим напором; атмосферные осадки (снег, дождь), выпадающие в пределах территории; речные воды приречных районов в

паводок. *Расходная часть:* воды, оттекающие на участки с более низким напором; воды испарения и транспирации; воды, разгружающиеся в реки в зимне-летней межень.

При преобладании на рассматриваемой территории в плейстоценовом водоносном комплексе подземных вод со свободным уровнем имеют место незначительные (как правило, несколько сантиметров) напоры, формирующиеся вследствие литолого-фильтрационной неоднородности пород.

Формирование химического состава подземных вод изучаемого комплекса рассматривается в естественно-историческом плане с позиций гидрогеохимической миграции, т.е. пространственно-временного перемещения компонентов в подземных водах, и в системах, которые образуют подземные воды с различными средами, посредством физико-химических процессов, обусловленных свойствами компонентов и сред и приводящих к качественно-количественным изменениям в составе вод.

Главные компоненты миграционных систем представлены углеродом, серой, хлором, магнием, кальцием, натрием, кремнием, азотными соединениями, тяжелыми металлами и другими микрокомпонентами, а также органическими и органо-минеральными компонентами.

Характер компонентов в подземных водах в каждом конкретном случае зависит (помимо их геохимических свойств) от содержания их в породах, термодинамических условий, фильтрационных свойств пород. Из геохимических свойств наиболее существенны валентность, ионный вес, ионный радиус. Так, интенсивность сорбционных процессов и процессов кристаллизации веществ со слабой растворимостью сильнее у компонентов с большей валентностью, а интенсивность процессов растворения и выщелачивания сильнее у компонентов с меньшей валентностью.

Большую роль в миграции элементов играют щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия, определяющие интенсивность протекания процессов и их характер. В водоносном комплексе плейстоцена с околонеutralной водной средой многие макро- (хлор, сульфат, натрий, кальций, калий) и микрокомпоненты (бром, фтор, йод, литий, рубидий, цезий) устойчивы.

При выявлении истории формирования химического состава подземных вод плейстоцена применялись методы генетического классифицирования, пространственно-генетического картирования, физико-химических равновесий, статистические, балансовых расчетов и др. Эти методы в совокупности позволили разграничить подземные воды на генетические гидрогеохимические виды и разновидности, установить их территориальное распределение, оценить процессы формирования, начиная от исходных седиментогенных условий до современных.

В основу исследования положены данные по химическому составу подземных вод за период до 1985 г.

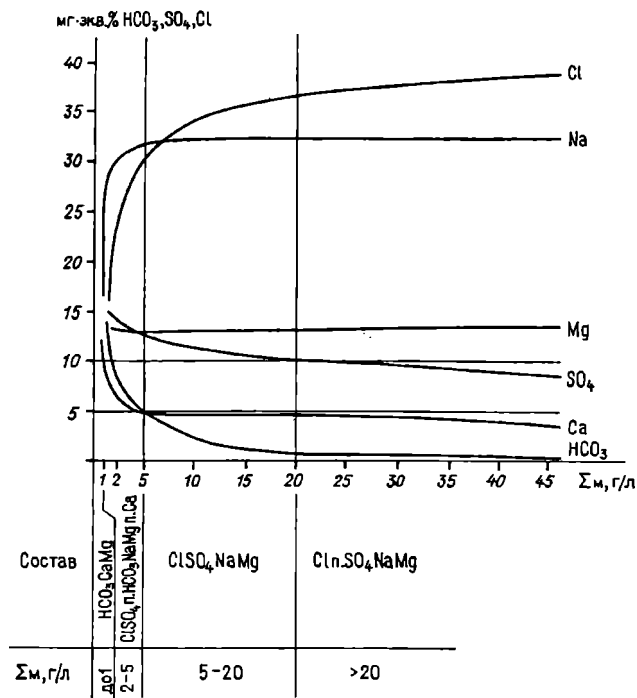


Рис. 1. Распределение компонентов в зависимости от минерализации в подземных водах хвалыньских отложений

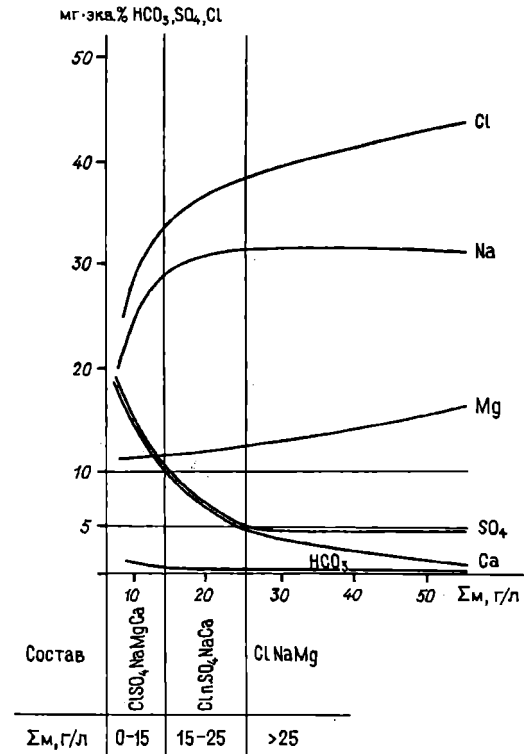


Рис. 2. Распределение компонентов в зависимости от минерализации в подземных водах хазарских отложений

(т.е. до пуска Астраханского газоконденсатного комплекса), характеризующие гидрогеохимическую обстановку как близкую к естественной.

Генетическое гидрогеохимическое классифицирование позволило охарактеризовать состав каждого вида (разновидности) подземных вод одновременно по минерализации и компонентам. Для этого строился график зависимости распределения компонентов от минерализации; минерализацию (г/л) откладывали по горизонтальной оси графика, компоненты (в экв.%) — по вертикальной.

Линией, проведенной параллельно горизонтальной оси (минерализации) и соответствующей 10 экв.% вертикальной шкалы, отсекались ионы с содержанием в воде более 10 экв.%, которые образовали гидрогеохимические группы; линией, соответствующей 5 экв.%, отсекались ионы с содержанием от 5 до 10 экв.%, которые образовали подгруппы.

Диапазоны минерализации для групп и подгрупп устанавливались по точкам пересечения кривых распределения компонентов с горизонтальными прямыми, соответствующими 10 и 5 экв.%. Через все точки проведены вертикальные линии на шкалу минерализации; эти линии — границы подземных вод с конкретными компонентным составом и минерализацией.

Основные положения построения зависимостей заключаются в преобразовании координат, которое позволяет наилучшим образом объединить точки, характеризующие состояние изучаемых показателей в воде. При классификационном анализе исходных данных не рекомендуется исключать точки со значе-

ниями, не соответствующими совокупности. Эти точки следует рассматривать на фоне совокупности как аномальные, т.е. воды сформировались в специфических естественных условиях или под влиянием инородных условий (загрязнения и др.). В пределах совокупности с помощью специальной программы на ЭВМ выполняется построение всех полученных зависимостей в единой системе координат.

В случае естественного формирования вод в выделении гидрогеохимических группировок участвуют компоненты, характер распределения которых на регрессионном графике соответствует климато-ландшафтным, литолого-геохимическим, гидрогеодинамическим природным условиям рассматриваемого водоносного комплекса.

Чтобы выявить влияние глинистых прослоев, развитых преимущественно в верхах хазарского яруса, на формирование химического состава подземных вод плейстоцена, гидрогеохимическое классифицирование проведено отдельно для вод, приуроченных к хвалыньским и хазарским песчаным отложениям.

Подземные воды, приуроченные к хвалыньским песчаным отложениям, подразделены на группы (рис. 1) с минерализацией:

- до 1 г/л, с преобладанием гидрокарбонат-иона, кальция, магния над хлором, сульфатом, натрием;
- 1–2 г/л, с преобладанием хлора, сульфата, натрия, магния над гидрокарбонат-ионом и кальцием;
- 2–5 г/л, с сохранением соотношений между компонентами, характерными для предыдущей груп-

пы, но с пониженным содержанием в водах гидрокарбонат-иона и кальция;

— 5–20 г/л, с хлоридно-сульфатным натриево-магниевым составом;

— более 20 г/л, преимущественно хлоридного состава с повышенной сульфатностью, натриево-магневого состава.

Подземные воды, приуроченные к хазарским отложениям, образуют группы (рис. 2) с минерализацией:

— до 15 г/л, с хлоридно-сульфатным натриево-магниевым-кальциевым составом;

— 15–25 г/л, с хлоридным, с повышенной концентрацией сульфат-иона и натриево-магниевым составом;

— более 25 г/л, с хлоридным натриево-магниевым составом.

Различия в химическом составе подземных вод хвалыньских и хазарских отложений заключаются в следующем:

1) первые (наряду с минерализованными) — пресные и слабоминерализованные; вторые — преимущественно минерализованные;

2) при близких максимальных величинах минерализации наиболее широко распространенных подземных вод хвалыньских и хазарских отложений, равных 45–50 г/л, минимальные значения минерализации вод хвалыньских отложений составляют менее 1 г/л, а хазарских — около 10 г/л;

3) в целом подземные воды хвалыньских и хазарских отложений, т.е. всего плейстоценового разреза, с минерализацией в диапазоне от 10 до 45–50 г/л характеризуются региональным распространением; воды хвалыньских отложений с минерализацией до 10 г/л (иногда несколько более 10 г/л) — локальным распространением;

4) подземные воды регионального распространения в верхней части разреза (в хвалыньских отложениях) содержат на 1,0–1,5 г/л сульфат-иона больше, чем воды нижней части разреза, приуроченные к хазарским отложениям. В эквивалент-процентном выражении при общей минерализации 100% в водах хвалыньских отложений сульфат-иона содержится более 10 экв.%, а в водах хазарских отложений — существенно менее 10 экв.%;

5) подземные воды всего плейстоценового разреза с минерализацией от ~10 до 45–50 г/л по компонентному составу принадлежат главным образом к хлоридному и натриевому типам; воды хвалыньских отложений с минерализацией <10 г/л — часто к гидрокарбонатному и кальциевому типам.

Подземные воды различного химического состава в плейстоценовом водоносном комплексе на исследованной территории имеют весьма сложное распределение. Оно получено посредством картирования. Главные вопросы при картировании: 1) выбор элементов картирования; 2) способы показа элементов; 3) правила картирования. *Прямые* элементы карто-

вания представлены минерализацией вод, компонентным составом, а в зависимости от решаемых задач также микрокомпонентами, органическими веществами, газовым составом; *косвенные* — литолого-минералогическим составом пород, гидрогеологической обстановкой (области естественного и техногенного питания, транзита, разгрузки), характером фильтрационного потока в виде гидроизогипс, гидроизопъез.

Минерализацию вод картируют в виде изолиний или границ в величинах, заимствованных из результатов классифицирования; макрокомпонентный состав вод изображается на карте в виде комплексных анионно-катионных групп, приуроченных к диапазонам минерализации, которые установлены при классифицировании.

Правила картирования предусматривают точность картирования, обеспечивающую достоверность гидрогеохимических границ, что позволяет максимально возможно воспроизвести реальную гидрогеохимическую обстановку картируемой территории. В общем виде основанием для построения границ или изолиний минерализации подземных вод служат региональные гидрогеодинамические условия: закладывается закономерное увеличение минерализации в направлении движения подземных вод, это обусловлено тем, что в этом направлении увеличивается время протекания физико-химических процессов и поступления компонентов в воды из пород и других источников. Поэтому конфигурация границ или изолиний минерализации повторяет конфигурацию гидроизогипс или гидроизопъез.

По характеру распределения на исследованной территории подземные воды с гидрогеохимических позиций образуют две категории:

- воды регионального распространения;
- воды локального распространения.

Подземные воды регионального распространения развиты на всей исследованной территории как в плане, так и в вертикальном разрезе. Главные черты их состава в общем виде заключаются в высокой минерализации, характеризующейся преимущественно диапазоном от 15–20 до 30–45 г/л; в обязательном присутствии в качестве главных компонентов (т.е. >10 экв.%) хлора, натрия, магния; в присутствии сульфат-иона в количестве от >10 до <5 экв.%; в соотношениях между компонентами $Cl > SO_4$, $Na > Mg$.

В вертикальном разрезе территории эти компоненты образуют три вида состава: $ClSO_4NaMg$ в пределах всего вертикального разреза (табл. 1, A1); $ClSO_4NaMg$ до глубин 10–15 м и $ClNaMg$ на глубинах, превышающих 10–15 м (табл. 1, A2, A3); $ClNaMg$ (редко $ClNa$) в пределах всего вертикального разреза (табл. 1, A4, A5). В приречных областях территории минерализация подземных вод регионального распространения вследствие разбавления речными водами, как правило, понижена по сравнению с областями междуречий (табл. 1, A5).

Химический состав подземных вод плейстоценового водоносного комплекса

Σ компонентный состав, мг/л, глубина, м				
26,4 ClSO ₄ NaMg 5,8	19,2 ClSO ₄ NaMg 4,5	21,2 ClSO ₄ NaMg 3,7	32,2 ClNaMg 11,0	18,9 ClNaMg 4,0
33,4 ClSO ₄ NaMg 8,0	26,9 ClSO ₄ NaMg 8,9–10,3	25,5 ClSO ₄ NaMg 4,5–5,5	34,4 ClNa 15,0	20,3 ClNaMg 13,0
35,2 ClSO ₄ NaMg 10,0				
37,4 ClSO ₄ NaMg 12,8				
43,3 ClSO ₄ NaMg 22,0	31,8 ClNaMg 26,0	32,2 ClNaMg 25,0	36,2 ClNaMg 17,0	24,6 ClNaMg 42,0
A1	A2	A3	A4	25,6 ClNaMg 50,0 A5

Таблица 2

Химический состав подземных вод плейстоценового водоносного комплекса

Σ компонентный состав, м г/л глубина, м				
1,7 ClHCO ₃ SO ₄ Na 6,0	0,8 ClSO ₄ NaMg 3,0	12,7 ClSO ₄ NaMg 3,5	15,2 ClNaMg 5,3	5,6 SO ₄ ClHCO ₃ MgNa 2,8
3,9 ClSO ₄ Na 10,0	9,4 ClSO ₄ NaMg 7,1	27,3 ClSO ₄ NaMg 9,3	24,4 ClNaMg 10,0	4,2 ClHCO ₃ NaMg 4,5
	22,1 ClSO ₄ NaMg 6,4–8,1			1,1 ClHCO ₃ NaMg 10,0
28,3 ClNaMg 20,0		31,0 ClNaMg 24,0	28,2 ClNaMg 15,0	3,0 ClHCO ₃ NaMg 20,0
29,1 ClNaMg 25,0			32,6 ClNaMg 17,6 ClNaMg	
B1	B2	B3	B4	B5

Подземные воды локального распространения на междуречных пространствах приурочены к верхней части плейстоценового водоносного комплекса до глубин 10–15 м; в приречных — до глубин 20 м и более. Основное отличие их состава от состава вод регионального распространения состоит в минерализации, в соответствии с которой выделяются воды: с существенно меньшей минерализацией по сравнению с водами регионального распространения; с минерализацией, которая существенно больше, чем в водах регионального распространения. Первые в свою очередь делятся по величине минерализации: 1) <5–7 г/л; 2) >5–7 г/л, но не больше 15 г/л.

В составе наименее минерализованных вод в качестве главного компонента наряду с хлором, сульфат-ионом и натрием часто присутствует гидрокарбонат-ион (табл. 2, B1, B2). Компонентный состав более

минерализованных вод близок к составу вод регионального распространения (табл. 2, B3, B4).

В водах приречной части территории присутствие гидрокарбонат-иона в качестве главного компонента обязательно, и, как правило, эти воды характеризуются минимальными величинами минерализации, распространяющимися на значительные глубины (табл. 2, B5).

Воды локального распространения с минерализацией выше, чем у вод регионального распространения, имеют характер линз, во-первых, приуроченных к самой верхней части разреза до глубин от 1,0 до 5,0 м; во-вторых, приуроченных к глинистому разрезу на разных глубинах. Компонентный состав первых вод близок к таковому у вод регионального распространения (табл. 3, B8); для вторых характерно низкое (до следового) содержание сульфат-иона (табл. 3, B6, B7).

Таким образом, можно сделать заключение, что воды регионального распространения представляют собой природный гидрогеохимический фон, на котором в течение длительного геологического времени развились обособленные, узколокальные гидрогеохимические обстановки.

Таблица 3

Химический состав подземных вод плейстоценового водоносного комплекса локального распространения с минерализацией, значительно превышающей фоновую

Σ компонентный состав, мг/л глубина, м		
48,5 ClNaMg 3,0	25,4 ClNaMg 3,3	22,2 ClCaNaMg 3,5
56,7 ClNaMg 7,3–9,2	42,4 ClNaMg 7,0	3,3 ClSO ₄ NaMg 5,8–7,2
38,9 ClNaMg 19,0	69,5 ClNaMg 14,8	16,4 ClSO ₄ NaMg 11,0
B6	71,8 ClNaMg 18,5	28,0 ClSO ₄ NaMg 21,0
	43,0 ClNaMg 22,5	B8
	B7	

УДК 55; 504; 574

В.Т. Трофимов**ОБ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЯХ АБИОТИЧЕСКИХ СФЕР ЗЕМЛИ**

Введение. Становление нового экологического знания превратило экологию в междисциплинарную науку. Из чисто биологической она превращается на современном этапе развития нашей цивилизации в мегаэкологию [3, 5], содержание которой, хотя и неодинаковое у разных авторов, характеризуется привлечением, точнее, взаимопроникновением теоретических и методологических подходов современных экологически ориентированных научных направлений, сформировавшихся на стыке классической экологии, биологии, геологии, почвоведения, географии, физики, химии, социологии, экономики, права и др. По В.Л. Звереву, мегаэкология “изучает биосферу как планетарную оболочку и как среду обитания человеческого общества, его взаимодействие с Природой, степень и последствия антропогенного влияния” [3, с. 4].

Создав учение о биосфере, В.И. Вернадский выделил девять биогеохимических функций живого вещества. К ним относятся: а) газовая, б) кислородная, в) окислительная, г) кальциевая, д) восстановительная, е) концентрационная, ж) разрушения органических соединений, з) восстановительного разложения, и) функция метаболизма и дыхания организмов. Позже А.И. Перельман, А.В. Лапо, А.А. Ярошевский и другие авторы развили учение В.И. Вернадского о функциях живого вещества. К их числу были отнесены также энергетическая (А.В. Лапо) и продукционная (А.А. Ярошевский) функции. Весь набор результатов работы планетарной биоты С.П. Горшков [1] в 2001 г. назвал “экологическими функциями живого вещества”, поскольку все они так или иначе необходимы для поддержания и оптимизации его среды обитания.

Понятие “экологические функции” еще ранее было введено в почвоведении и геологии. Г.В. Добровольский и Е.Д. Никитин [2, 6] выделили и описали серию “экологических функций почв”, посвятив этой проблеме несколько специальных монографий. В геологию представление об “экологических функциях литосферы” было введено в 1994 г. В.Т. Трофимовым и Д.Г. Зилингом. Систематика и характеристика этих функций также рассмотрены в серии статей, монографий и учебников [6–11].

Позже эти разработки получили в Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова комплексное развитие: в 2001–2002 гг. геологи, почвоведы, географы и физики объединили свои усилия в рамках межфакультетской темы “*Экологические функции абиотических сфер Земли*” (руководитель работ Г.В. Добровольский, заместитель руководителя В.Т. Трофимов). Несмотря на новизну проблематики, в итоге разра-

ботки этой темы была создана рукопись монографии с одноименным названием.

Близкий подход развивал в Санкт-Петербургском университете В.В. Куриленко [4, 5]. Он также пришел к выводу о необходимости ввести в геоэкологию как части мегаэкологии понятие “экологические функции геосфер”, выделив их для атмосферы, гидросферы и литосферы.

Таким образом, в науках о Земле четко проявилась принципиально новая тенденция — выделение и исследование экологических функций различных геосфер. Рассмотрим состояние этого вопроса по отношению к педо-, лито-, гидро- и атмосфере.

Существующие подходы к обособлению экологических функций отдельных абиотических сфер Земли

Экологические функции почв. В наиболее концентрированном виде этот вопрос представлен Г.В. Добровольским и Е.Д. Никитиным в учебном пособии “Экологические функции почв” [2]. В нем они рассмотрели биогеоэкологические и глобальные функции почв как экологические. Среди главных функций, определяющих условия существования и эволюцию организмов, выделены такие функции почв (назовем их видами): жизненное пространство биоты; источник элементов питания; сорбция веществ, поступивших из атмосферы и с грунтовыми водами; сигнал для ряда сезонных и других биологических процессов; аккумуляция и трансформация веществ и энергии, находящихся в биогеоценозе или поступивших от него. Каждая из них включает несколько разновидностей функций (рис. 1). В качестве итоговой функции всей этой категории функций выделяется почвенное плодородие.

Наряду с перечисленными Г.В. Добровольский и Е.Д. Никитин рассматривают как экологические и так называемые глобальные функции почвенного покрова. Их систематика приведена в таблице.

Подобный подход к рассмотрению экологических свойств почв, а главное, его итоговые построения позволяют сделать два важных вывода:

1) в них очень четко и объемно отражена экологическая многофункциональность почв, являющаяся их фундаментальным качеством;

2) в этих построениях явно недостаточно отражена динамика функционирования почвенного покрова, включая оценку динамики геохимических и геофизических полей. А как пишут сами авторы данной работы, почвенные “системы — весьма сложные,

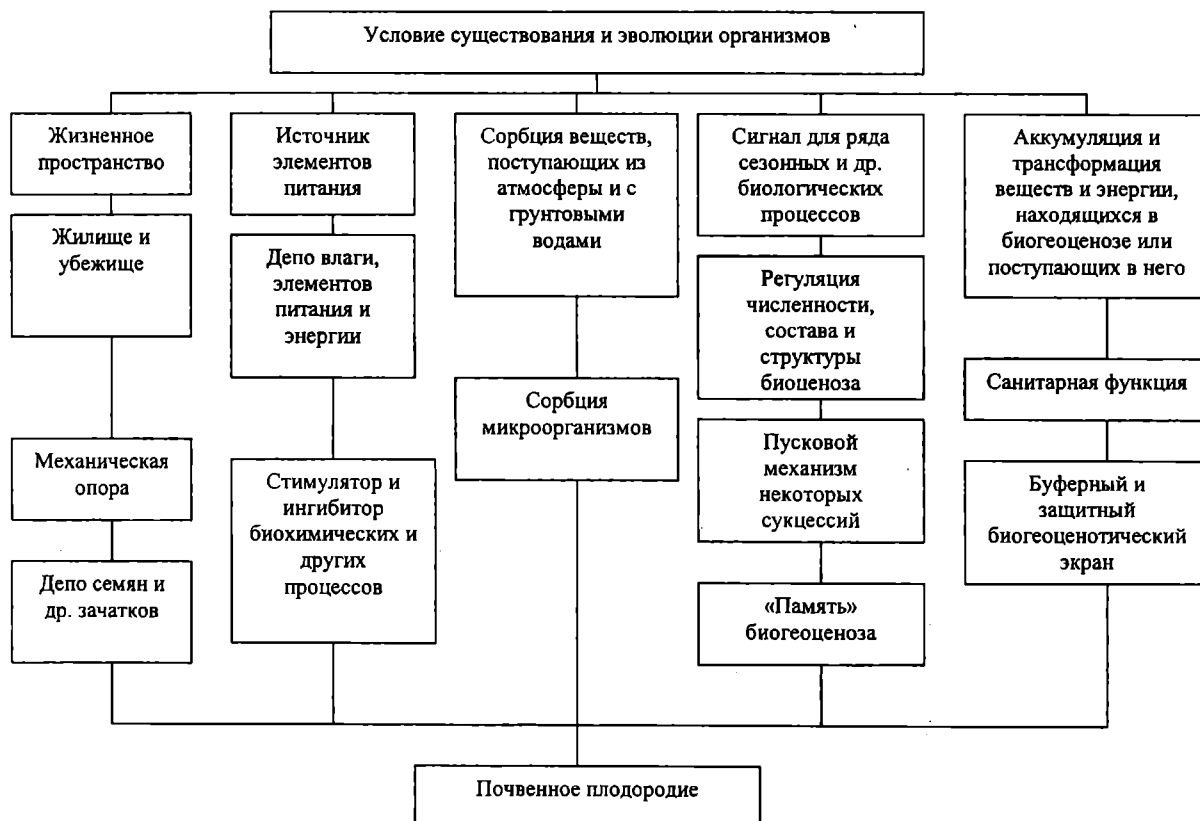


Рис. 1. Функции почв как компонента биогеоценоза (по Г.В. Добровольскому и Е.Д. Никитину [2])

многокомпонентные образования с высокой пространственно-временной изменчивостью, поэтому изучение законов их жизни и функционирования, несмотря на свою притягательность, первостепенную теоретическую и практическую значимость, — весьма трудоемкая задача, успешное решение которой предполагает тесный союз многих специалистов-единомышленников” [2, с. 134].

Экологические функции литосферы. С позиций экологической геологии **экологические функции литосферы в планетарном плане в общем виде следует определить как роль и значение литосферы в жизнеобеспечении и эволюции биоты.** Конкретизируя, В.Т. Трофимов и Д.Г. Зилинг [10] дали следующее определение этого понятия: под экологическими функциями литосферы понимается все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение литосферы, включая ресурс геологического пространства, подземные воды, нефть, газы, геохимические и геофизические поля и протекающие в ней геологические процессы, в жизнеобеспечении биоты и главным образом человеческого сообщества. Приоритетное выделение в экосистеме человеческой популяции обусловлено ее активным воздействием на среду обитания, причем на глубины, значительно превышающие влияние остальной биоты. В таком качестве литосфера не изучалась и не изучается в рамках традиционной биоэкологии, биогеографии и экологического почвоведения.

Научная концепция экологических функций литосферы объединяет в единый круг рассматриваемых проблем многоплановое изучение роли литосферы как среды существования органической жизни — простейших ее форм, растительного и животного мира и человеческой популяции. Основное с экологических позиций “предназначение” литосферы — **ресурсное и энергетическое жизнеобеспечение биоты** — реализуется через ресурсную, геодинамическую, геофизическую и геохимическую экологические функции. Социально-экономические, нравственные, эстетические аспекты функциональных взаимодействий человека и природы авторы оставили за рамками рассмотрения, так как они выходят за пределы профессиональных геологических знаний и, по их мнению, составляют сферу интересов социальной экологии.

Итак, все многообразие функциональных зависимостей между природной и техногенно преобразованной литосферой и биотой как биологическим видом и общественной социальной структурой (человеческое сообщество) авторы сводят к четырем экологическим функциям — ресурсной, геодинамической, геофизической и геохимической. Определим их содержание:

— *ресурсная экологическая функция литосферы* определяет роль минеральных, органических и органоминеральных ресурсов и геологического пространства, литосферы для жизни и деятельности биоты в качестве как биогеоценоза, так и социальной структуры;

Глобальные функции почв (педосферы)
(по Г.В. Добровольскому и Е.Д. Никитину [2])

Сферы влияния	Литосфера	Гидросфера	Атмосфера	Биосфера в целом
Основные виды глобальных функций почв (педосферы)	Биохимическое преобразование верхних слоев литосферы	Трансформация поверхностных вод в грунтовые	Поглощение и отражение солнечной радиации	Среда обитания, аккумулятор и источник вещества и энергии для организмов суши
	Источник вещества для образования минералов, пород, полезных ископаемых		Регулирование влагооборота атмосферы	Связующее звено биологического и геологического круговоротов
	Передача аккумулированной солнечной энергии в глубокие части литосферы	Участие в формировании речного стока	Источник твердо го вещества и микроорганизмов, поступающих в атмосферу	
		Фактор биопродуктивности водоемов за счет приносимых почвенных соединений	Поглощение и удержание некоторых газов от ухода в космическое пространство	Защитный барьер и условие нормального функционирования биосферы
	Защита литосферы от чрезмерной эрозии и условия ее нормального развития	Сорбционный защищающий от загрязнения барьер акваторий	Регулирование газового режима атмосферы	Фактор биологической эволюции

— *геодинамическая экологическая функция литосферы* отражает свойства литосферы влиять на состояние биоты, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные процессы и явления;

— *геохимическая экологическая функция литосферы* отражает свойства геохимических полей (неоднородностей) литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты в целом, включая, в частности, человека;

— *геофизическая экологическая функция литосферы* отражает свойства геофизических полей (неоднородностей) литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты, включая человека.

Каждая из этих функций обусловлена проявлением определенной категории экологических свойств литосферы [10, 11]. Каждая из этих категорий достаточно многочисленна. Это позволило создать иерархически построенную систематику экологических функций литосферы (рис. 2).

Следует подчеркнуть, что понятие “экологические функции литосферы” вошло в эколого-геологическую литературу, стало широко использоваться. Но через некоторое время появилось несколько публикаций, суть которых можно свести к трем следующим позициям: а) набор экологических функций литосферы, выделенных В.Т. Трофимовым и Д.Г. Зилингом, следует дополнить (В.А. Кириухин, Г.П. Яроцкий); б) изучение экологических функций литосферы — псевдопроблема (В.А. Королев); в) придание понятию “экологические функции литосферы”, каждой из ранее выделенных экологических функций литосферы иного содержания при использовании тех же названий функций (Л.Л. Прозоров). Первая из них должна быть учтена в ходе развития экологической геологии, а две другие являются, с моей точки зрения,

ошибочными. Критический разбор всех этих позиций осуществлен в [8, 9].

В заключение этого раздела отметим следующие позиции:

1) под экологическим свойством литосферы понимается одна из сторон литосферы, ее специфический, экологически значимый атрибут, обусловленный природой ее вещественного состава, геодинамических, геохимических и геофизических полей и органически связанный с жизнеобеспечением биоты, условиями ее существования и эволюции;

2) экологические функции и свойства литосферы и их современная выраженность обусловлены эволюционным развитием Земли под воздействием *природных и техногенных факторов*. На фоне эволюции природных сред в геологической истории Земли с рассматриваемых позиций (тенденции в развитии экологических функций литосферы) можно выделить два основных временных этапа. Первый этап — сугубо природный, охватывает период от зарождения жизни на Земле (около 3,5 млрд л.н.) до появления человеческой цивилизации, второй этап — техногенно-природный, охватывающий временной интервал порядка 200 лет и являющийся в основном порождением техногенеза;

3) представления об экологических функциях литосферы являются базисными в экологической геологии — новом направлении геологических наук, изучающем экологические функции литосферы, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием природных и техногенных причин в связи с жизнью и деятельностью биоты, и прежде всего человека. Именно они были основой при формировании терминологической базы этого научного направления современной геологии [7, 10, 11];

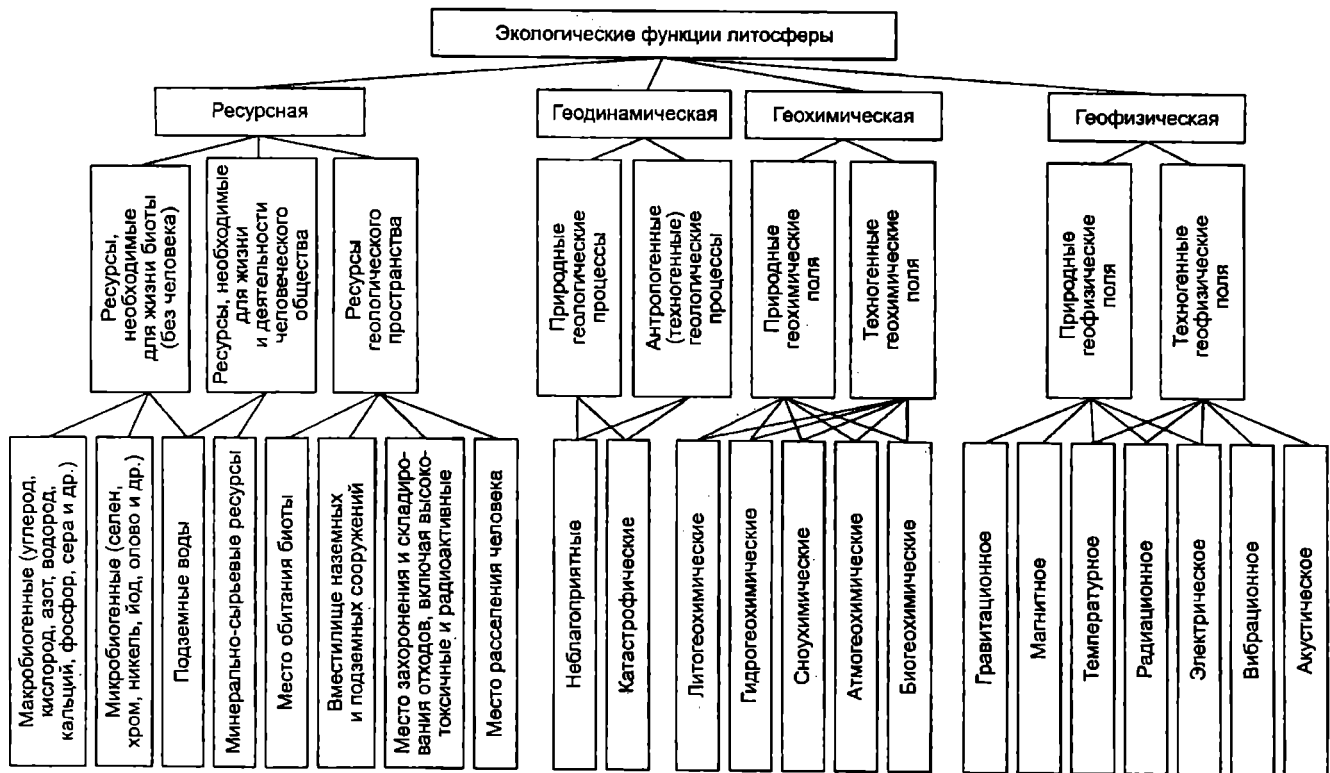


Рис. 2. Систематика экологических функций литосферы (по В.Т. Трофимову и Д.Г. Зилингу [10, 11])

4) влияние экологических свойств и функций литосферы на биоту в этой работе не рассматривается. Это сделано в серии более ранних публикаций [7, 10, 11].

Предлагаемый подход к обособлению экологических функций абиотических сфер Земли

В ходе разработки этого вопроса автором еще в 2001 г. был принят подход, аналогичный по идее только что описанному для обособления экологических функций литосферы. Это представляется правомерным, поскольку основное с рассматриваемой точки зрения предназначение всех абиотических сфер Земли — литосферы, педосферы, атмосферы и гидросферы — ресурсное и энергетическое обеспечение жизни и развития биоты. Это в полной мере согласуется с идеями В.И. Вернадского, которые еще в 1920—1930 гг. были оформлены им в виде теперь уже признанной всем научным миром концепции биосферы как геологической оболочки Земли, включающей атмосферу, гидросферу и верхнюю часть литосферы.

Исходя из этого под экологическими функциями абиотических сфер Земли будем понимать все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение этих геосфер, включая их состав, объем, динамику функционирования, геохимические и геофизические поля, в жизнеобеспечении биоты, в первую очередь человеческого сообщества.

Основными экологическими функциями абиотических сфер Земли в целом и каждой из них в отдель-

ности, как это было показано ранее применительно к литосфере, являются ресурсная, геодинамическая, геохимическая и геофизическая (рис. 3). Определим их содержание следующим образом:

— ресурсная экологическая функция абиотических сфер Земли определяет роль минеральных, органоминеральных и органических твердых, жидких и газообразных ресурсов литосферы, атмосферы, педосферы и поверхностной гидросферы, а также литосферного, атмосферного и гидросферного пространства для жизни и развития биоты в качестве как биогеоценоза, так и социальной структуры;

— геодинамическая экологическая функция абиотических сфер Земли отражает способность литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы влиять на условия жизни биоты, ее состояние, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные процессы и явления;

— геохимическая экологическая функция абиотических сфер Земли определяет свойства геохимических полей литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы природного и техногенного происхождения влиять на условия жизни и состояние биоты в целом, включая здоровье человека;

— геофизическая экологическая функция абиотических сфер Земли отражает свойства геофизических полей литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы природного и техногенного происхождения влиять на условия жизни биоты в целом, включая здоровье человека.

Необходимо подчеркнуть, что автор данной работы, развивающей изложенный подход, не одинок в своих воззрениях. У В.В. Куриленко [5, с. 52—53] читаем: "...объектом исследования геоэкологии являются геосферные оболочки Земли, в совокупности представляющие собой геоэкологическое пространство, а предметом — их (его) экологические функции. При этом геоэкологическое пространство представляет собой абиотические компоненты атмо-, гидро- и литогенной составляющих экосистем высокого уровня организации, которые в совокупности с биотической компонентой способствуют самовосстановлению и саморегуляции этих систем... Под *экологическими функциями геосферных оболочек Земли* (курсив мой. — В.Т.) в планетарном аспекте понимается роль и значение этих геосфер, с учетом протекающих в них природных и антропогенных процессов, в жизнеобеспечении человека и существовании биоты. В этом случае все многообразие функциональных зависимостей между природными и техногенно преобразованными геосферами, а также общественной социальной структурой (человеческим обществом) можно свести к следующим экологическим функциям геосфер (атмо-гидро-литосферы): ресурсной, атмо-, гидро-, литодинамической (геодинамической), атмо-, гидро-, литохимической (геохимической) и атмо-, гидро-, литофизической (геофизической)...

Ресурсная функция определяет роль органических, минеральных и органоминеральных ресурсов геосферных оболочек Земли (литосферы, гидросферы, атмосферы) для жизни и деятельности биоты как в качестве биоценоза, так и социальной структуры (человеческого сообщества). **Динамическая** функция определяет влияние динамических процессов и явлений, протекающих в геосферных оболочках в результате их природного и природно-техногенного развития, на условия существования биоценоза, включая человеческое сообщество. **Химическая** функция определяется как свойство химических полей (неоднородностей) геосферных оболочек природного и природно-техногенного происхождения влиять на состояние биоты, включая здоровье человека. **Физическая** функция определяется как свойство физических полей (неоднородностей) геосферных оболочек природного и природно-техногенного происхождения влиять на состояние биоты, включая здоровье человека. По существу последние две функции определяют медико-санитарные условия существования биоты в рамках геосфер Земли. В данном случае изучаются как природные химические и физические поля, так и техногенно преобразованные и техногенно обусловленные их аномалии. С экологических позиций важно отметить, что патогенез обуславливается аномальным уровнем соответствующих полей, интенсивность которых выше или ниже установленных санитарно-гигиенических норм...

Отсюда именно комплексное изучение экологических функций геосферных оболочек Земли (лито-

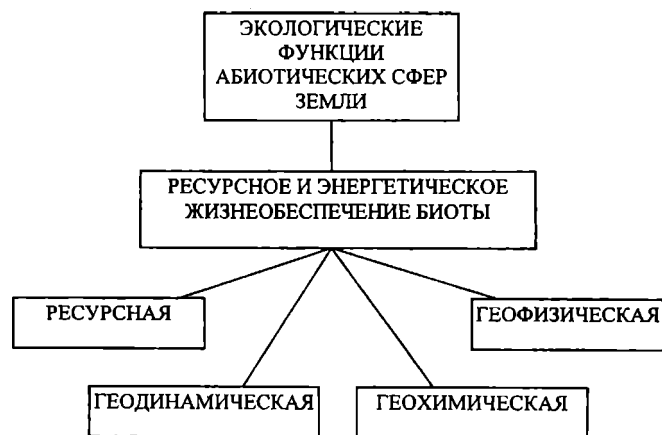


Рис. 3. Назначение и виды экологических функций абиотических сфер Земли

сферы, гидросферы, атмосферы), которое осуществляется в рамках геоэкологии, развивающееся на стыке традиционных наук о Земле и экологии, позволяет научно обосновать методологические подходы и методические принципы санитарно-эпидемиологической, нормативно-правовой и социально-экономической оценки экологического состояния компонентов природной среды”.

Подобные взгляды изложены и в другой работе В.В. Куриленко [4]. Все это вместе взятое свидетельствует, что представления об экологических функциях абиотических сред, возникшие сначала в почвоведении [2, 6] и геологии [6—11], к настоящему времени начали распространяться исследователями на все абиотические среды Земли. И хотя в этом направлении сделаны лишь самые первые шаги, они чрезвычайно симптоматичны — это признание новых теоретических подходов в оценке экологической роли абиотических сфер Земли.

В заключение этого раздела сформулируем еще четыре позиции:

1) в названиях экологических функций абиотических сфер Земли рационально, с моей точки зрения, использовать словосочетание с приставкой “гео” (геодинамическая, а не динамическая, и т.п.), так как сразу становится ясно, что речь идет о функциях, связанных с нашим домом — Землей;

2) на рис. 3 показаны основные экологические функции абиотических сфер Земли; на нем не выделена функция плодородия, что сделано в работах Г.В. Добровольского и Е.Д. Никитина [2]. Не высказываясь против обособления этой функции, которую выделяют в своих работах все почвоведы, позволю себе задать вопрос: а не является ли плодородие следствием основных экологических функций абиотических сфер Земли, причем всех основных и первичных функций?

3) к категории экологических функций абиотических сфер Земли я не отношу информационную функцию, что сделано, например, в [2]; правильно ли это — покажет время;

4) “поверхностная гидросфера” (а не “гидросфера”) в названии одной из абиотических сфер используется мной сознательно, поскольку подземные воды (подземная гидросфера) рассматриваются как составная часть литосферы (см., например, рис. 2).

О подходе к определению содержания и систематике экологических функций каждой абиотической сферы Земли

Содержание экологических функций каждой абиотической сферы Земли определяется конкретным выражением экологических свойств этих сфер. Поскольку фазовое состояние преобладающей части вещества литосферы, поверхностной гидросферы и атмосферы принципиально различно, то и влияние этих сфер на биоту будет не одинаковым, но всегда необходимым для ее жизни и развития. Неодинаковы и их составы, динамика развития, поля, действующие на биоту, включая человека. Но при этом всегда совокупность экологических свойств каждой абиотической сферы, как и все они в целом, обеспечивает ресурсные и энергетические потребности живого.

Исходя из этого следует сделать вывод, что каждая абиотическая сфера Земли, с одной стороны, обладает своим, в главных чертах специфическим содержанием ресурсной, геодинамической, геохимической и геофизической экологических функций, а с другой — именно совокупность этих особенностей и обеспечивает необходимые условия “нашего дома — планеты Земля”. Это позволяет разрабатывать индивидуальные классификации экологических функций каждой абиотической сферы на основе общего подхода, на общей теоретической основе. При реализации этой идеи целесообразно использовать опыт построения систематики экологических функций литосферы (рис. 2).

При использовании такого подхода на первом уровне в классификации для любой (без исключения) абиотической сферы Земли должны быть выделены четыре ранее определенные экологические функции — ресурсная, геодинамическая, геохимическая и геофизическая. Но уже на втором этапе классифицирования неизбежно появятся отличия, обусловленные составом, состоянием и свойствами конкретных абиотических сфер. Например, геологическое пространство литосферы будет “заменено” воздушным пространством атмосферы и аквапространством поверхностной гидросферы. Аналогично будут замещены геологические процессы атмосферными и гидрологическими. Вероятно, наряду с природными и антропогенными (техногенными) процессами и аномалиями следует выделять и антропогенно-природные, поскольку в атмосфере и поверхностной гидросфере они развиты шире, чем в литосфере.

Существенно более глубокие отличия появятся на следующем уровне классификации. Ресурсы, потреб-

ляемые биотой для жизни из литосферы, педосферы, атмосферы и гидросферы, существенно неодинаковы по фазовому состоянию и составу. Катастрофические для живого процессы также различны: землетрясения, извержения вулканов, оползни и пр. — в литосфере; тайфуны, торнадо, смерчи и т.п. — в атмосфере; нагоны, наводнения, цунами — в поверхностной гидросфере. Неодинаковыми будут и конкретные “наборы” геохимических и геофизических полей, свойственных каждой абиотической сфере Земли.

Продвигаясь в этой работе далее, мы во все большей степени учитываем индивидуальные экологически значимые качества каждой из сред. Но при этом сохраняется выбранный подход к созданию систематики экологических функций. А это в свою очередь позволит создать индивидуальные систематики этих функций всех абиотических сред Земли, сопоставимые между собой.

Об общих задачах исследования экологических функций абиотических сфер Земли

В качестве таковых сформулируем следующие:

1) создание классификаций экологических функций всех абиотических сфер Земли, построенных на едином теоретическом подходе;

2) характеристика современных морфологических особенностей экологических функций педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы в соответствии с позициями, заложенными в их классификации;

3) оценка глобального, регионального и локального влияния экологических функций каждой сферы Земли и их сочетания на биоту в целом и человеческое сообщество;

4) установление закономерностей современного развития экологических функций литосферы, педосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы под совместным воздействием природных и антропогенных (техногенных) причин;

5) исследование действительной роли техногенеза в трансформации природно сформированных экологических функций каждой из абиотических сфер Земли;

6) обоснование управляющих действий, направленных на уменьшение или ликвидацию воздействий, наносящих негативные последствия экологическим функциям и биоте.

Заключение. Изложенные положения являются принципиально новыми. Они позволяют с единых теоретических позиций подойти к анализу экологической роли всех абиотических сфер Земли, к разработке классификаций экологических функций каждой из них. А это представляется автору чрезвычайно важным с общеметодологической точки зрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горшков С.П. Концептуальные острова геоэкологии. М., 2001.
2. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Экологические функции почвы. М., 1986.
3. Зверев В.Л. Профанация экологии в умах и образовании // Промышленные ведомости. 2003. № 5—6. Март. С. 4—5.
4. Куриленко В.В. Экологически значимые свойства (экологические функции) литосферы и их роль при характеристике эколого-геологических условий жизнедеятельности человека и существования биоты (природной среды): Мат-лы междунар. науч. конф. “Науки о Земле и образование: задачи, проблемы, перспективы” / Под ред. В.В. Куриленко. СПб., 2002. С. 65—68.
5. Куриленко В.В. Экологическая геология: ее роль в науках о Земле и место в структуре экологического знания. Школа экологической геологии и рационального недропользования: Мат-лы 5-й межвузовской молодежной науч. конф. СПб., 2004. С. 45—61.
6. Никитин Е.Д. Роль почв в жизни природы. М., 1982.
7. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М., 1997.
8. Трофимов В.Т. Дискуссионные позиции понимания содержания понятия “экологические функции литосферы” // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 9—18.
9. Трофимов В.Т. Дискуссионные позиции экологической геологии. Статья 1 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геология. 2003. № 2. С. 45—56; Статья 2. 2003. № 3. С. 48—52.
10. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М., 2002.
11. Экологические функции литосферы / Под ред. В.Т. Трофимова. М., 2000.

Поступила в редакцию
10.09.2004

УДК 550.834

А.С. Рожков

РАСЧЕТ ПЛОТНОСТИ ДЛЯ МОДЕЛИ СЛОИСТОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ С СОВМЕСТНЫМ ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Существует множество работ, посвященных решению обратной динамической задачи. Наиболее полно и всесторонне проблема решения обратной динамической задачи исследована в 60-е годы прошлого столетия [1] применительно к полям продольных и поперечных волн. Различные модификации решения обратной задачи для продольных волн обсуждались в работах [2, 3, 5, 11]. При этом задача при условии известной и устойчивой корреляционной связи между скоростью и плотностью сводилась к нахождению скоростей и плотностей в слоях и глубин залегания слоев. При отсутствии или ненадежности информации об этой связи считалось, что окончательным решением может быть лишь акустическая жесткость среды. Во всех работах предполагалась горизонтально-слоистая среда. Возбуждение плоской волной считалось нормальным к границам напластования. Более сложные случаи решений были также основаны на горизонтально-слоистой модели среды и плоском возбуждающем сигнале, но при этом учитывались поля многократных волн. Они анализируются в работах [7, 9, 15] и др.

Принципиально новый этап в развитии сейсморазведки — стратиграфическая инверсия или AVO-параметрическое направление в решении обратных ди-

намических задач сейсморазведки. Принципиальная новизна AVO заключается в том, что, в отличие от многоволновых подходов векторной сейсморазведки, использующей многокомпонентную структуру волнового поля для определения моно- и комплексных параметров, при AVO их определение осуществляется из поля данных продольных волн через инверсию (обращение) амплитудной информации, определяющей характер изменения коэффициента отражения в зависимости от угла отражения. AVO-анализ дает оценку степени анизотропии, позволяет определить латеральные изменения типа порового флюида, распределение истинных интервальных скоростей S -волн, при этом скорости S -волн рассчитываются по полю P -волн.

В то же время проблематичным остается удовлетворительное определение плотности методом AVO-анализа. Эти трудности анализируются, например, в работе [13]. Решению методом AVO-анализа посвящено множество работ, например [12, 16, 17] и др. Из всех этих работ также следует, что AVO-анализ не дает удовлетворительного определения плотности.

Изменение коэффициента отражения в зависимости от угла отражения вытекает из известных уравнений Цеппритца [10], т.е. из общей теории распространения сейсмических волн. При AVO-анализе эта

связь извлекается из поля данных продольных волн через инверсию (обращение) амплитудной информации. Следовательно, при AVO-анализе используется связь между поведением амплитуд и упругими параметрами, в том числе и между характером изменения амплитуд отраженных волн и плотностью, которая вытекает из уравнений Цеппритца. Здесь уместно отметить, что сами уравнения Цеппритца верны для моделей сред с прямолинейными границами раздела между геологическими слоями сред и их применение возможно лишь для случаев границ небольшой кривизны.

В то же время, если бы связь между V и ρ могла быть найдена непосредственно по функции $V(x)$, то вполне вероятно, что это был бы более надежный путь к удовлетворительному расчету плотности, так как при таком расчете ни эффекты рассеяния, ни геометрическое расхождение не играли бы такой заметной роли, какую они играют при использовании AVO-анализа, к тому же скорости и времена пробега сейсмических волн могут быть найдены и для достаточно сложных моделей сред с криволинейными границами раздела слоев.

В самом деле, из той же теории распространения сейсмических волн, а именно из волнового уравнения, вытекает связь между скоростями продольных и поперечных волн и плотностью в виде

$$V = (K/\rho)^{1/2},$$

где K — эффективный упругий параметр; ρ — плотность, V — скорость либо продольных, либо поперечных волн в зависимости от значения K [10]. Это уравнение упрощено, так как K также зависит от плотности. Параметры K и ρ взаимосвязаны, эта связь зависит от литологии, пористости, свойств поровых флюидов, давления, глубины, цементации, степени уплотнения и т.д. Данные Гарднера и др. [14] соответствуют зависимости

$$\rho = aV^{1/4},$$

где ρ — в г/см³, V — в м/с при $a = 0,31$ и в фут/с при $a = 0,23$. Соль, ангидрит и уголь не подчиняются этой зависимости.

Для основных литотипов пород (песчаников, глин, известняков и доломитов) многочисленными исследованиями, в том числе в работах [5, 6, 18], установлена степенная зависимость, но более общего вида:

$$V = m\rho^l, \quad (1)$$

где m и ρ — константы, подлежащие определению, а также выяснено, что некоторые породы не подчиняются этой зависимости (соль, гипс, ангидрит, уголь). Однако очевидно, что и для этих пород в тех случаях, когда связь между ρ и V определяется гладкой функцией (функция, связывающая V и ρ , имеет непрерывную производную), можно считать, что на относи-

тельно небольших участках изменения плотности зависимость между ρ и V может быть аппроксимирована функцией вида $V = m\rho^l$.

Существенный момент для связи между скоростью и плотностью — связь вообще никак не ограничена пространственным расположением различных слоев геологической среды относительно друг друга. Современные кинематические методы расчета скоростей и времен пробега сейсмических волн позволяют производить расчеты для достаточно сложных моделей сред. Кроме того, эти методы, а также измерительная техника развиваются и совершенствуются.

Все это позволяет рассчитывать, что в ближайшие годы будут созданы условия для высокоточного расчета скоростей и времен пробега сейсмических волн для сложно построенных моделей геологических сред.

В работе [8] предполагалась горизонтально-слоистая модель среды. Скорости $V(x)$, акустические жесткости $C(x)$ и плотности $\rho(x)$ в слоях полагались функциями от горизонтальной координаты x , причем скорости или акустические жесткости считались известными. При этих условиях по известному отношению скоростей $V(x)/V(x_0)$ (или акустических жесткостей $C(x)/C(x_0)$) находили отношения плотностей $\rho(x)/\rho(x_0)$, где $\rho(x)$ — функция горизонтальной координаты x , во всех точках пласта она определена однозначно в предположении, что скорость (или акустическая жесткость) связана с плотностью неизвестной степенной зависимостью (с произвольными неизвестными константами), а плотность на отдельных участках пласта считалась неизвестной линейной функцией от горизонтальной координаты x .

Таким образом, для определения функции $f(x) = \rho(x)/\rho(x_0)$ вообще не требовалось знания плотности ни в одной точке. Очевидно, что если функция $f(x)$ известна во всех точках пласта, то достаточно знать лишь одно значение плотности в какой-либо точке пласта, чтобы, используя функцию $f(x)$, полностью восстановить значения плотности в любой точке пласта, так как в этом случае $\rho(x) = f(x)\rho(x_0)$. Ошибка при вычислении функции $f(x)$ зависит лишь от ошибок вычисления скорости (или акустической жесткости) на любом из участков ее вычисления (при ее вычислении нет привязки к скважине), следовательно, ошибку при вычислении $f(x)$ можно считать одной и той же при любом удалении от скважины, в которой измеряется значение плотности $\rho(x_0)$. В той же работе [8] плотности в пластах определяются и без знания плотности хотя бы в одной точке каждого пласта (по скважинным данным). Но тогда это требование заменяется предположением о том, что известна толщина всей исследуемой пачки слоев (как функция от горизонтальной координаты).

Заменим последнее предположение предположением о том, что известна средняя плотность пачки слоев (как функция от горизонтальной координаты), а все остальные предположения остаются прежними. Это предположение опирается на возможность подбо-

ра средней плотности пород, слагающих геологический разрез, в первом приближении, основываясь на гравиметрических данных и априорном представлении об этом разрезе. Представление о средней плотности будет тем точнее, чем точнее наше представление о координатах и плотности аномалеобразующих масс [4].

Но предположение о том, что известна средняя плотность слоев, опирается на трудно реализуемые на практике условия. Поэтому это предположение заменяется затем на предположение о том, что на поверхности может быть измерена аномалия силы тяжести.

Ниже приводится иной способ определения функции $f(x)=\rho(x)/\rho(x_0)$ и показано, что требование линейности плотности в слоях может быть заменено заданием средней плотности пачки слоев как функции от x и одного значения плотности в каждом из слоев (по скважинным данным), в результате искомая плотность является совершенно произвольной однозначной функцией от горизонтальной координаты.

Предположим, что среду можно разбить на участки вертикальными прямыми, и в пластах, входящих в каждый из участков, будем считать ρ линейной функцией. Тогда из равенства (1) следует, что функция

$$F(x) = V_i(x)^{1/l} = m^{1/l} \rho_i(x), \quad (2)$$

где $V_i(x)$ и $\rho_i(x)$ — скорость и плотность в i -м пласте, есть линейная функция, так как $\rho_i(x)$ — линейная функция для каждого i , а $m^{1/l}$ — константа. Из этого следует: чтобы найти l для i -го пласта, необходимо выбрать его таким, чтобы функция $V_i(x)^{1/l}$ стала линейной. Для этого достаточно воспользоваться методом наименьших квадратов, минимизируя функцию

$$\Phi(l, a, b) = \sum (V_i(x_j)^{1/l} - ax_j - b)^2,$$

где x_j — точки, в которых задана скорость в i -м пласте.

Таким образом, найдем искомое число l . В силу (2) имеем выражение для $f(x)$:

$$f(x) = \rho(x)/\rho(x_0) = [V(x)/V(x_0)]^{1/l}. \quad (3)$$

Теперь формально опишем требования, налагаемые на среду. Отложим по горизонтали ось ox с началом в некоторой точке o . Положительным направлением будем считать направление слева направо. Пусть имеется n слоев, для каждого из которых на некотором отрезке $[x_0, x]$ значений x известны скорости $V_i(x)$ и времена пробега сейсмических волн $t_i(x)$ как функции от x , т.е. x принадлежит интервалу $[x_0, X]$, i — номер слоя, $i = 1, \dots, n$. Число границ, которые разделяют отдельные слои, равно $n+1$. Пусть известна средняя плотность $R_S(x)$ этой пачки слоев между первой и последней из этих границ как функция от x . Обозначим мощность i -го слоя через $H_i(x)$. При этом $H_i(x) = V_i(x)t_i(x)$.

Тогда

$$\sum H_i(x) = \sum V_i(x)t_i(x) = H(x) \quad (4)$$

— известная функция.

Запишем функцию $\rho_i(x)$ в виде

$$\rho_i(x) = \rho_i(x_k) f_i(x), \quad (5)$$

где $f_i(x)$ — известная, найденная нами по формуле (3) функция, а $\rho_i(x_k)$ — неизвестное значение плотности в некоторой точке x_k слоя. Тогда из (4) и (5) получим

$$\sum \rho_i(x_k) f_i(x) H_i(x) = R_S(x) H(x)$$

или

$$\sum \rho_i(x_k) f_i(x) H_i(x) / H(x) = R_S(x). \quad (6)$$

Для удобства дальнейшего изложения примем следующие обозначения:

$$G_i(x) = f_i(x) H_i(x) / H(x), \quad A_i = \rho_i(x_k). \quad (7)$$

Заметим, что в силу сказанного выше $G_i(x)$ — известные функции, а A_i — неизвестные числа для всех $i = 1, 2, \dots, n$. Используя (7), уравнение (6) можно записать следующим образом:

$$\sum A_i G_i(x) = R_S(x). \quad (8)$$

Разобьем теперь отрезок $[x_0, x]$ на оси ox некоторым образом на $n-1$ частей точками x_1, x_2, \dots, x_n (рисунк):

$$(x_1 = x_0) < x_2 < \dots < x_{n-1} < (x_n = X). \quad (9)$$

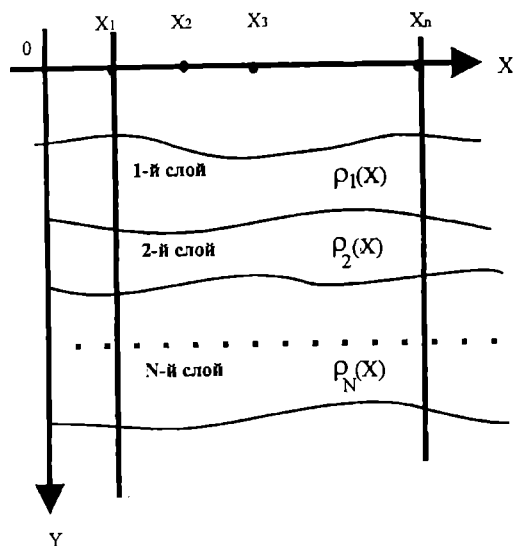
Подставив в (8) вместо x последовательно каждое из $x_j, j = 1, \dots, n$,

$$A_1 G_1(x_1) + \dots + A_n G_n(x_1) = R_S(x_1)$$

$$A_1 G_1(x_n) + \dots + A_n G_n(x_n) = R_S(x_n), \quad (10)$$

получим систему линейных уравнений n -го порядка с неизвестными A_i . Найдя A_i , найдем и $\rho_i(x_k)$ из (7). Затем, так как функции $f_i(x)$ известны, найдем по формуле (5) функции $\rho_i(x)$. Из единственности решения линейной системы уравнений следует единственность найденных функций $\rho_i(x)$.

Теперь покажем, что требование линейности плотности в пластах можно снять, если вместо этого предположить, что в каждом слое известно одно значение плотности (например, по скважинным данным).



Схематическое изображение рассматриваемой среды

Пусть в каждом i -м пласте известны плотности в точках с горизонтальной координатой x_{i1} . Из (1) следует, что для каждого i -го пласта $V_i(x) = m_i \rho_i(x)^{l_i}$, где $V_i(x)$ и $\rho_i(x)$ — скорость и плотность в i -м пласте; m_i и l_i — константы. Обозначим $V_i(x) = V_i$, $V_i(x_{i1}) = V_{i1}$, $\rho_i(x) = \rho_i$, $\rho_i(x_{i1}) = \rho_{i1}$, тогда для всех $x_i \neq x_{i1}$ по формуле (1) получим $\rho_i = \rho_{i1} (V_i/V_{i1})^{1/l_i}$. Если обозначим $k_i = 1/l_i$ то

$$\rho_i = \rho_{i1} (V_i/V_{i1})^{k_i}, \quad (11)$$

где неизвестно k_i . Обозначим $F_i(x) = H_i(x) \rho_{i1} / H(x)$, $G_i(x) = V_i / V_{i1}$. Тогда

$$\sum H_i(x) \rho_i(x) / H(x) = \sum F_i(x) G_i(x)^{k_i} = R_S(x). \quad (12)$$

Подставив в (12) вместо x последовательно каждое из чисел x_j , $j = 1, \dots, n$, удовлетворяющих условиям (9), получим:

$$F_1(x_1) G_1(x_1)^{k_1} + \dots + F_n(x_1) G_n(x_1)^{k_n} = R_S(x_1)$$

$$F_1(x_n) G_1(x_n)^{k_1} + \dots + F_n(x_n) G_n(x_n)^{k_n} = R_S(x_n). \quad (13)$$

Таким образом, получили систему из n трансцендентных уравнений с n неизвестными k_j . Если из этой

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи сейсмологии // Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., 1967. С. 9—83.
2. Антоненко О.Ф. Обращение одной разностной схемы для решения одномерной динамической задачи сейсмологии // Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., 1967. С. 92—98.
3. Бордаева Н.М. О численном решении одномерной обратной динамической задачи сейсмологии // Там же. С. 85—91.

системы найти k_j , то найдем и l_j , а из (11) найдем и $\rho_i(x)$.

На практике средняя плотность слоев R_S , как правило, неизвестна, но известна аномалия силы тяжести как функция от горизонтальной координаты $f(x)$.

Если предположить, что все аномалеобразующие объекты заключены в рассматриваемой толще (можно учесть и трехмерный вариант ее задания), то, пользуясь выражением для плотности (11), можно выразить аномалию силы тяжести, суммируя влияние на $f(x)$ от масс элементарных объемов рассматриваемой среды [4]. Чтобы учесть трехмерность среды при данных условиях, отложим ось ou перпендикулярно к оси ox с началом в точке пересечения этих осей. Предположим, что вблизи профиля для любого фиксированного x выполняется условие: для всякого u глубина границ между слоями равна их глубине при $u = 0$, а плотность равна плотности при $u = 0$. При этих условиях вместо уравнений (13) получатся уравнения того же вида, но $F_i(x_j)$ будут помножены на C_{ij} , где C_{ij} — коэффициенты учета влияния i -го слоя на аномалию силы тяжести в точке x_j , а $R_S(x_n)$ в правых частях уравнений заменятся на $f(x_j)$. Решение полученной системы уравнений даст распределение плотности рассматриваемой среды.

Итак, для слоистой модели геологической среды с произвольными границами раздела между слоями даны два способа определения плотностей в слоях как функций $\rho_i(x)$ от горизонтальной координаты x , где индекс i — номер слоя. Оба способа предполагают, что известны лишь скорости сейсмических волн в слоях и средняя плотность пачки слоев как функции от горизонтальной координаты x . Предполагается также, что плотность функционально связана со скоростью зависимостью (1).

Первый способ не предполагает наличия каких-либо данных о плотностях в слоях. Это требование заменяется лишь возможностью разбиения геологической среды на участки, для каждого из которых можно считать, что плотность в отдельных слоях линейно зависит от горизонтальной координаты x .

Второй способ не налагает никаких ограничений на функции плотности $\rho_i(x)$, но должно быть известно хотя бы одно значение плотности для каждого пласта, например по скважинным данным.

4. Веселов К.Е., Сагитов М.У. Гравиметрическая разведка. М., 1968.

5. Гогоненков Г.Н., Захаров Е.Т., Эльманович С.С. Прогноз детального скоростного разреза по сейсмическим данным // Прикладная геофизика. 1980. Вып. 97. С. 58—72.

6. Гогоненков Г.Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М., 1987. С. 221.

7. Петтиджон Ф.Д. Осадочные породы. М., 1985. С. 58—60.

8. Рожков А.С. Новые подходы к расчету плотности по полю продольных сейсмических волн для слоистой геологической среды // Вестн. МГТУ. 2003. Т. 6. № 1. С. 159—164.
9. Троян В.Н. Статистические методы обработки сейсмической информации при исследовании слоистых сред. М., 1982.
10. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 2: Обработка и интерпретация данных. М., 1987.
11. Bamberger A., Ghavent G., Hemon Ch., Lailly P. Inversion of normal incidence seismograms // Geophys. 1982. Vol. 47. N 5. P. 757—769.
12. Buland A., Odd K., Henning O. Rapid spatially coupled AVO inversion in the Fourier Domain // Ibid. 2003. Vol. 68. N 3. P. 824—836.
13. Debski W., Tarantola A. Information on elastic parameters obtained from the amplitudes of reflected waves // Ibid. 1995. Vol. 60. N 5. P. 1426—1436.
14. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // Ibid. 1974. Vol 39. P. 770—849.
15. Lavergne M., Willm C. Inversion of seismograms and pseudo velocity logs // Geophys. Prosp. 1977. Vol. 25. N 3. P. 231—250.
16. Michael R., Stan E. Dosso, Beran L. Uncertainty estimation for amplitude variation with offset (AVO) inversion // Geophys. 2003. Vol. 68. P. 1485—1496.
17. Robert W., Stolt C., Stolt R.H. A Born-WKBJ inversion method for acoustic reflection data // Geophys. 1981. Vol. 46. P. 1559—1567.
18. Tal-Virsky B.B., Tabakov A.A. High-resolution prediction of acoustic impedances below bottom-of-hole // Geophys. Prosp. 1983. Vol. 31. N 2. P. 225—236.

Поступила в редакцию
27.01.2004

РЕЦЕНЗИЯ

А.Ф. Лимонов

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АТЛАС ТИХОГО ОКЕАНА

Атлас издан в 2003 г. по решению Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО. В его создании принимало участие более 65 научных, научно-исследовательских и научно-учебных организаций России, США, Великобритании, Канады, Японии, Франции, Австралии, Германии, Новой Каледонии и Китая. Главный редактор — Г.Б. Удинцев, который взял на себя ответственность собрать, проанализировать и обобщить гигантский по объему фактический материал. Этот атлас — третий из серии, включающей также “Геолого-геофизический атлас Индийского океана” (1975) и “Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана” (1989—1990). Атлас Тихого океана готовился к изданию на протяжении почти 15 лет, но сведения, приведенные в нем, актуальны: новейшие представленные в нем данные датируются 2001—2002 гг. Атлас двуязычный: русский текст дублируется английским.

Подчеркну огромную роль российских ученых в сборе и обработке материалов, включенных в атлас. В основном этот вклад касается северо-западного сектора океана и соответствующих окраинных морей — Охотского и Японского.

Атлас начинается с раздела истории картографии океана, включая описание основных исследовательских судов, принимавших участие в изучении Пацифики. Вслед за этим следует раздел, в котором в доступной даже для неспециалиста форме содержатся основные сведения о главных методах изучения морского дна начиная с навигационной привязки судов. Приводятся описания различных акустических и сейсмических методов, спутниковой альтиметрии, магнитометрии, термометрии, сейсмической томографии, методики бурения океанского дна по международным проектам (DSDP и ODP) и краткая история этих проектов, техническая характеристика разнообразных глубоководных обитаемых аппаратов. Но, к сожалению, здесь отсутствует материал, посвященный морским гравиметрическим работам, хотя в атласе помещены карты аномалий силы тяжести для значительной части акватории океана. Впрочем, достаточно полное описание метода морской гравиметрии приведено в “Международном геолого-геофизическом атласе Атлантического океана”. Этот технический раздел представляет собой большой интерес в качестве справочного как для морских геологов, так и для студентов, специализирующихся в области морской геологии и геофизики.

Большое внимание уделено истории создания Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО),

составленной в электронном виде. На основе ее 5-го издания в атласе воспроизведены карты рельефа дна океана в целом и его отдельных участков. Эти карты сопровождаются дополнительными иллюстрациями в виде эхограмм многолучевых эхолотов, сонограмм локаторов бокового обзора и трехмерных диаграмм рельефа дна. В последующем описании приводятся характеристики геофизических полей по отдельным участкам Тихого океана: поля силы тяжести, магнитного, теплового; даны многочисленные сейсмические разрезы, полученные с использованием разных методик, включая одну из наиболее перспективных — широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование (ШГСП), позволяющее регистрировать довольно детальные разрезы океанической литосферы до глубин ниже поверхности Мохо. Для всей акватории Тихого океана представлены данные по сейсмичности и строению зон Беньофа.

К недостаткам атласа относится малое количество геологической информации по сравнению с объемом географической и геофизической. Так, при обилии детальных батиметрических карт полностью отсутствует их структурно-геоморфологическая интерпретация. Практически нет тектонических карт. Карта в виде приложения на двух листах под названием “Эта динамичная планета. Глобальная карта вулканов, землетрясений и плитной тектоники” никак не может заменить тектоническую карту. Позиция составителей атласа объяснена кратким комментарием к этой карте: авторы приглашают пользователей активно вносить предложения по улучшению ее качества и добавления в нее геологической интерпретации в рамках подготовки 2-го издания атласа. Такой же позиции авторы придерживаются по отношению к батиметрическим и геофизическим картам и разрезам. Однако на основе карты линейных магнитных аномалий можно было бы вполне корректно поместить в атласе карту (или схему) этапов раскрытия океанической коры в отдельных сегментах Пацифики.

Второй очевидный недостаток атласа заключается в непоследовательности изложения материала. Так, после описания Чилийского тройного сочленения на следующей странице приводятся батиметрические сведения по зал. Суруга (юго-запад о-ва Хонсю). Непосредственно после раздела “Северная часть Филиппинского моря” следуют общие для Пацифики разделы “Изученность земной коры методом ГСЗ” и подобные, которые продолжают частными описаниями разрозненных акваторий Тихого океана. Такие примеры можно многократно увеличить. Все описан-

ные рубрики приведены в содержании, но его оформление с использованием очень ограниченного количества шрифтов оставляет желать лучшего; это сильно затрудняет поиск нужных разделов. Указанный недостаток составители атласа объясняют техническими причинами: каждая страница должна быть полностью заполнена, поэтому приходилось подбирать карты в масштабе, вписывающемся в рамки страницы, и соответственно ограничиваться комментариями к этим картам. Однако масштаб карт можно было бы изменять, подгоняя их под нужный формат; текстовые комментарии к графике, приведенные в разном объе-

ме, только бы способствовали восприятию. Совершенно очевидно, что одному главному редактору эта огромная работа была не по силам. Читателю приходится мириться с этим недостатком атласа.

В целом можно констатировать, что "Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана" является чрезвычайно актуальным и полезным. Он предоставляет пользователю обширную базу батиметрических, геофизических, в меньшей степени геологических данных, которая будет востребована широким кругом исследователей в области океанологии, морской геологии и геофизики.

Поступила в редакцию
21.09.2004

Письмо ветеранам Великой Отечественной войны

Дорогие коллеги, товарищи и друзья, сотрудники и питомцы геологического факультета Московского университета!

От всей души поздравляю Вас с главным праздником 60-летия Победы нашей Родины в Великой Отечественной войне с немецко-фашистскими агрессорами и их сателлитами, вероломно напавшими на нашу страну и принесшими неисчислимы бедствия и страдания ее народу и едва ли не каждой семье.

Мне доставляет особую радость поздравить тех из Вас, кто защищал наше Отечество в рядах Советской армии, проливал свою кровь на полях сражений и до сих пор продолжает неутомимо трудиться в дружном коллективе Московского университета. Я низко склоняю голову в память тех, кто пал смертью храбрых, защищая Родину, и тех, кто, вернувшись с войны, долгие годы трудился в нашем коллективе, но кому не довелось дожить до этого великого юбилея.

Не моя заслуга, а лишь щедрый дар судьбы, что на мою долю выпало счастье вместе с моими товарищами осенью и зимой 1941/42 года защищать наш любимый университет в качестве бойца военизированной противовоздушной обороны МГУ, летом и осенью 1942 года трудиться с ними в студенческом батальоне МГУ на лесозаготовках для Москвы, а затем, в 1943—1945 годах, пройти под знаменами 6-го гвардейского Львовского механизированного корпуса от Орла и Брянска до Берлина, Праги и Вены, а затем вернуться в нашу славную Alma Mater и более 60 лет трудиться в ее стенах.

В этот знаменательный день я желаю всем сотрудникам, аспирантам и студентам нашего родного геологического факультета крепкого здоровья, больших успехов в их работе и учебе, счастливой жизни, не омраченной угрозами и ужасами войны.

Бывший гвардии сержант Советской армии

Е. Милановский



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
