

численным разломам и зонам дробления из фундамента и проникавшим в оба пласта ЮК₁₀ и ЮК₁₁. Эти пласты образуют единую гидродинамическую систему, в которой происходит региональное движение поровых флюидов с севера на юг, вызывающее смещение водонефтяного контакта [3]. Как показали результаты детальных исследований, гидротермальная деятельность проявилась в конце олигоцена—начале миоцена в связи с неотектонической стадией развития региона [7]. Кроме того, определенное воздействие на состояние природного резервуара оказали процессы на древнем водонефтяном контакте, выраженном тонким чередованием выщелоченных, карбонатизированных и каолинитизированных прослоев [5].

Таким образом, пустотное пространство продуктивных коллекторов изменялось на всех стадиях ли-

тогенеза, а под влиянием наложенных гидротермальных процессов — и на водонефтяном контакте. Факторы, ухудшающие пористость, — уплотнение и хемогенное минералообразование. Значительная деформация пластических обломков и переход их в цементирующую составляющую также привели к уменьшению размеров поровых каналов. К факторам, которые увеличивают пористость пород, относятся постседиментационные изменения: коррозия зерен кварца, появление диккита и каолинита, выщелачивание полевых шпатов и других компонентов с возникновением пор и каверн, а также образование трещин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 00—05—64681.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и разработка крупнейших и уникальных нефтяных и нефтегазовых месторождений России. Т. 2. Западно-Сибирская провинция. М., 1996.
2. Геология и полезные ископаемые России. Т.2. Западная Сибирь. СПб., 2000.
3. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А. и др. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122—132.
4. Казанский Ю.П., Казарбин В.В., Солотчина Э.П. и др. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 22—31.
5. Карнюшина Е.Е. Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М., 2000.

6. Конторович А.Э., Андрусевич В.Е., Афанасьев С.Л. и др. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтегазонакопления в континентальных отложениях средней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. № 6. С. 5—28.

7. Лукин А.Е., Гарипов О.М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65—85.

8. Мухер А.Г., Ирбэ Н.А. Типы коллекторов юрского нефтегазоносного комплекса Красноленинского района и методы их выделения // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных пород глубоких горизонтов Западной Сибири. Тюмень, 1988. С. 33—48.

Поступила в редакцию
25.12.2001

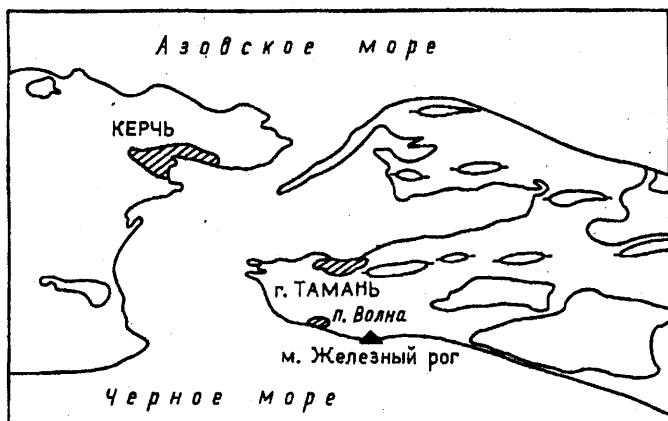
УДК 552.56:551.782.2 (470.62)

Д.Р. Хакимова

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕЙ ЧАСТИ КИММЕРИЙСКОГО ЯРУСА НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Железорудные горизонты Таманского п-ова относятся к обширной области Азово-Черноморской железорудной провинции, включающей киммерийские рудные слои Керченского п-ова, Тамани, Приазовья, Присивашья и Херсонщины [6]. В тектоническом отношении бассейн связан с Индоло-Кубанским прогибом, образовавшимся в неогене вдоль периферии мегантиклинория Большого Кавказа.

Таманские железорудные горизонты (всего их четыре) приурочены к толще киммерийских отложений, которые подстилаются позднепалеогеновыми и неогеновыми (миоценовыми) осадочными образованиями и перекрываются отложениями куяльницкого яруса и четвертичными. В статье рассмотрены литологические особенности самого нижнего рудного горизонта в подошве киммерийского яруса. Выходы



Географическая карта-схема Таманского полуострова. Черный треугольник — место проведения работ

этого рудного горизонта обнажены во фронтальных частях оползня, подвергнувшегося абразии по берегу Черного моря на мысе Железный Рог (рисунок).

Изучаемый рудный горизонт залегает на светло-серых, слабоизвестковых глинах, в кровле переходящих в темно-серые до черных (углистый горизонт) и представляет собой чередование оолитовых и пизолитовых слоев (снизу вверх):

1) пизолитовый — пизолиты расположены свободно, не сгружены, их размеры и форма различны — от грушевидной и уплощенной до округлой, до 5 см в диаметре, мощность слоя 15 см;

2) оолитовый — сильноожеlezненный оолитовый слой, мощность слоя 7 см;

3) пизолитовый — в основании в большом количестве присутствуют мелкие пизолиты (до 2 см), тесно расположенные, бурого цвета, со светлой камеркой, округлые и овальные. Центральная часть слоя заполнена крупными, плотно прилегающими пизолитами (3—7 см в диаметре); местами на контакте со слоем 2 происходит их сгущение в “карманы”, последние образуют линзы с более крупными пизолитами, мощность слоя 25 см;

4) оолитовый слой с редко встречающимися крупными (в диаметре до 6 см) пизолитами желтовато-серого цвета, мощность слоя 16 см;

5) сидеритовый пласт, в подошве которого отмечены кристаллы гипса, мощность слоя 10 см.

Контакты между слоями имеют неровный, часто слегка волнообразный характер, выражены они ожеlezненными поверхностями. Перекрывается рудный горизонт светло-серыми глинами с бурьми прослоями и оппечатками фауны двустворок, а также современными почвами.

Минералого-петрографическое изучение пород как подрудного, так и рудного горизонтов позволило детализировать представления об их строении. Рентгенографическим анализом установлено, что породы подрудного горизонта представлены хорошо окристаллизованными глинистыми минералами гидрослюдисто-сметитовой ассоциации со значительной примесью смешанослойных минералов и незначитель-

ной — каолинита и хлорита. Среди неглинистых минералов отмечены кварц, кальцит и гетит.

Железородный горизонт сложен плохо окристаллизованными минеральными фазами. Состав цементирующей массы представлен как в алевритовой, так и в глинистой фракциях алюмосиликатной рентгеноаморфной фазой, кварцем, гидроксидом железа (гетитом), сульфатами кальция (в разной степени дегидратированным гипсом, до полугидрата) и водными сульфатами железа с высоким содержанием воды (мелантеритом, сидеротилом и розенитом). В незначительной степени присутствуют вивианит, гидрослюда, смектит, смешанослойные минералы (гидрослюда-сметитового состава), калиевый полевой шпат, лепидокрокит, хлорит и ярозит.

В составе оолитов как в алевритовой, так и в глинистой фракциях рентгенографическим анализом установлены алюмосиликатная рентгеноаморфная фаза, силикатная рентгеноаморфная фаза, кварц (халседон), гидрогетит, розенит, в меньшей степени — гидрослюда, лепидокрокит, смешанослойные, тридимит, хлорит и ярозит. По микронзондовому анализу (аналитик О.В. Парфенова, кафедра петрологии) состав оолитов (мас, %) колеблется в следующих пределах (в зависимости от места проведения анализа в оолите): SiO_2 53,441 + 62,883; FeO 16,397 + 33,411; Al_2O_3 5,032 + 12,618; MgO , K_2O , Na_2O , SO_4 2,000 + 2,300%. Содержание CaO , MnO и TiO_2 не превышает 0,706%. Химический состав оолитов, скорее всего, соответствует триоктаэдрическим железосодержащим смектитам (для диоктаэдрических не хватает MgO).

Таким образом, учитывая результаты минералогического и химического анализов оолитов и цементирующей массы, можно сделать следующие выводы. Преобладающий характер алюмосиликатной и силикатной рентгеноаморфных фаз и присутствие небольшого количества глинистых минералов (за счет минимального привноса терригенного материала) как в составе оолитов, так и в цементирующей массе указывают, скорее всего, на то, что, во-первых, перемещение железа происходило в коллоидном виде, а осаждение осуществлялось при участии органического вещества (возможно, бесскелетных форм); во-вторых, образование оолитов происходило почти одновременно с вмещающей основной массой. Наличие водных сульфатов железа указывает на то, что формирование оолитов происходило при недостатке кислорода [3].

Учитывая все характерные особенности изучаемого рудного горизонта, его можно отнести ко 2-му генетическому типу коричневых руд, по классификации Е.В. Голубовской [5], которая, в свою очередь, отнесла этот генетический тип коричневых руд к образованиям подвижного мелководья (подводным барам и валам).

Таким образом, в ходе изучения литологических особенностей рудного горизонта получены результаты, которые согласуются с выводами Н.М. Страхова

о формировании оолитовых руд. Н.М. Страхов утверждал, что "оолитовые руды накапливались в геоморфологических ловушках и, в основном, в тонких (глинистых, песчано-глинистых и песчаных) осадках" [12, с. 324—325]. В нашем случае в качестве геоморфологических ловушек, препятствовавших выносу терригенного и рудного материала из Азово-Кубанского водоема, могли выступать, по данным Л.Е. Барчуковой [2], подводные бары и валы, образовавшиеся в результате интенсивных волновых воздействий, либо, по данным Н.И. Бойко [4], мшанковые органогенные постройки.

Наиболее благоприятными для формирования морских оолитовых железных руд были условия островного моря или же глубокоизрезанного побережья, погружающейся горной страны [12, с. 324—325]. Вероятное подтверждение этого факта для изучаемого рудного горизонта — выводы, сделанные Т.А. Шардановой и др. о том, что «в начале киммерийского

времени произошло закрытие Еникальского залива и превращение "таманского" бассейна в закрытую систему типа "море-озеро" с субаквальной дельтой» [14, с. 401].

И, наконец, изучаемый рудный горизонт укладывается в предложенную Н.М. Страховым [12] трансгрессивно-регрессивную схему формирования оолитовых шельфовых руд. В связи с тектоническими движениями в киммерийское время в пределах Керченско-Таманской области и примыкавшей к ней обширной территории Индоло-Кубанского прогиба неоднократно происходили трансгрессивно-регрессивные процессы [2]. Отражением последних, возможно, служат следы размыва, выраженные в неровных границах между слоями в рудном горизонте, и чередование рудных горизонтов с безрудными в разрезе киммерийских отложений на Таманском полуострове.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барчукова Л.Е., Соловьева Н.А. Аллохтонная природа залегания железорудных пластов г. Зеленского (Черноморское побережье Таманского полуострова) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 1. М., 2000. С. 73—78.
2. Барчукова Л.Е., Соловьева Н.А. Особенности образования киммерийских железорудных пластов Таманского полуострова // Современные вопросы геотектоники. М., 2001. С. 132—136.
3. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М., 1961.
4. Бойко Н.И. О формировании киммерийских железных руд Азово-Кубанского региона // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 1. М., 2000. С. 118—120.
5. Голубовская Е.В. О происхождении "коричневых" руд Керченских железорудных месторождений // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 244—251.
6. Голубовская Е.В., Ципурский С.И. Сметтиты "табачных" руд керченских месторождений // Там же. 1989. № 2. С. 58—73.
7. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград, 1998.
8. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., 1990.
9. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М., 1996.
10. Рухин Л.Б. Основы литологии. М.; Л., 1953.
11. Стратиграфия СССР. Т. XII (неоген). М.; Л., 1940.
12. Страхов Н.М. Проблемы осадочного рудообразования. М., 1986.
13. Чумаков И.С., Бызова С.А., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М., 1992.
14. Шарданова Т.А. и др. Влияние геологических процессов на строение миоцен-плиоценовой осадочной толщи Таманского полуострова // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М., 2000. С. 399—404.
15. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. М., 1991.

Поступила в редакцию
29.11.2001