УДК [552.5:553.98]:551.762(575.172)

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙОССКОГО ЯРУСА СЕВЕРНОГО УСТЮРТА

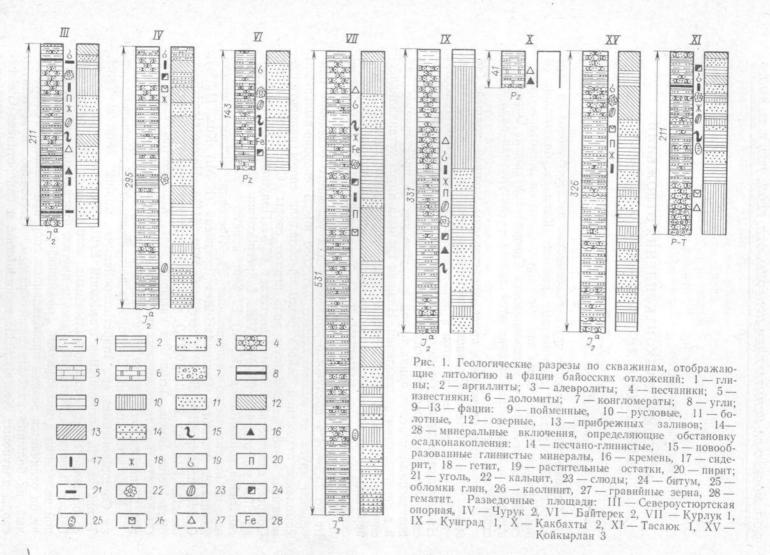
Т. Т. Радюшкина

Отложения байосского яруса повсеместно распространены на территории Устюрта. В пограничных районах Южного Мангышлака к ним приурочены основные залежи нефти. С этими же отложениями связана нефтеносность и газоносность Северного Устюрта. Определение условий осадконакопления этой толщи — актуальная задача на-

стоящего времени.

Отложения байосского яруса представлены мощной толщей (до 600-700 м) частого и тонкого чередования песчаников, алевролитов, уплотненных глин, аргиллитов и пелитоморфных известняков (рис. 1). Наблюдаются линзы и прослои бурых углей, углистых сланцев и прослои буровато-коричневых сидеритов (мощностью до 1 м). Характерен постепенный переход одних пород в другие как по простиранию, так и в вертикальном направлении. Нижняя граница яруса устанавливается по изменению литологических и электрокаротажных характеристик, верхняя — по количественному изменению спорово-пыльцевого комплекса, изученного во ВНИГНИ Л. О. Тарасовой, М. А. Петросьянц, Л. И. Поземовой. Так, увеличение количества пыльцы рода Classopollis до 23.5-54% послужило критерием для условного отделения байосского яруса от вышележащего батского [6]. В спорово-пыльцевом комплексе отложений байоса резко преобладали споры папоротникообразных — 80%. Основную роль играют споры Cyathidites minor Couper, количество которых достигает 65%. Плауновые Lycopodium-sporites subrotundus (K.-M.) Vin., L. perplicatum (Bolch.) Vin., Neoraistrickia rotundiforma (К.-М.) Е. Sem. присутствуют во всех образцах, но их количество не превышает 2%. Постоянными компонентами комплекса являются Osmundacidites jurassicus (К.-М.) Kuz. (1,5%), Converrucosisporites disparituberculatus Vin. (1%), Heterolateritriletes incertus (Bolch.) Sladk. (0,5%). Спорадически встречаются Gleicheniidites laetus Bolch., Tripartina variabila Mal., Klukisporites variegatus Сопрет. Пыльца голосеменных растений представлена в основном группой Disaccites gen. sp. (9%) и родом Cycadopites (10%).

Количество пыльщы Classopollis не превышает 1%. Единичны зерна Caytonipollenites sp., Inaperturopollenites dubius (Pot. et Ven.), Thoms et Pf., Eocommidites troedssonii Erdt. Этот комплекс хорошо сопоставляется со спорово-пыльцевыми комплексами из отложений байоса площадей Жетыбай, Узень и других, охарактеризованных фауной пелеципод и микрофауной фораминифер [2, 4]. От комплекса аалена он отличается резким преобладанием спор над пыльцой голосеменных, их большим видовым разнообразием. Постоянно присутствуют споры плауновых Neoraistrickia rotunduforma и лапоротников Gleicheniidites laetus. Следует отметить, что переход от ааленского комплекса



к байосскому постепенный, что затрудняет проведение границы между ними. Среднеюрский возраст отложений подтверждается также находками растений Nilssonia dentata Brick, Coniopteris cf. hymenophylloides (Brogn.) Sew. (Шахпахты 2), Anomozamites cf. minor (Schimp.) Nath. (Аламбек 7), Coniopteris vialovie Tur.-Ket. (Аламбек 2), Cladophlebis cf. parvifolia (Хоскудук 4), определенных А. И. Киричковой. По мнению этого исследователя, приведенные виды растений указывают на некоторое омоложение отложений по сравнению с породами аалена. Байосский возраст отложений подтверждается также находками растений Equisetites giganteus Bur., Coniopteris cf. hymenophyloides (Brogn.) Sew. из разреза скважины Теренкудук 1 (1916—1920 м), определенных Н. П. Гомолицким [7].

Фациальное изучение пород проводилось по методике Л. Н. Ботвинкиной [3] путем выделения литогенетических типов пород. В нижней половине разреза байоса развиты отложения континентальных фаций: аллювиальных (русловых и пойменных) и болотных, в верхней — отложения переходных фаций: заливов, озер, лагун, заливно-лагунного побережья и дельт. В кровле яруса наблюдаются отложения фаций

прибрежно-морского мелководья.

Отложения аллювиальных фаций

Разнозернистые косослонстые и массивные песчаники (рис. 2). Они светло-серые, рыхлые с включением полуокатанных обломков кварца, ортоклаза, кремня, кварцитов и аргиллитов, гравийной (от 1 до 8 мм) и галечной (1-2 см) размерности. Нередко эти обломки образуют линзовидные прослои. Слоистость песчаников подчеркивается скоплениями обуглившегося растительного детрита и наличием тонких линз глин или аргиллитов. Мощность слойков меняется от долей миллиметра до 1-2 мм. Они наклонены под углом от 3—5 до 10°. Песчаники включают угловатые зерна калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов (70-85%). Отмечается повышенное содержание слюд. Цемент (5-10%) состоит из каолинита, кальцита, сидерита, реже хлоритизированной глины и выполняет поровое пространство. Прослои разнозернистых песчаников с резким ложатся на подстилающие болотные отложения и перекрываются отложениями пойм. Их можно отнести к аллювиальным русловым образованиям.

Тонкое переслаивание песчаников, алевролитов и глин. Эти отложения вверх по разрезу замещают разнозернистые песчаники русел. Породы серые, зеленовато-серые и темно-серые тонкослоистые. Слоистость неправильно-горизонтальная, мелкая, косая и косоволнистая. В породах включения многочисленных обугленных листьев, стеблей и корней растений, ткань которых часто замещена крупными кристалдами пирита. В вещественном составе мелкозернистых песчаников и алевролитов превалируют полевые шпаты (60%), кварц (20%) и кремень (10%). Обломки других пород представлены эффузивами, туфами, метаморфическими глинистыми сланцами, листочками слюд. Обломки и зерна сцементированы слабосерицитизированным и хлоритизированным глинистым веществом, новообразованным кальцитом и пиритом. Цемент базального типа. Структура глин, участвующих в переслаивании, алевропелитовая, текстура беспорядочная. В основную глинистую массу включен (5-30%) алевритовый материал, по составу аналогичный описанному. Характер слоистости и залегания между отложениями русел и болот позволяет отнести эти отложения к пойменным фациям.

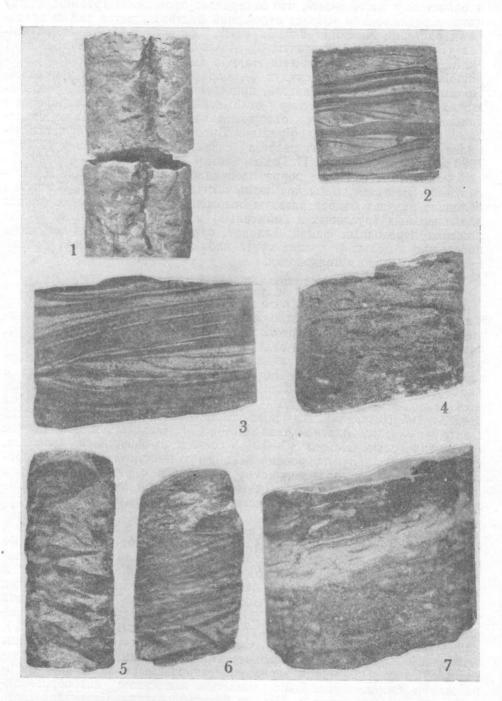


Рис. 2. Образцы пород, характерные для фаций байоса: 1, 2 — чередующиеся породы заливов (Кунград 1, обр. 57, 3106—3112 м; Чурук 2, обр. 23, 2836—2841 м); 3 — песчаники дельт (Кунград 1, обр. 52, 2926—2930 м); 4 — песчаники заливов (Западной Шахпахты 1, обр. 50, 2404—2411 м); 5, 6 — чередующиеся породы морского прибрежья (Кунград, обр. 49, 2906—2910 м; Чурук 2, обр. 28, 2990—2995 м); 7 — комковатые глины болот (Курлук 1, обр. 118, 2457—2463 м)

Отложения болотных фаций характеризуются развитием углистых глин, углей и комковатых пятнистых глин с остатками корней растений (рис. 2.1). В них наблюдаются линзовидные прослои тонкозернистых сидеритов, окрашенных в буровато-коричневые тона. В породу включены единичные угловатые обломки кварца. Наблюдаются тончайшие прожилки и пятна битуминозного вещества разнообразной конфигурации. Встречаются трещиноватые глины. Трещины расположены косо к напластованию породы и заполнены кремнеземом. Их мощность равна 0,02 мм.

Отложения переходных фаций

Мелкозернистые песчаники (рис. 2, 4) развиты в верхней части разреза байоса Ассакеауданского прогиба. Их прослои мощностью от 2 до 3 м хорошо выдерживаются по простиранию. Переход к нижележащим породам постепенный. Неправильно-горизонтальная, прерывистая, волнистая и косоволнистая слоистость песчаников подчеркивается наличием глинистых, алевролитовых и углистых прослоев и линз. Мощность прослоев меняется от долей миллиметра до 3—4 см. Прерывистые прослои длиной 1—3 см. Величина угла падения их непостоянна. Она меняется от 5 до 20° не только в разных сериях, но и в одном слое, поэтому косые тонкие прослои не параллельны между собой. Породы окрашены в зеленовато-серые тона и состоят из зерен калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов (50-74%), кварца (10-43%), глин, глинистых сланцев, кварцитов, роговиков, эффузивов разного состава, туфов и кремня. Листочки слюд представлены биотитом и мусковитом. Тяжелая фракция (0,02-3,27%) состоит из анатаза, циркона, турмалина, гранатов и других менее устойчивых минералов: рутила, шпинели, сфена, роговой обманки, эпидота, брукита, хлоритоида, глауконита и др. Цементом служит (30%) слюдисто-глинистое вещество, частично образовавшееся за счет разложения полевых шпатов и других обломков. Часто глинистое вещество цемента замещается кальцитом, каолинитом и сидеритом. По типу это цемент соприкосновения, выполнения пор, участками базальный и пойкилитовый. Эпигенетические преобразования выражаются в интенсивном изменении первичных зерен: их хлоритизации, серицитизации, ожелезнении, обесцвечивании биотита, а также замещении цемента кальцитом, глинистым минералом и пиритом. В породах наблюдаются скопления мелкого растительного детрита, приуроченного обычно к поверхности наслоения. Крупные растительные остатки хорошей сохранности и фаунистические остатки в данных породах не встречаются. На основании условий залегания, хорошей отсортированности материала, отсутствия крупных растительных остатков, неправильно-горизонтальной и прерывисто-волнистой слоистости, значительного количества кварца в легкой фракции и незначительного количества обломков других пород отложения первого типа можно отнести ко второй фации волновой ряби заливо-лагунного побережья. Это предположение подтверждается еще и выдержанностью прослоев песчаников на значительные расстояния.

Алевролиты и глины, переслаивающиеся между собой (рис. 2, 6—7), наблюдаются в переходной зоне между глинами и описанными песчаниками. Кроме глин и алевролитов в переслаивании участвуют песчаники. Мощность пачек переслаивания меняется от 1,2 до 10 м, а мощность отдельных прослоев колоблется от 1—2 мм до 30—40 см. Для них характерна пологоволнистая и мелкая горизонтальная слоистость. Редко наблюдается перекрещивающаяся косая слоистость. Пе-

реход алевролитов в глины постепенный. Алевролиты и песчаники серые, зеленовато-серые, состоят из плохоокатанных обломков и зерен того же состава, что и мелкозернистые песчаники. Это калиевые полевые шпаты, плагиоклазы (50-65%), кварц (30-40%) и обломки пород. Наблюдается повышенное количество слюд (до 5%), представленных биотитом, мусковитом и хлоритом. Состав тяжелой фракции (0,02-1,3%) тот же, что и у песчаников. Обломки сцементированы хлоритизированным и серицитизированным глинистым и слюдистоглинистым веществом, которое активно замещается каолинитом, кальцитом, сидеритом и пиритом. Цемент (25%) поровый, пойкилитовый. Эпигенетические преобразования довольно активны и выражаются в тех же процессах, что и в мелкозернистых песчаниках. Особенно активен процесс образования лепешкообразных кристаллов пирит-марказита. Глины уплотненные и аргиллиты зеленовато- и темно-серые, слабоизвестковистые, тонкодисперсные, имеют пелитовую структуру и микрослоистую текстуру. Породы содержат примесь алевритового материала (2-25%), концентрирующегося в линзы и выдержанные прослои. Состоит он из неокатанных зерен кварца, полевых шпатов, слюд и гидрослюд. Единичны обломки кремня, глин, эффузивов, кварцитов и бурых гидроокислов железа. Эпигенетические преобразования выражаются в процессах образования битума, выделении глинистого минерала, образовании кристаллов кальцита и сгустков сидерита. В глинах встречаются маломощные (от 1,5 до 6 см) линзовидные прослои серых известняков, масса которых состоит из мелких и крупных кристаллов кальцита. В породу включены сгустки сидерита, гелефицированные растительные остатки и плохо отсортированные неокатанные обломки того же состава, что и в песчаниках (15-45%).

Выдержанность пород на значительные расстояния пологоволнистая, участками горизонтальная или линзовидная слоистость, кальцитовый цемент в алевролитах и песчаниках, обогащенность всех разностей пород пиритом и наличие линзовидных прослоев известняков все это дает возможность отнести описанный литогенетический тип отложений к фации опресненных мелководных лагук и заливов по клас-

сификации Л. Н. Ботвинкиной [3].

Косослоистые мелкозернистые песчаники (рис. 2, 5) со слабым размывом залегают на различных литогенетических типах пород прибрежно-заливных фаций. В них наблюдается примесь зерен средней размерности, распределенных равномерно. Включены также плохоокатанные обломки кварца и полевых шпатов гравийной размерности и угловатые гальки (до 2 см) темно-серого аргиллита и угля (до 3 см). Крупная, разнонаправленная, косая, перекрестная, клиновидная слоистость подчеркивается скоплением обугленного растительного детрита. Толщина слойков меняется от долей миллиметра до 20 см. Песчаники серые и зеленовато-серые. В вещественном составе пород преобладают зерна полевых шпатов (50-60%) и кварца (23-40%). В значительно меньшем количестве присутствуют обломки других пород (5-20%), представленных глинистыми сланцами, глинами, кварцитами, роговиками, эффузивами, туфами, листочками слюд. Тяжелая фракция (0,03-2,33%) состоит из циркона, анатаза, турмалина, гранатов, глауконита и барита. Отмечаются менее устойчивые минералы: ругил, сфен и др. Обломки сцементированы серицитизированной хлоритизированной глиной, крупнозернистым кальцитом и каолинитом. Цемент (30%) выполняет поры между зернами, участками он базальный. Вторичные эпигенетические процессы довольно активны и выражаются в тех же изменениях полевых шпатов, эффузивов и др.

Преимущественно мелкозернистый состав песчаного материала, косая разнонаправленная слоистость, включение угловатых обломков пород, образующих слоистость, довольно значительная мощность — все это позволяет рассматривать описанные песчаники как отложения

фаций песчаных выносов рек (подводная часть дельты).

Рассмотренные литогенетические типы пород находятся в тесной взаимосвязи, образуя пачки закономерного переслаивания. Пачки состоят из однородного материала (песчаников либо глин значительной мощности) и пачек чередования слойков. Нижний слой пачек чередования алевритовый, верхний — глинистый. Переход нижнего слоя в верхний постепенный. Границы слойков подчеркиваются скоплением растительного детрита.

Фация прибрежно-морского мелководья

Переслаивание алевролитов и глин (или аргиллитов). Эти отложения (рис. 2, 2-3) образуют пачки мощностью от 1.2 до 4-5 м. Породы часто залегают на углистых глинах и углях болот, однако всегда выше фаций заливо-лагунного лобережья. У них характерный полосчатый вид, обусловленный чередованием полос более темного (глины) и светлого (алевролиты) цвета мощностью от долей миллиметра до 2-3 см. Текстура породы мульдообразная (перекрестная), линзовидная, иногда пологоволнистая, переходящая в почти горизонтальную. Граница слойков довольно резкая, отчетливая. Породы светло- и темно-серые. Глины алевритистые, алевритовые, с микрослонстой текстурой. Книзу они становятся более тонкоотмученными. Алевритовый материал концентрируется в прерывистые и выдержанные линзы. Обломки угловатые. Алевролиты довольно хорошо отсортированы. Зерна угловатые и полуокатанные. Представлены они полевыми шпатами (60-65%), кварцем (30-40%) и слюдами (3-4%). Цемент слюдисто-глинистый (20%). В породах включения мелкого обуглившегося растительного детрита и редкие отпечатки растений. На Аламбекской площади в разрезе скв. 2 встречена одна перекристаллизованная раковина фораминифер. Фация выделена на основании наличия фаунистических остатков, характерной четкой, правильного рисунка, мульдообразной, волнистой и горизонтальной слоистости, незначительного количества растительного детрита.

Изучение глинистых минералов байосского яруса проводилось в лаборатории ВНИГНИ. Исследованию подвергалась тонкопелитовая фракция (0,001 мм), выделенная методом водного отмучивания. Она исследовалась в ориентированных препаратах без обработки, насыщенных глицерином и прокаленных при температуре 600°С на рентгеновском дифрактометре УРС-50U с анодом Си-излучения при напряжении 40 кВт с ионизационной регистрацией. Полученные дифрактограммы (рис. 3) свидетельствуют о том, что глины состоят из каолинит-гидрослюдистых частиц с примесью хлорита. По содержанию као-

линита и хлорита глины байоса аналогичны ааленским [5].

Геохимические исследования, заключающиеся в выявлении содержания пиритного железа в осадках и остаточного органического вещества, показали, что содержание первого незначительно и равно 0,009-0,22, а количество ОВ довольно значительное (0,52-1,81). Отношение пиритного железа к остаточному органическому веществу (показатель солености бассейна в рассматриваемых отложениях) меньше единицы $\frac{Fe}{C_{opr}} = 0,003-0,37$, что свидетельствует, по Н. М. Страхову, о континентальных условиях среды накопления.

Изучение литологии, геохимии и глинистых минералов позволяет считать, что образование терригенных осадков байоса происходило преимущественно в континентальных условиях. В нижней половине разреза формируются в основном русловые, пойменные и болотные фации, которые вверх по разрезу закономерно сменяют друг друга (рис. 1). Эти условия неоднократно ритмично повторялись. Мощность

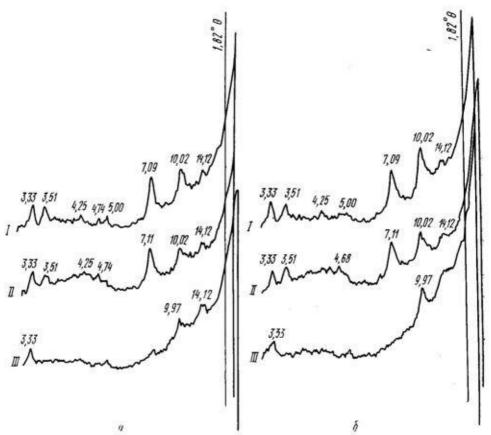


Рис. 3. Дифрактограммы: а — Шахпахты 4, обр. 41, 2042—2046 м; 6 — Шахпахты 4, обр. 43, 2046—2054 м. 1—III — препарат: 1 — исходный; II — насыщенный глицерином; III — прокаленный при 600° C

ритмов меняется от 50—60 до 120 м. Часто она возрастает за счет русловых песчаников. Строение ритмов не всегда выдерживается. В разрезах скважин Барсакельмесской впадины и Актумсукского выступа плохо выражено либо совершенно отсутствует начало ритмов — русловые песчаники. Наблюдается замещение одних фаций другими

по простиранию.

В верхней половине разреза байоса наряду с перечисленными континентальными фациями встречаются отложения переходных фаций: дельтовые, заливо-лагунного побережья, мелководных и опресненных заливов и лагун. Прослои песчаников переходных фаций хорошо выдерживаются по простиранию как в прогибах Южного Устюрта, так и во впадинах Северного Устюрта. Все перечисленные разности пород закономерно сменяют друг друга, образуя ритмы мощностью от 50 до 150 м. Для ритмов характерна постепенная смена тонкозернистых

терригенных пород более крупнозернистыми. В данном случае ритм начинается отложениями болот (углями, углистыми глинами), выше которых залегают тонкоотмученные глины, а затем глины с кластической примесью и линзовидной слоистостью, образование которых происходило в лагунах и озерах. Заканчивается ритм отложениями заливов. Следует отметить, что такая последовательность ритмов не всегда выдерживается. Часто какая-нибудь часть ритма выпадает из разреза или сокращается в мощности. В кровле яруса отмечаются отложения

фаций прибрежно-морского мелководья. Таким образом, исследуемая территория в байосское время представляла собой аккумулятивную заболоченную приморскую равнину, прорезанную многочисленными руслами рек. Геологическая жизнь этой равнины была тесно связана с жизнью обширного морского бассейна, расположенного западнее. Тектонические движения способствовали миграции русел, создавая в ископаемом состоянии осадков видимость цикличности. Особенно это относится к первой половине века. В позднебайосское время цикличность осадков четко прослеживается по всей территории Устюрта. Это связано с приближением береговой линии моря к исследуемой территории. Из континентальной области седиментации Устюрт превратился в переходную, а затем прибрежноморскую область, отличающуюся более влажным климатом. Это отразилось на растительном мире байосского времени. Влаго- и теплолюбивые растения, такие, как папоротникообразные и плауновые, по видовому и родовому разнообразию достигли своей кульминации. В таком же состоянии находились гинкговые, кейтониевые и беннетитовые, произрастающие на более сухих возвышенностях болотистой равнины байосского времени.

Исследователи, специально занимающиеся вопросами генезиса нефти и газа [1], преимущественно глинистую толщу байосского яруса Устюрта рассматривают как нефтегазоматеринскую. Проницаемые песчаники руслового и дельтового происхождения, включенные в эту толщу, являются прекрасными резервуарами для углеводородов, образовавшихся в ней. Специальные исследования, проведенные группой геологов под руководством А. А. Рабиновича [8] на территории Южно-Мангышлакского прогиба, показали, что при последующих тектонических движениях перераспределение залежей и потеря флюидов из песчаников байоса не происходят. Это явление объясняется тем, что песчаники «запечатаны» в толще, где движение пластовых вод затрудне-

но, в результате чего создается застойный режим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авазходжаев Х. Х., Лабутина Л. И.— В кн.: Литология, фации и геохимия нефтегазоносных осадочных формаций Узбекистана, вып. 11. Ташкент, 1974. 2. Бененсон В. А., Гофман Е. А., Цатурова А. А. и др. Мезозойские отложения Юж. Мангышлака. М., 1970. 3. Ботвинкина Л. Н.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 119. 4. Виноградова К. В., Цатурова А. А.— В кн.: Мезозой нефтегазоносных областей Средией Азии. М., 1967. 5. Радюшкина Т. Т.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 1. 6. Радюшкина Т. Т., Алиев Т. У., Петросьянц М. А., Поземова Л. С., Тарасова Л. О.— Тр. ВНИГНИ, 1966, вып. 49. 7. Хачиева Л. С., Кузичкина Ю. М. и др. Стратиграфия и палеогнология мезозойских и палеоген-неогеновых отложений азиатской части СССР. Л., 1967. 8. Юферов Ю. К., Аронсон В. Е., Рабинович А. А.— Геол. нефти и газа, 1973, № 5.

Поступила 17.10.78