

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1981

УДК 061.3 : 552.5 : 553.3/9

СОДЕРЖАНИЕ

• Навстречу XXVI съезду КПСС	3
• Туровский Д. С., Хеиров М. Б., Ратеев М. А. Локализация глинистых минералов в верхнем слое донных осадков акватории Каспийского моря	6
• <u>Феофилова А. П.</u> , Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае	18
• Лузгин Б. Н. Уровни и формы концентрации железорудения в Коксинско-Холзунской группе вулканогенно-осадочных месторождений Горного Алтая	36
• Демидович Л. А., Назаров Н. В. Распространение коллекторов в разнофациальных задонско-елецких отложениях Припятского прогиба	49
• Коптева В. В. Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал)	55
• Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В. Палеогеография основных этапов накопления нижнемезозойских угленосных отложений в Иране	69
• Минаева М. А., Иогансон А. К. О природе рудовмещающих доломитов месторождений Сардана	82
• Синчук Ю. А., Кичко А. И. Палеотектонический и литолого-фациальный контроль локализации свинцово-цинковых проявлений Западного Прибайкалья	100
• Седлецкий В. И., Федин О. В. Литолого-фациальные особенности и калиеносность верхнеюрских галогенных отложений Средней Азии	108
<i>Краткие сообщения</i>	
• Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Г. Л., Карасева Г. В., Корина Е. А., Степанова К. А. Сложный железомарганцевый карбонат в современных металлоносных осадках Тихого океана	121
• Зарицкий П. В. О порообразующем минерале междуугольных прослоев (тонштейнов) Донбасса	124
• Хамхадзе Н. И., Дриц В. А., Дайняк Л. Г., Слонимская М. В., Соколова А. Л. Новая разновидность смешанослойного хлорит-монтмориллонита из меловой вулканогенной толщи Аджаро-Триалетской зоны Грузии	130
• Садчикова Т. А. Фациально-минералогический анализ понтических отложений среднего течения р. Когильник Черноморского бассейна	135

CONTENTS

Towards the 26-th Congress of the Communist Party of the Soviet Union (leading article)	3
<i>Turovsky D. S., Kheirov M. B., Rateev M. A.</i> Localization of clay minerals in the upper layer of bottom sediments of the Caspian Sea water area	6
Feofilova A. P. , <i>Tsekhovskiy Yu. G., Gradusov B. P.</i> On Early Cenozoic subtropical soils in the Mountain Altai	18
<i>Luzgin B. N.</i> Levels and forms of concentration of ferro-mineralization in the Koksinsko-Kholzunskaya group of volcanogenic-sedimentary deposits of the Mountain Altai	36
<i>Demidovich L. A., Nazarova N. V.</i> Distribution of collectors in heterofacial Zadonsk-Yelets deposits of the Pripyat depression	49
<i>Kopteva V. V.</i> Sedimentary-tectonic breccias of the «Gadilevskaya strata» (Southern Urals)	55
<i>Bragin Yu. N., Golubev S. A., Polyansky B. V.</i> Paleogeography of the main stages of accumulation of Lower Mesozoic coal-bearing deposits in Iran	69
<i>Minaeva M. A., Ioganson A. K.</i> On nature of metalliferous dolomites of Sardan deposits	82
<i>Sinchuk Yu. A., Kichko A. I.</i> Paleotectonic and lithologo-facial control of localization of lead-zinc manifestations in the West Baikal region	100
<i>Sedletsky V. I., Fedin O. V.</i> Lithologo-facial peculiarities and potassium-content of Upper Jurassic halogenous deposits of Middle Asia	108
<i>Brief communications</i>	
<i>Shterenberg L. E., Aleksandrova V. A., Vasilieva G. L., Karaseva G. V., Korina E. A., Stepanova K. A.</i> Complex ferro-manganese carbonate in recent metalliferous sediments of the Pacific Ocean	121
<i>Zaritsky P. V.</i> On a rock-forming mineral of intercoaly interbeds (tonsteins) of the Donbas	124
<i>Khamkhadze N. I., Drits V. A., Dainyak L. G., Slonimskaya M. V., Sokolova A. L.</i> A new variety of mixed-layer montmorillonite from a Cretaceous volcanogenic strata of the Adjar-Trialet zone of Georgia	130
<i>Sadchikova T. A.</i> Facial-mineralogical analysis of Pontian deposits of the Kogil'nik river middle course of the Black Sea basin	135

УДК 061.3 : 552.5 : 553.3/9

НАВСТРЕЧУ XXVI СЪЕЗДУ КПСС

Сообщение о созыве XXVI съезда Коммунистической партии Советского Союза в феврале 1981 г. застало советский народ на важном рубеже: подводятся итоги социалистического соревнования, развернувшегося в ходе выполнения X пятилетки, сделан еще один решительный шаг в борьбе за укрепление экономического могущества нашей страны, трудящиеся СССР добились новых трудовых успехов. X пятилетка, завершившаяся в 1980 г., была пятилеткой качества и эффективности. За счет строительства тысяч новых крупных промышленных предприятий и реконструкции действующих заводов и фабрик к концу 1980 г. создан, по сути дела, новый производственный аппарат страны, в котором воплощаются достижения науки и передовые инженерные решения.

Неоценимое значение для успешного развития народного хозяйства имело организованное партией освоение богатейших природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока путем создания крупных территориально-промышленных комплексов. При этом Западно-Сибирский, Братский, Павлодарский, Экибастузский, Оренбургский и другие комплексы уже сейчас обеспечивают весь прирост добычи нефти и газа, существенную часть прироста добычи железной руды и угля, выработки электроэнергии, производство тракторов и другой продукции.

Существенный вклад в укрепление экономического могущества и обороноспособности СССР внесли советские геологи и в их числе советские литологи и геохимики.

Открыто множество новых месторождений нефти и газа, каменного угля, железа, цветных металлов, химического сырья, строительных материалов и других полезных ископаемых. По всем категориям увеличены запасы важнейших видов полезных ископаемых. Особое внимание уделялось переводу прогнозных запасов в запасы промышленных категорий.

Западная Сибирь превращена в основную нефтегорнодобывающую провинцию страны. Принципиально важные открытия сделаны в Прикаспийской впадине. Геологическая служба страны принимает участие в организации широких поисковых работ в Восточной Сибири, в западных районах Средней Азии, на севере европейской части Союза, в Прикаспии. Расширяется фронт работ на морских шельфах страны.

Литология, или наука об осадочных породах и связанных с ними полезных ископаемых, представляет важный раздел в геологическом цикле знаний. Ее значение определяется тем, что более 80% всех полезных ископаемых добывается именно из осадочных или первично-осадочных пород, а изучение осадочного чехла является основой познания истории развития нашей планеты.

Научно-техническая революция 70-х годов поставила перед геологическими науками ряд принципиально новых задач и прежде всего заставила рассматривать нашу планету как единый механизм, составными

частями которого являются атмосфера, гидросфера, литосфера, континенты, моря и океаны, геоструктуры первого порядка, различные климатические и гидродинамические зоны и вулканические пояса. Такой новый глобальный подход к геологическим явлениям усилил, с одной стороны, связи между отдельными дисциплинами геологического цикла, потребовал комплексности в решении литологических, петрографо-минералогических и геохимических проблем, а с другой — поднял каждую из этих наук на новую методическую ступень.

Теоретическая литология в содружестве с геотектоникой, стратиграфией, наукой о рудных месторождениях, минералогией, кристаллохимией и геохимией осадочных пород вступает в новую стадию своего развития, стоит на пороге создания глобальной теории седименто- и литогенеза. Это особенно четко было показано на XI Всесоюзном литологическом совещании, а также на двух очередных пленумах Межведомственного литологического комитета, посвященных проблемам методологии формационного анализа, а также проблемам генезиса и газа.

За истекшую пятилетку особенно крупные литологические исследования были посвящены современным и древним осадкам морей и океанов. В трудах сотрудников Геологического института АН СССР, а также Института океанологии АН СССР разработаны гидродинамические и климатические концепции современного океанического осадконакопления, рассмотрены специфические особенности эгсгальтивного вулкано-осадочного рудообразования в рифтовых зонах, изучены различные модели аутигенного диагенетического минералообразования, освещены проблемы вторичных изменений океанских базальтоидов и показана роль процессов «континентализации» океанской коры в развитии геотектонических структур. На базе детального исследования цеолитов, полыгорскитов, железистых силикатов и ряда других аутигенных минералов родилось новое направление науки — «геоинералогия». Особое внимание литологов привлекли геохимические процессы, протекающие на границе «река — море», а также условия формирования «черных сланцев» и металлоносных озерных, морских и океанических современных железомарганцевых конкреционных руд.

Значительных успехов добились литологи Института литосферы и Геологического института АН СССР в познании докембрийского литогенеза. В прошедших пятилетках фактически обосновано представление о принципиальном единстве геологических процессов в фанерозе и докембрии, выдвинуты идеи о изохимической природе метаморфизма, об «углекислом» и «углеводородном» дыхании Земли, прослежена эволюция органического вещества и «черных сланцев» в связи с развитием растительного и животного мира древнейших эпох, рассмотрено значение древнейших процессов выветривания и эволюции состава питающих провинций в металлогении докембрия.

Большое внимание в X пятилетке литологи Геологического института АН СССР, Института литосферы, ИГЕМа АН СССР, ВИМСа, ВСЕГЕИ, ГИГХСа и многих других организаций СССР уделяли изучению закономерностей размещения и условий формирования месторождений бокситов, фосфоритов, углей, редких металлов, промышленных скоплений железа, марганца, меди, свинца, цинка, золота, калийных солей, серы, нефтяных и газовых залежей, скоплений радиоактивных металлов, огнеупорных глин и других осадочных полезных ископаемых. Теоретическим и практическим достижениям нашей науки посвящена подготовленная коллективом сотрудников ГИНа АН СССР монография «Литология и геохимия осадочных пород в исследованиях Геологического института АН СССР», которая вышла из печати к 50-летию института (1980 г.).

Следует подчеркнуть, что в начавшейся XI пятилетке перед советскими литологами стоят большие и ответственные задачи. Необходимо

направить усилия на дальнейшую разработку и совершенствование теории осадочного поро- и рудообразования, на познание процессов седименто- и литогенеза. При этом особенно большое значение приобретает проблема корреляции геологических процессов, происходящих в различных областях Земли: 1) на континентах; 2) в океанах; 3) между континентами и океанами.

Целеустремленные литологические исследования должны базироваться на совершенствовании и углублении методов исследования пространственных закономерностей в размещении осадочных пород и руд, и в первую очередь на дальнейшей разработке и внедрении литолого-фациального, формационного и металлогенического методов, а также методов пространственной геохимии (геохимическое профилирование, картирование, изучение ореолов рассеяния). Большое развитие в изучении осадочных руд, а также вмещающих их осадочных толщ должны получить методы математической статистики, широкое внедрение автоматизации и математизации в литологических исследованиях разного масштаба. Необходимо продолжить и усилить исследования современных и древних осадочных образований океанов и морей, особое внимание обратив при этом на изучение практически важных объектов, таких, как современные железомарганцевые конкреционные руды, скопления металлоносных осадков в рифтовых зонах, газоносные и нефтесодержащие участки различных частей шельфа, современные и древние россыпи литоралей и прибрежных зон.

По-прежнему пристального внимания литологов требует фундаментальная проблема осадочной геологии и геохимии докембрия. Здесь наряду с чисто теоретическими аспектами открываются серьезные перспективы для обоснования поисков в древнейших толщах Земли многих весьма дефицитных полезных ископаемых, и в первую очередь бокситов, фосфоритов, марганцевых и железных руд. Наконец, необходимо продолжить литолого-геохимические работы, направленные на исследование генезиса и закономерностей локализации осадочных месторождений. При этом важно, чтобы исследовались не только отдельные, изолированные месторождения, но и охарактеризовывались целые металлогенические провинции и рассматривались генетические связи различных групп месторождений в пределах таких рудных провинций.

Опираясь на выявленные закономерности, следует продолжить разработку теории научного прогнозирования осадочных полезных ископаемых. При этом необходимо учитывать, что в настоящее время недостаточно просто разработать научные критерии поисков осадочных месторождений; с позиций этих критериев следует предпринять широкую оценку различных территорий Советского Союза, в первую очередь охватывая таким анализом наиболее экономически освоенные районы. В координации и организации таких коллективных исследований большая роль должна принадлежать Междуведомственному литологическому комитету, который по существу возглавляет литолого-геохимическую службу страны. Необходимо разработать объективные критерии, позволяющие отличать вулканогенный или эпигенетический материал от материала осадочного или сингенетического. Не менее важной и интересной задачей представляется изучение рудообразующей роли эпигенетических процессов и разработка методов исследования разнообразных эпигенетических месторождений редких, цветных и радиоактивных металлов, а также таких энергетически важных полезных ископаемых, как нефть и газ.

Глубоко изучив решения XXVI съезда КПСС, разработав широкую и комплексную программу дальнейших исследований, литологи и геохимики СССР несомненно смогут справиться с перечисленными задачами и провести все эти решения в жизнь.

Редколлегия

УДК 549.623.9 : 552.52 (262.8)

**ЛОКАЛИЗАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ
АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

ТУРОВСКИЙ Д. С., ХЕИРОВ М. Б., РАТЕЕВ М. А.

Методами количественной рентгенографии впервые показаны особенности пространственного распределения глинистых минералов в верхнем слое осадков всей акватории Каспийского моря. Установлена преимущественная роль гидрослюды и подчиненные значения смектита, каолинита и хлорита. Распределение их контролируется речным стоком, батиметрией и течениями. Малые примеси смешаннослойных гидрослюда-монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых образований, а также часть палыгорскита в осадках могут являться аутигенными.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Несмотря на многочисленные работы по осадконакоплению Каспийского моря, процессы глинообразования в нем остаются малоизученными и касаются лишь изменений глинистых минералов в отдельных разрезах Южного и частично Среднего Каспия [4, 8, 9, 14, 22, 23]. Проведенные нами исследования базировались на 200 поверхностных пробах, отобранных равномерно по всей акватории Каспийского моря. Изучалась глинистая фракция, выделенная путем отстаивания из всех типов осадков, кроме песков и ракуши. В настоящей работе описываются первые карты — схемы локализации глинистых минералов по всей акватории Каспийского моря.

Дифрактограммы с ориентированных препаратов снимались на установке УРС-50 ИМ на отфильтрованном медном излучении и частично на ДРОН-2 на медном монохроматическом излучении. Ориентированные препараты готовились путем осаждения глинистых суспензий на стеклянную пластинку. При этом частицы располагались базальными плоскостями параллельно пластинке. Чтобы свести к минимуму преимущественную ориентацию отдельных глинистых минералов, образцы подвергали предварительному нагреву при 100°С. Для уточнения диагностики глинистых минералов с каждого образца, как обычно, снимались три дифрактограммы (с воздушно-сухого образца, насыщенного глицерином и нагретого при температуре 560—580°С). Количественная оценка глинистых минералов проводилась по площадям их базальных рефлексов [24, 25]. Вариант количественных оценок выбран на основе работ японских ученых [26]. Определение гидрослюды, хлорита и каолинита осуществлялось по методу Бискайя [24], а монтмориллонита — по способу Судо [26], т. е. по разности площадей пиков после насыщения глицерином и прокаливания.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ И АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Каспийское море как замкнутый водоем, имеющий большую меридиональную протяженность, по рельефу дна и гидрологическим условиям разделяется Мангышлакским и Апшеронским порогами на три части: мелководную северную, глубоководную среднюю и южную. Морфологически северная часть представляет собой мелководную зону с плоской слабо расчлененной поверхностью, приурочена к палеозойской платформе и частично захватывает Терско-Каспийский прогиб. В Среднем Каспии значительную часть дна занимает продолжение Терско-Каспийского краевого прогиба. Основание восточной части Среднего Каспия относится к эпигерцинской платформе. Средний Каспий представляет собой обширную асимметричную ванну северо-западного простирания. В рельефе его дна достаточно отчетливо можно видеть шельф со средним уклоном, значительно более крутой материковый склон и дно глубоководной котловины. Западная часть Среднего Каспия отличается более узким шельфом и более крутым материковым склоном, чем восточная. Центральную, наиболее глубоководную часть (до глубины 800 м) занимает Дербентская котловина, которая на севере переходит в крупную субмеридиональную Северную впадину Среднего Каспия с глубинами до 400 м. В юго-восточном углу Дербентской котловины расположена еще одна крупная впадина также субмеридионального простирания — Южная впадина Среднего Каспия тоже с глубинами до 400 м. В пределах Южного Каспия, принадлежащего к альпийской складчатой зоне, складкообразование обусловило сложный рельеф дна. В более глубоководной части развита серия крупных подводных хребтов высотой до 300—500 м, ориентированных в направлении, близком к меридиональному. Сложность рельефа шельфа на западе Южного Каспия также объясняется складчатостью и грязевым вулканизмом. Восточный шельф в силу особенностей тектоники и абразионно-аккумулятивной деятельности в четвертичное время имел выровненный рельеф.

Главная составная часть каспийских осадков — обломочный материал [9]. Терригенная взвесь поступала в Каспийское море с северного, западного и южного побережий. Восточное побережье, граничащее с пустынными областями Средней Азии, совершенно лишено речного стока. Общая масса взвешенных наносов, приносимых ежегодно в Каспийское море основными реками, составляла около 120 млн. т [11]. В настоящее время она резко сократилась за счет зарегулирования рек. При этом на долю Северного и Среднего Каспия сейчас приходится более 90% всего жидкого речного стока и свыше 75% твердого стока. Водосборная площадь рек Волга, Урал и, частично Терека, впадающих в Северный Каспий, расположена в основном в пределах огромной плоской и слабо расчлененной равнины. Лишь верховья Терека и Кумы приурочены к альпийской складчатой зоне, где они дренируют молодые горные хребты Кавказа. В настоящее время твердый сток Волги составляет 12,5 млн. т, Терека — 21,2, Урала — 3,3 млн. т [5]. Выносы Терека практически не оказывают существенного влияния на формирование осадков Северного Каспия. Большая часть их оседает на сравнительно небольшом участке (в Аграханском заливе) и лишь около 1,5 млн. т (преимущественно пелитовой фракции) выносятся в среднюю часть Каспийского моря [21]. Источником терригенного материала, приносимого реками Среднего и Южного Каспия (Сулак, Самур, Кура и др.), служат породы Большого и Малого Кавказа, а также горная система Талыша. Первые две питающие провинции сложены в основном породами мезозоя и кайнозоя. Большой Кавказ в юго-восточной части характеризуется развитием юрских отложений, где преобладают глинистые сланцы.

Глинистые минералы во взвесах рек, питающих Каспийское море

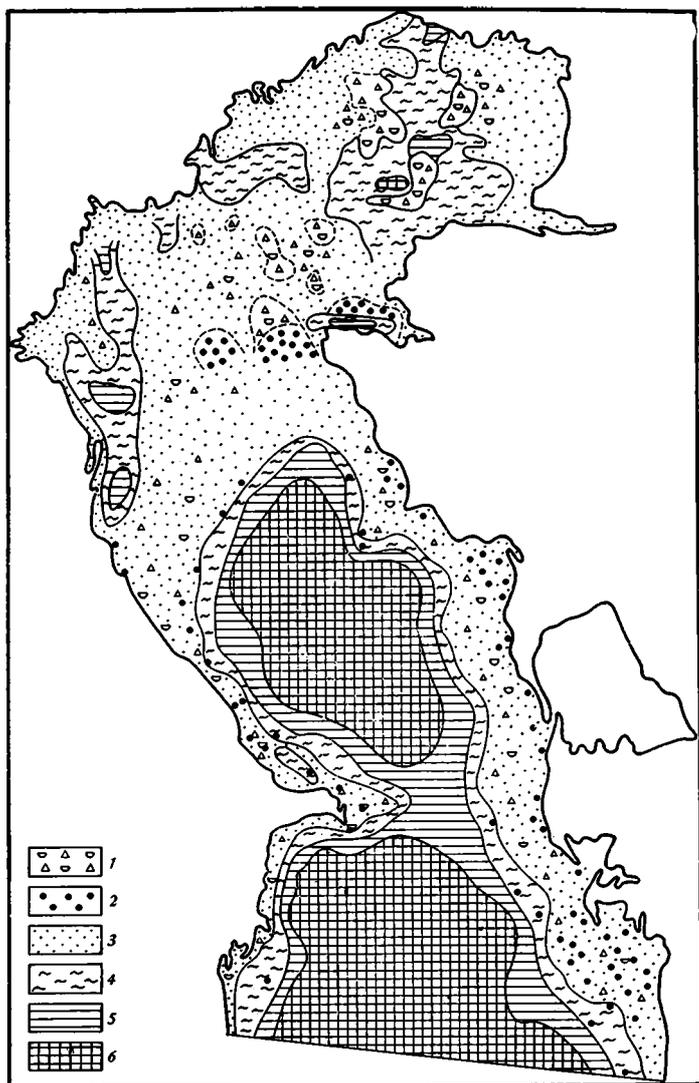
Источники взвесей	Гидрослюда	Монтмориллонит	Хлорит	Каолинит
Волга	55	12		33
Урал	60	18		32
Терек	68	8		24
Кума	60	14		26
Сулак	66	10	16	8
Уллу-чай *	66	5	20	9
Рубас-чай *	69	6	19	6
Самур *	62	6	18	14
Гиль-Гиль-чай *	65	12	15	8
Кура *	58	25	14	3
Кура (аллювий) *	61	21	5	13
Берег моря* с. Дуван- ный	72	15	8	5

* Данные В. Г. Шлыкова [22].

Кайнозойские отложения (от палеогена до верхнего плиоцена) представлены мергелисто-глинистыми и песчаными породами. Малый Кавказ характеризуется развитием вулканогенных, карбонатных и осадочно-туфогенных образований мезозоя — кайнозоя, интродуцированных основными, средними и кислыми породами. В талышской питающей провинции дренирующими образованиями являются преимущественно интрузивные породы, представленные пикритами, габброидами и др., и эффузивные разности: андезиты, андезит-базальты и их туфы. Значительно развиты также песчаники, алевриты, вулканогенно-осадочные образования палеогена и миоцена. В Средний Каспий помимо взвесей рек западного побережья выносятся течением и часть северокаспийского материала (из рек Волги и Урала). В Южный Каспий значительные массы терригенного материала поступают из Северного Каспия и областей размыва на Апшеронском пороге, а также выбрасываемые грязевыми вулканами [3, 2]. По механическому составу взвесь, поступающая в Каспий, соответствует мелкоалевритовым и алевритово-глинистым илам [6, 21].

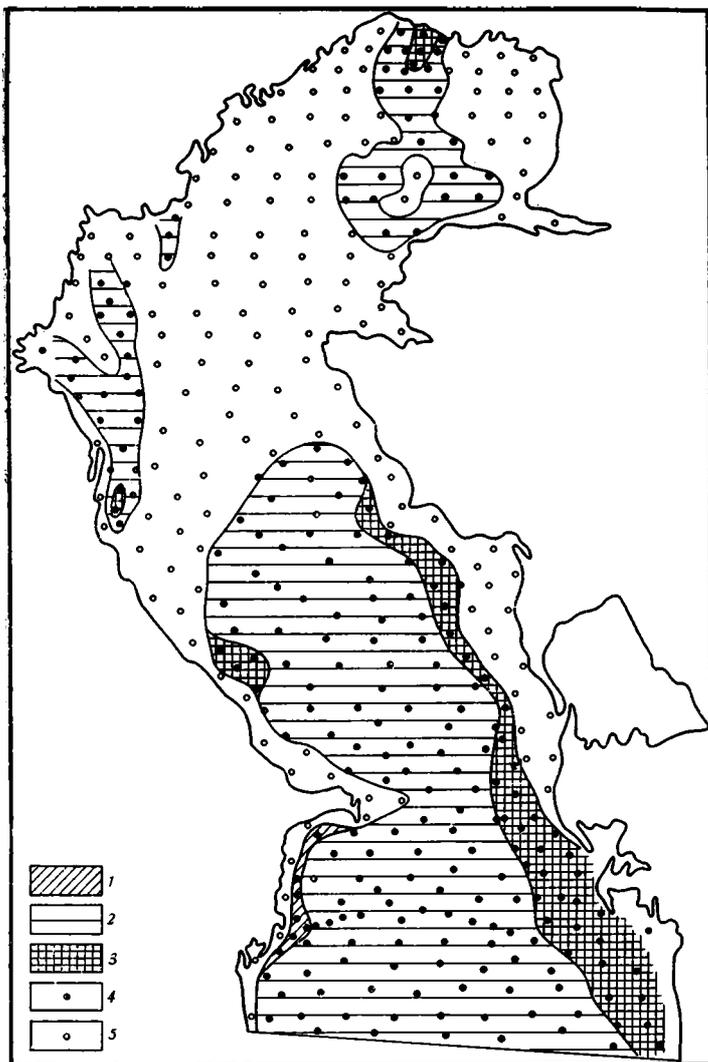
Наличие обширных полупустынных областей, окружающих Каспийское море, значительные скорости ветра способствуют переносу на акваторию водоема громадных масс эоловых наносов. По данным Хрипунова [19] и Хрусталева [21], только на акваторию Северного Каспия ежегодно эоловым путем поступает 26,7 млн. т седиментационного материала. Количество материала, поступающего за счет абразии берегов, оценить трудно. Поступающий в море осадочный материал разносится течениями, которые в целом для Каспийского моря составляют циклический круговорот. Состав и процентное содержание глинистых минералов во взвесах основных питающих рек и их притоков, а также аллювия берегов приведены в таблице.

Как видно из таблицы, преобладающий глинистый минерал на водосборах — гидрослюда; в виде заметных примесей присутствует хлорит, монтмориллонит, каолинит и в незначительном количестве смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонитового состава. В карбонатных породах, известковых почвах и солончаках восточного побережья преобладающим глинистым минералом также является диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, каолинит [7]. По вещественному составу среди терригенных отложений Каспийского моря можно выделить следующие литологические разновидности: пески, крупные алевриты, мелкоалевритовые и глинистые илы. По содержанию карбоната кальция современные отложения разделяются на известковые и слабоизвестковые. Пески наиболее широко развиты в Северном Каспии, где приурочены к северо-



Фиг. 1. Схема распределения литологических типов осадков в поверхностном слое Каспийского моря
 1 — ракушняк; 2 — оолитовые известковые пески; 3 — пески; 4 — крупный алеврит; 5 — мелкоалевритовый ил; 6 — глинистые и известково-глинистые илы

восточной и центральной частям, а также к предельтовому пространству рек Волги и Урала (фиг. 1). Они отлагаются вдоль западного и восточного побережий Среднего и Южного Каспия. Крупные алевриты в Северном Каспии встречаются в устье рек Урала, Терека, а также в Мангышлакском и Кизлярском заливах, Уральской бороздине и в виде отдельных полос на продолжении основных рукавов р. Волги. В Среднем и Южном Каспии сплошная узкая полоса их протягивается вдоль западного и восточного побережья, сближаясь на Апшеронском валу. Содержание фракции 0,001 мм составляет менее 30%. Мелкоалевритовые илы в Северном Каспии распространены в предустьевых пространствах рек Волги, Терека, Урала, Мангышлакском заливе и Уральской бороздине. В Среднем и Южном Каспии слабоизвестковые илы встречаются сплошной полосой вдоль западного и восточного шельфа и материко-



Фиг. 2. Распределение и содержание (%) гидрослюды в поверхностном слое осадков
 1 — < 50 ; 2 — 50—65; 3 — > 65 ; 4 — станции, в осадках которых содержится глинистая фракция; 5 — станции, в которых глинистая фракция не обнаружена

вого склона. Основная площадь глубоководных частей Среднего и Южного Каспия сложена глинистыми, слабоизвестковыми глинистыми илами; причем при движении с запада на юго-восток карбонатность их увеличивается и они сменяются известковыми глинистыми и известковыми илами.

Таким образом, каспийские осадки могут быть сведены к четырем фракциям: запад Северного Каспия (шельф, материковый склон) и центральные части впадин — терригенная (обломочная), далее к востоку (Средний и Южный Каспий) — терригенно-карбонатная, на востоке — биогенно-карбонатная (Средний Каспий) и в Южном Каспии — хемогенно-карбонатная.

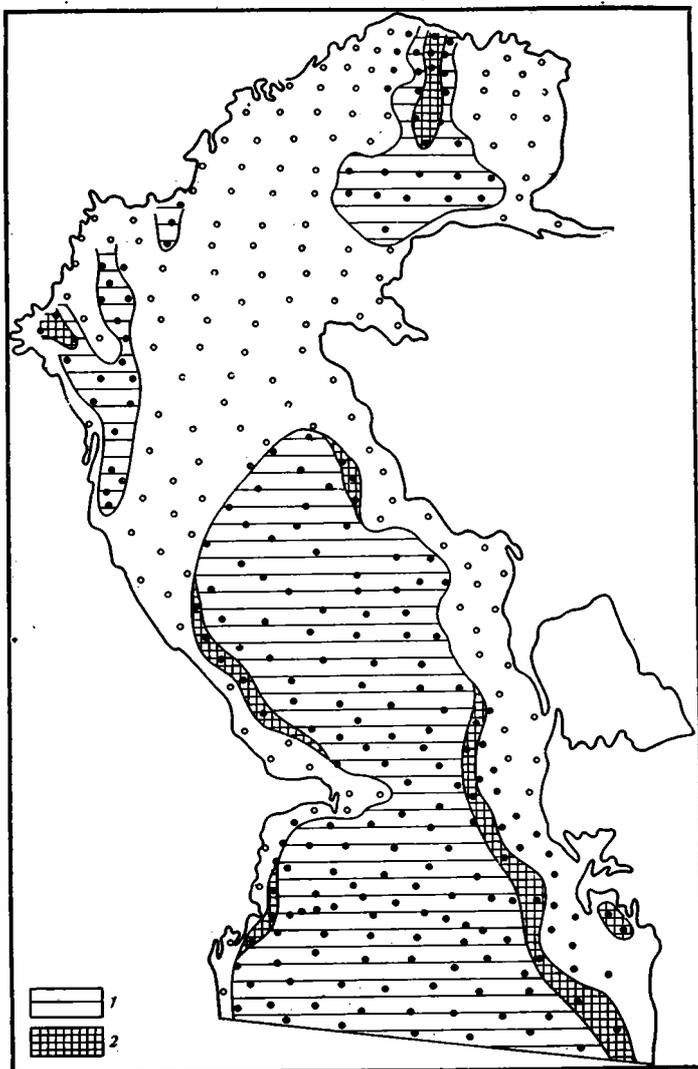


Фиг. 3. Распределение и содержание (%) монтмориллонита в поверхностном слое осадков
 1 — <15; 2 — 15—30; 3 — >30

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПОВЕРХНОГО СЛОЯ

Глинистые минералы поверхностного слоя осадков Каспийского моря (кроме песков и ракушников, где содержание их ничтожно) представлены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом, монтмориллонитом, смешанослойными минералами, пальгорскитом и галлуазитом.

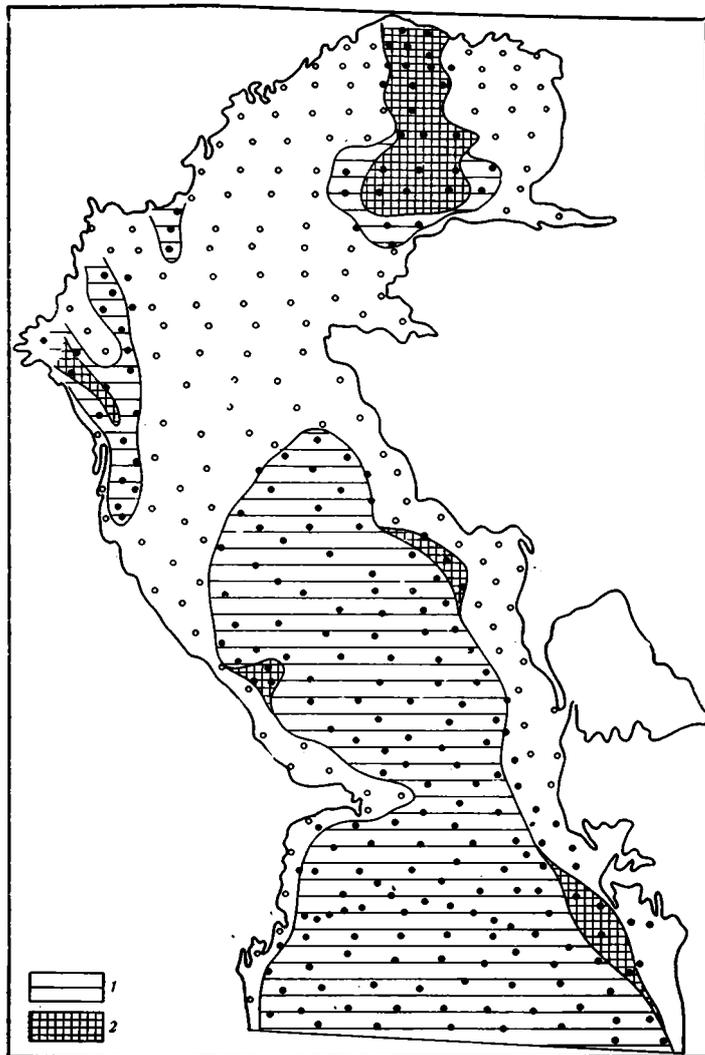
Гидрослюда — наиболее распространенный минерал пелитовой фации; содержание ее колеблется от 55 до 80% общего количества фации. Она характеризуется стабильными как при насыщении глицерином, так и нагреве базальными рефлексамии с межплоскостными расстояниями $d(002) = 9,8-9,84$; $d(004) = 4,90-4,92$, $d(006) = 3,27-3,28$ Å и др. Наличие интенсивного рефлекса $d(004) = 4,90-4,92$ Å свидетельствует о том, что гидрослюда, встречающаяся в изучаемых образцах, не относится к железистой разновидности. Под электронным микроскопом видно, что она состоит из разных по размеру частиц изометричной, реже удлиненной формы. Как показывают дифрактограммы, слюда частично дегради-



Фиг. 4. Распределение и содержание (%) хлорита в поверхностном слое осадков
1 — 5—10; 2 — >10

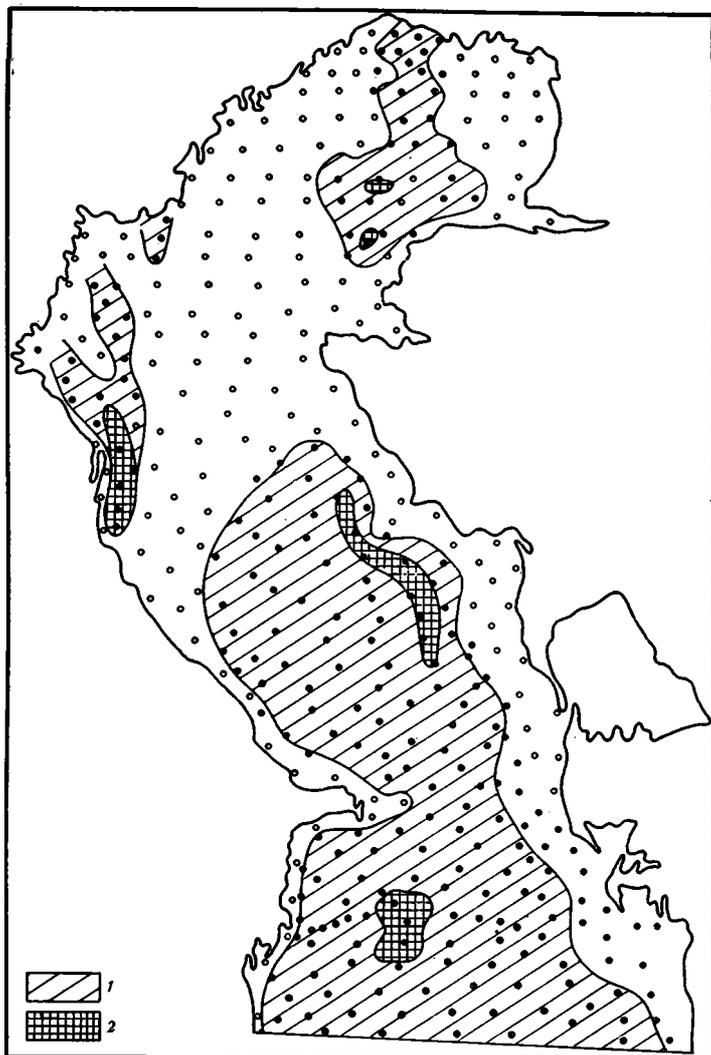
рована. Большая степень деградации присуща гидрослюдам из аллювия более крупных рек (Волги, Урала, Куры). По своему строению она относится к диоктаэдрической высокотемпературной структурной модификации 2 М и М. Гидрослюда довольно равномерно распределяется по акватории моря. Наиболее широко распространена деградация с содержанием ее 50—65% (фиг. 2). Минимальные (50%) содержания гидрослюды установлены в преддельтовых участках р. Куры. Максимальные количества (>65%) обнаружены в придельтовых участках рек Урала и Самура, что можно объяснить процессами коагуляции и образованием карбонатно-глинистых сгустков на стыке морских и речных вод [20]. В осадках восточного шельфа Среднего и Южного Каспия отмечается повышенное содержание этого минерала за счет золотого материала, а также абразии берегов и дна [1, 7].

Монтмориллонит (диоктаэдрический) характеризуется базальным рефлексом первого порядка, регистрируемым на дифрактограммах воз-



Фиг. 5. Распределение и содержание (%) каолинита
1 — 15—20; 2 — >20

душно-сухих образцов с $d=13,8-14,2$ Å, который смещается до $17,7-17,8$ Å после насыщения глицерином и фиксируется при $9,8$ Å после прокаливании при $T=550-580^{\circ}\text{C}$. Наличие рефлекса $d(001)$ на дифрактограммах при $13,8-14,2$ Å воздушно-сухих препаратов указывает на присутствие монтмориллонита, обменные позиции которого заняты катионами кальция. Содержание его в осадках колеблется от 10 до 30%, на мелководье не превышает 5—10%. Повышенные концентрации (около 30%) встречены в глинистых илах Уральской борозды, Кизлярского залива (Северный Каспий), Дербентской и Южной впадин (фиг. 3). В придельтовой части р. Куры содержание его максимальное, а при движении на восток уменьшается. Такое распределение монтмориллонита по площади можно объяснить тем, что он имеет малые размеры частиц, обычно от $0,01$ до $0,03$ мк. Поступая в морскую воду, они адсорбируют преимущественно катионы калия, натрия и магния, что усиливает диспергацию, повышает их плавучесть и обуславливает перенос в наиболее глубокие части водоема [13].



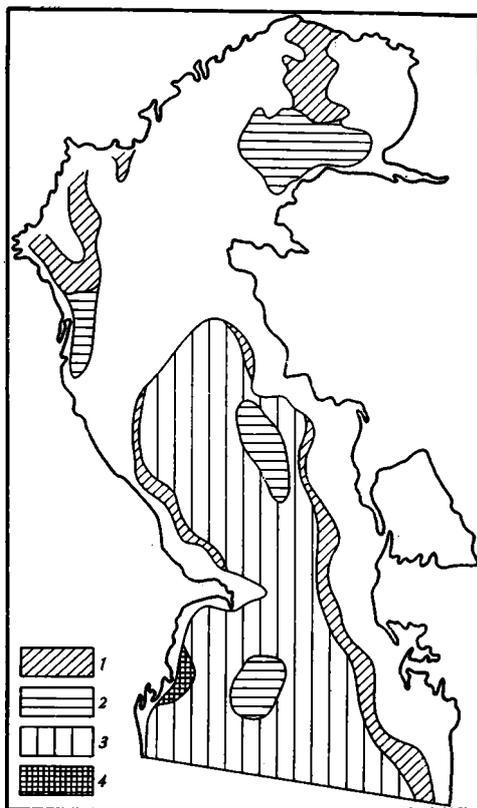
Фиг. 6. Распределение и содержание (%) смешанослойного минерала
1 — <5; 2 — >5

Хлорит — триоктаэдрический, железистомагнезиальный, диагностируется по дифракционным линиям с межплоскостными расстояниями $d(001) = 13,8-14,0$; $d(002) = 6,40-7,00$; $d(003) = 4,65-4,70$; $d(004) = 3,45-3,50$ Å. Он равномерно распределен по площади дна, где содержание его не превышает 5—10% (фиг. 4). Максимальные содержания (>10%) тяготеют к крупно- и мелкоалевритовым осадкам придельтовых участков рек Урала, Терека, западного побережья Куры. Подобное распределение указывает на высокую способность хлорита образовывать агрегаты и различного рода скопления, что позволяет осаждаться даже в зонах интенсивного гидродинамического воздействия. Зоны максимальных значений вдоль восточного шельфа объясняются присутствием эолового и абразивного материала, приносимого с восточного побережья.

Каолинит присутствует во всех образцах и определяется базальными рефлексами с межплоскостным расстоянием $d(001) = 7,12-7,14$, $d(002) = 3,57-3,58$ Å, исчезающими после прокаливании при $T = 550-$

Фиг. 7. Распределение ассоциаций глинистых минералов на акватории Каспийского моря

1 — гидрослюда - каолинит-хлоритовая; 2 — гидрослюда - монтмориллонит - каолинит - хлорит-смешанослойная; 3 — гидрослюда - монтмориллонит - каолинит - хлоритовая; 4 — гидрослюда-монтмориллонит - каолинитовая



580° С. Содержание его на большей части дна не превышает 15% (фиг. 5). Максимальные содержания (>20%) тяготеют в основном к источникам поступления седиментационного материала (реки Урал, Терек, Самур), что объясняется крупными размерами частиц и высокой способностью к коагуляции, а также к осадкам восточного шельфа, образующимся за счет абразии берегов.

Смешанослойные минералы хлорит-монтмориллонитового и монтмориллонит-гидрослюдистого состава встречаются лишь в осадках глубоководных котловин (в количестве более 5%). Для мелководья характерно низкое содержание их или полное отсутствие (фиг. 6). По своему генезису они могут быть и аутигенными.

Палыгорскит встречается во всех фациальных типах осадков в виде отдельных трубочек и волокон. Поступление его связано с развеванием осадков высохших заливов, такыровых озер, где обнаружены волокна магнезиальных силикатов [13].

Таким образом, как показали исследования, глинистая фракция осадков Каспийского моря характеризуется полиминеральным составом с набором глинистых минералов, свойственным почвам и породам водосборных площадей рек, впадающих в него и обуславливающих преобладание в тонкопелитовой фракции гидрослюда при незначительных количествах хлорита, монтмориллонита и каолинита. Однако, несмотря на это, можно выделить несколько ассоциаций глинистых минералов (фиг. 7), характерных для определенных участков дна, связанных с различными источниками питания, терригенным материалом и гидродинамическим режимом водоема: I — гидрослюда-каолинит-хлоритовая, характерная для придельтовых осадков рек Урала, Терека, шельфа западного и восточного побережий, а также приустьевых районов рек, впадающих в Средний Каспий; II — гидрослюда-монтмориллонит-каолинит-

хлорит-смешанослойная, встреченная в глубоководных частях Уральской бороздины, Кизлярского залива (Северный Каспий), Южного Каспия, а также на восточном материковом склоне и части глубоководной котловины Среднего Каспия; III — гидрослюда монтмориллонит-каолинит-хлоритовая, самая распространенная и занимающая значительные площади глубоководной котловины, западный материковый склон Среднего Каспия, а также Южного Каспия; IV — гидрослюда монтмориллонит-каолинитовая (приустьевая часть р. Куры). К аутигенным глинистым минералам, вероятно, относится палыгорскит, встреченный в карбонатных илах восточного мелководья Южного Каспия, а также смешанослойные минералы — продукт трансформации триоктаэдрических слюд в диагенезе. Однако эти процессы в поверхностном слое осадков развиты весьма слабо.

Литература

1. Алексина И. А. Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря.— В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
2. Глазовский Н. Ф., Батоян В. В., Брусиловский С. А. Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийском море.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, вып. 6, 1976.
3. Горин В. А. Грязевой вулканизм и осадконакопление.— Докл. АН АзССР, 1950, т. 6, № 4.
4. Давидбекова Э. А., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Южного Каспия.— В кн.: Вопросы литологии и фаций осадочных пород нефтегазоносных областей Азербайджана. Л.: Недра, 1968.
5. Залогин В. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969.
6. Кленова М. В., Николаева В. К. Взвешенные вещества некоторых рек СССР.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
7. Кулакова Л. С. О минеральном составе современных осадков восточного побережья Южного Каспия.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 2.
8. Куприн П. Н., Потапова Л. И., Шатов А. С., Шлыков В. Г. Минеральные и органические новообразования в донных отложениях Каспийского моря.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4.
9. Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973.
10. Лопатин Г. В. Твердый сток рек бассейна Каспийского моря.— Тр. ГГИ, 1948, вып. 4.
11. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР, образования и переносы. М.: Географиздат, 1952.
12. Мазанов Д. Д. Литолого-минералогическая характеристика глинистых сланцев юры Большого Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
13. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964.
14. Ратеев М. А., Покидин А. К., Хеиров М. Б. Глинистые минералы, их распределение и генезис в сводном разрезе Аляты-море.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 115.
15. Сулейманов Д. М. Об источниках питания минеральными компонентами донных осадков Южно-Каспийской впадины.— Изв. АН АзССР, 1947, вып. 1, № 2.
16. Султанов А. Д. Литология меловых отложений юго-восточной части Большого Кавказа.— Изв. АН АзССР, 1960, вып. 1.
17. Султанов А. Д., Султанов Д. А. Результат комплексных исследований глинистых минералов пород акаггыльского яруса Азербайджана.— В кн.: Изучение и использование глин. Минск, 1971.
18. Холодов В. Н., Туровский Д. С., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. О вероятном составе взвесей, поступавших в миоценовые палеобассейны юга СССР.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
19. Хрипунов И. А. Роль золотой аккумуляции в донных отложениях Северного Каспия.— Тр. ВНИИРО, 1974, т. 101.
20. Хрусталев Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1977.
21. Хрусталев Ю. П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1978.
22. Шлыков В. Г. Формирование комплексов глинистых минералов в Каспийском море и методика их изучения.— Тез. докл. на VI научной конференции геологического факультета МГУ. Москва, 1971.
23. Шлыков А. Г., Куприн П. Н., Шатов А. С. Некоторые черты современного осадконакопления на западном склоне Южно-Каспийской впадины.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М., 1972, вып. 3.

24. *Biscaye P. E.* Mineralogy and Sedimentation of the deepsea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Yale Univer. Department of Geology.— Geochemistry Technical Report, 1964.
25. *Schultz L. G.* Quantitative X-ray determinations of some aluminous clay minerals in rocks.— Clays and clay minerals, 1960, v. 5.
26. *Sudo T., Oinuma K., Kobayashi K.* Mineralogical problems concerning clay mineral analysis of sedimentary rocks. Acta Univ. Carolinae, Geological Supplement., 1961, v. 1.

ГИН АН СССР, Москва
АзНИПИнефть, Баку

Поступила в редакцию
5.VI.1980

УДК 551.311.234(571.15)

**О РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ СУБТРОПИЧЕСКИХ ПОЧВАХ
В ГОРНОМ АЛТАЕ**

ФЕОФИЛОВА А. П., **ЦЕХОВСКИЙ Ю. Г.**, **ГРАДУСОВ Б. П.**

В разрезах поздне меловых — раннекайнозойских континентальных отложений карачумской свиты Чуйской впадины Горного Алтая установлено многократное появление ископаемых почв. Изучение их строения, состава и условий образования позволило выделить новый тип древних почв, близкий к современным подзолистым оглееным, но увенчанными своеобразной кирасой, и сформировавшийся в условиях гумидного субтропического климата с длительными периодами засух. Для этих почв характерно интенсивное обеление верхов профиля с формированием марганцовисто-железистых конкреций и накоплением SiO_2 . Каолинит-гидрослюдистое глинистое вещество испытывало очень слабое минералогическое преобразование (каолинизацию) в почвах.

Работами ряда геологов подчеркивалась важная роль древних почв в формировании континентальных осадочных пород, в частности [13] показано, что древние почвы часто возникали непосредственно на осушавшихся осадках, не испытавших диагенетических превращений, и их преобразование в породу происходило главным образом под влиянием процессов почвенного литогенеза, который определял сущность субазрального преобразования осадков (субазральный диагенез). В этой связи изучение разных типов почв приобретает чрезвычайно важное значение.

Немногочисленные работы по изучению древних почв свидетельствуют о разнообразии их внешнего облика, строения и состава, об участии в их формировании различных почвенных процессов. В настоящей статье рассматривается один из характерных типов древних почв, развитых в карачумской свите Чуйской впадины Горного Алтая. Первоначально свита датирована верхним олигоценом [2]. Однако последующие исследования, в том числе спорово-пыльцевого комплекса [4, 9] показали, что карачумская свита — возрастной и формационный аналог пестроцветной кремнисто-гематит-каолиновой формации (северозайсанской свиты) Зайсанской впадины [15] и должна датироваться в интервале верхний мел — палеоцен, ранний — средний эоцен.

В поздне меловую — раннепалеогеновую эпоху районы Зайсанской и Чуйской впадин располагались в пределах жаркого гумидного субтропического или тропического климата, на самой границе его с аридной зоной [11, 12, 15]. В работе [4] из осадков карачумской свиты выделена пыльца субтропических либо тропических древесных пород: пальмовых, гинкговых, дриофилловых и др. К востоку и югу от характеризуемого района (во впадинах Монголии и Китая, на территории Южного Призайсанья) в мел-палеоценовое время накапливались типично аридные, преимущественно красно- и пестроцветные загипсованные или карбонатные, существенно монтмориллонитовые глины с прослоями песчано-алевритовых пород. К северу и северо-западу (в Центральном Казахстане,

Южной Сибири) происходило формирование типично гумидного парагенеза пород — красно- или пестроцветных каолиновых глин, бокситов.

Карачумская свита мощностью около 30 м сложена ритмически чередующимися красно-пестроцветными, преимущественно глинистыми (каолинит-гидрослюдистыми) породами с более или менее обильной примесью совершенно не сортированного обломочного материала кварцевого и кварцито-кремнистого состава и глинистых окатышей. В подчиненном развитии встречаются маломощные прослои песков и алевритов, линзы щебнисто-галечных и дресвяных пород. В генетическом отношении свита представлена главным образом отложениями тонкого, существенно глинистого своеобразного пролювия плоскостного смыва каолинит-гидрослюдистой коры выветривания холмистых равнин, реликты которой повсеместно подстилают осадки карачумской свиты. Реже в ее составе встречаются осадки фаций аллювия малых рек и делювия. Одна из характерных особенностей свиты — многочисленные горизонты мощностью от 1,5 до 3,5 м осветленных выветрелых пород, внешне очень похожих на почвы. Они венчают отдельные ритмы осадконакопления; в наиболее изученном Кызыл-Чинском разрезе свиты насчитывается восемь подобных горизонтов. Настоящая работа посвящена детальной характеристике одного подобного горизонта, приуроченного к средней части Кызыл-Чинского разреза.

МАКРО- И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ДРЕВНЕЙ ПОЧВЫ

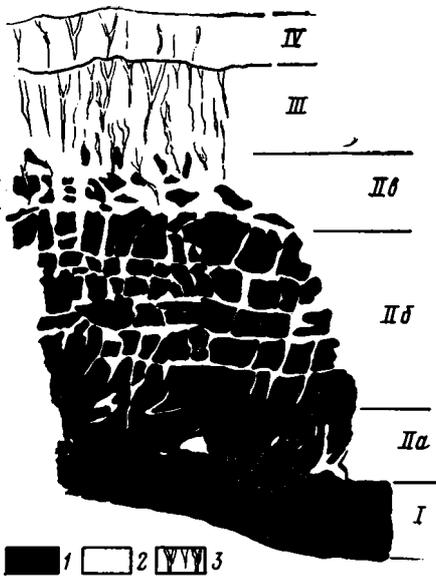
Разрез почвы — почвенный профиль — имеет отчетливое зональное строение, выявляющееся уже при полевом описании; лабораторное изучение позволяет получить дополнительно целый ряд признаков, специфических для отдельных зон, более или менее резко обособляющих их друг от друга (фиг. 1, 2).

Зона I красноцветных материнских пород сложена красно-бурими неслойстыми глинами с примесью гравийно-песчаных зерен с редкой мелкой беспорядочно ориентированной щебенкой. Местами встречаются линзы и прослои, обогащенные песчаным материалом; сортировка отсутствует. Песчано-алевритовые зерна состоят из кварца, кварцита, кремнистых пород, среди более крупных фаций встречаются более или менее окатанные обломки алеврито-глинистых пород. По данным химического анализа, содержание SiO_2 обломочного не превышает 12% (от породы). Цемент глинистый с неравномерно распределенной примесью Fe. Наблюдается приуроченность гидроокислов к скоплению крупного обломочного материала, они обволакивают здесь отдельные зерна, а также входят в состав округлых органо-железистых образований (типа железогуматов) диаметром до 0,7 мм различной плотности и степени окристаллизованности. Местами гидроокислы Fe, явно обогащенные органическим гелем, образуют флюидальноподобные выделения. К таким же участкам, обогащенным гидроокислами, приурочены и редкие выделения колломорфной глины (полынита), также интенсивно окрашенной железом¹.

На участках, обедненных гидроокислами железа, хорошо видна «блоковая макроструктура»² зоны (фиг. 3, А). Отдельные блоки, в форме неправильных многоугольников, сложены слабо ожелезненной и сла-

¹ При микроморфологическом изучении мы пользовались понятиями и классификационными схемами, приведенными в работе [7], но некоторые из предложенных терминов приводим в скобках, заменяя их более общеупотребительными.

² Понятие «структуры» в литологии и почвоведении не совпадает. Термином «структура» почвоведы пользуются для определения размеров, формы и взаимного расположения комочков (структурных отдельностей), на которые распадается почва [1]. Особенности структуры — один из важнейших диагностических признаков современных почв.



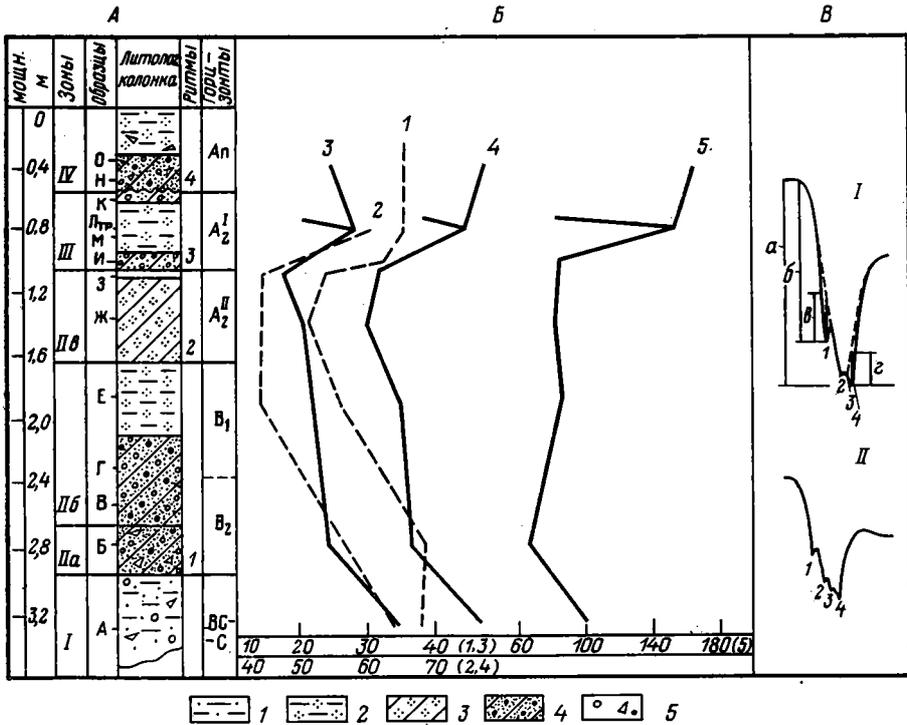
Фиг. 1

Фиг. 1. Общий вид почвенного профиля (за-
рисовка с цветного фото)

1 — первичная красная окраска; 2 — вторич-
ное обеление; 3 — следы корневидной систе-
мы; I—IV зоны

Фиг. 2. Строение и состав почвенного про-
филя

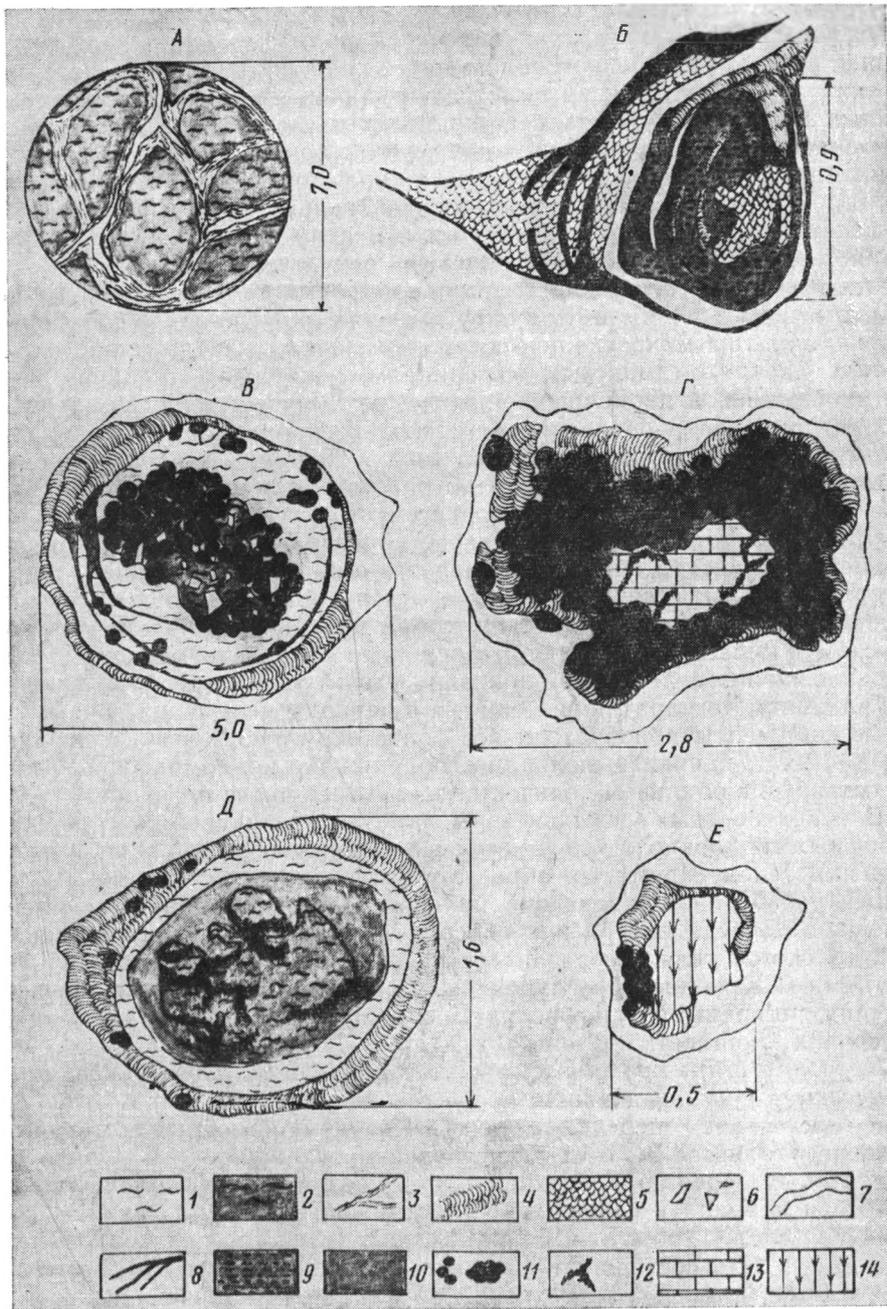
А — литологическая колонка: 1 — глина с
песчано-алевритовой примесью $>10 < 20\%$,
2 — то же, с примесью $>20 < 40\%$, 3 — пес-
чанистый алеврит с примесью глины
 $>40 < 50\%$, 4 — разнозернистый песок с
примесью глины 45—50%, 5 — примесь дрес-
вы и щебня в глине; Б — графики измене-
ния содержания каолинита, в усл.%. 1, 2 —
по дифрактограммам воздушно-сухих и на-
сыщенных этиленгликолем образцов, 3, 4 —
по параметрическим соотношениям v/a и b/a
спектрограмм (ИКС); 5 — кристалличность
каолинита по отношению v/g спектрограмм;
В — спектрограммы: I — обр. 0, II — обр. 3;
 $a-g$ — параметры для количественных опре-
делений; полосы поглощения, cm^{-1} : I—3710,
2 — 3670, 3 — 3655, 4 — 3635



Фиг. 2

бо двупреломляющей буроватой глины, окружены сеткой из оптически ориентированной глины (ООГ), несколько более интенсивно прокрашенной гидроокислами железа, и тонкими трещинками. Подобные участки легко раскрошиваются на мелкие остроугольные комочки.

Зона II пестроцветных пород по интенсивности и формам обеления может быть подразделена на три подзоны.



Фиг. 3. Детали микростроения отдельных горизонтов почвы (зарисовка шлифов)
 А — «блоковая» текстура горизонта С; Б — педореликт корешка, замещенного глинистым матерьялом, горизонт В; В—Е — строение «бобовин», горизонт Ап, мм. 1 — алевритистая глина; 2 — алевритистая ожезненная глина; 3 — оптически ориентированная глина; 4 — подвижная глина; 5 — каолинит; 6 — обломочные зерна кварца песчаной размерности; 7 — трещины (пустые); 8 — волокна органического (растительного) геля; 9 — органический гель в смеси с гидроокислами железа; 10 — гидроокислы железа; 11 — марганцево-железистые микроконкреции (орштейны); 12 — дендритообразные выделения железа и марганца; 13 — кальцит; 14 — кремнистый обломок

Подзона II а, красная с редкими пятнами обеления, неправильной, но преимущественно вертикально-вытянутой формы отличается от нижележащей резким увеличением обломочного гравийно-песчаного материала, а также дресвы и щебенки выветрелых коренных пород. В составе гравийных зерен наряду с кварцево-кремнистым материалом много глинистых окатышей, состоящих из тонкозернистого каолинита. По приближенной оценке в шлифах содержание обломочного материала около 50%, т. е. порода приближается к сильноглинистому разнозернистому неслоистому и несортированному песку. Весьма характерна мелкокомковатая текстура, похожая на зернистую структуру современных почв. В отличие от многогранно-остроугольной формы блоков в зоне I комочки диаметром 2—5 мм имеют округлую или округло-овальную форму и хорошо заметны макроскопически. Все комочки сложены слабо ожелезненным алеврито-глинистым материалом, окружены типично колломорфной, сильной прокрашенной железом глиной и тонкими трещинками. Местами глина обволакивает несколько комочков, образуя более крупную отдельность сложного состава. Подобная мелкокомковатая текстура прослеживается вверх по разрезу до зоны III включительно. Это отличает ее от типичной зернистой структуры современных почв, приуроченной только к верхней части почвенного профиля. Кроме того, зернистая структура обычно связывается с образованием агрегатов, под которыми понимаются «...почвенные отдельности, состоящие из скоагулированных и склеившихся между собой механических элементов почв» [7, с. 73]. В нашем случае более вероятно связывать мелкокомковатое строение почвы с первично-блоковой структурой, преобладававшей под влиянием дегидратации и сжатия в периоды иссушения почвы: угловатые фрагменты приобретали все более округлую форму, а ограничивающие их трещинки выполнялись подвижной колломорфной глиной, поступавшей в обильном количестве из верхней части профиля.

В красноцветных участках зоны заметно увеличивается содержание аморфных гидроокислов железа в смеси с колломорфной глиной и органическим гелем. Часто они образуют пятна округлой формы (нодули, концентраты), представляющие поперечное сечение минерализованных корешков. Иногда внутри них обособляется концентр почти чистого органического геля с различными полузаплывшими растительными клетками. Наблюдается приуроченность подобных корешков, представляющих, по-видимому, педореликты, к скоплениям грубого обломочного материала. Мощность подзоны II а 30 см.

Подзона II б — красная с сетчатым обелением, неоднородна по механическому составу. Нижняя часть ее близка к зоне II а и отличается от нее отсутствием щебенки и дресвы. Кверху обломочный материал постепенно утоняется за счет исчезновения гравийных и увеличения алевритовых зерен, а в верхней части увеличивается количество глинистого материала и содержание обломочного кварца снижается до 27—17% (табл. 1, обр. Е₁ и Е₂ из белого и красного участков). В целом зоны II б и II а составляют гранулометрический ритм (I), который завершается четырехсантиметровой прослойкой коричневой горизонтально-слоистой глины. Вертикальные обеленные полосы шириной 1—6 см утоняются к низу; горизонтальные совпадают с более грубозернистыми прослойками, наиболее выдержанные фиксируются на расстоянии 40 и 80 см от нижней границы подзоны. Микроморфология подзоны II б в нижней грубозернистой части отличается от нижележащей главным образом значительно меньшим и прогрессивно сокращающимся кверху количеством колломорфной глины, приуроченной здесь к педореликтам минерализованных корешков и заполняющей некоторые участки трещин вокруг структурных отдельностей. Единичные минерализованные корешки с частично сохранившимися волокнами гелефицирован-

Таблица 1

Валовый химический состав почвы по профилю, %

Индекс образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Кварц	SiO ₂ расчетное	
																	связанное	взабачное
О	61,99	0,72	9,77	14,68	Нет	0,48	1,91	0,68	0,59	1,13	6,71	2,13	Нет	Нет	Нет	Нет	—	—
К	75,31	1,19	7,63	6,42	»	0,40	1,41	0,40	0,18	0,92	3,48	1,49	0,65	0,19	0,01	56,38	12,54	6,39
М	74,59	1,01	8,18	6,90	»	0,93	1,58	0,39	0,31	0,98	4,32	1,47	0,22	Нет	0,07	22,34	13,42	38,83
Ж	75,52	1,27	11,22	2,84	0,11	0,01	0,73	0,53	0,18	1,62	3,46	1,91	Нет	0,34	0,03	52,90	17,75	4,87
Е ₂	62,19	0,93	13,42	11,59	Нет	0,02	1,58	0,69	0,31	1,84	5,30	2,16	»	0,07	0,18	16,49	22,58	23,12
Е ₁	70,54	1,01	14,28	2,23	»	0,01	1,45	0,78	0,36	2,01	5,08	2,11	0,44	0,10	0,06	26,59	24,03	19,92
Г	73,09	1,14	10,90	2,86	0,09	0,01	1,22	0,66	0,31	1,59	4,65	2,75	Нет	0,27	Следы	48,73	17,90	6,46
А	56,86	0,67	20,33	6,70	Нет	0,01	1,01	0,87	0,68	2,44	6,58	2,86	»	1,18	0,16	12,26	32,52	12,08

ной растительной ткани выполнены натечным каолинитом (см. фиг. 3, Б). Аморфные гидроокислы железа распределены неравномерно, их очень мало на белых участках, а на красных помимо примеси к коллоидной глине и органическому гелю они образуют местами беспорядочно ориентированные пятна с неправильным контуром.

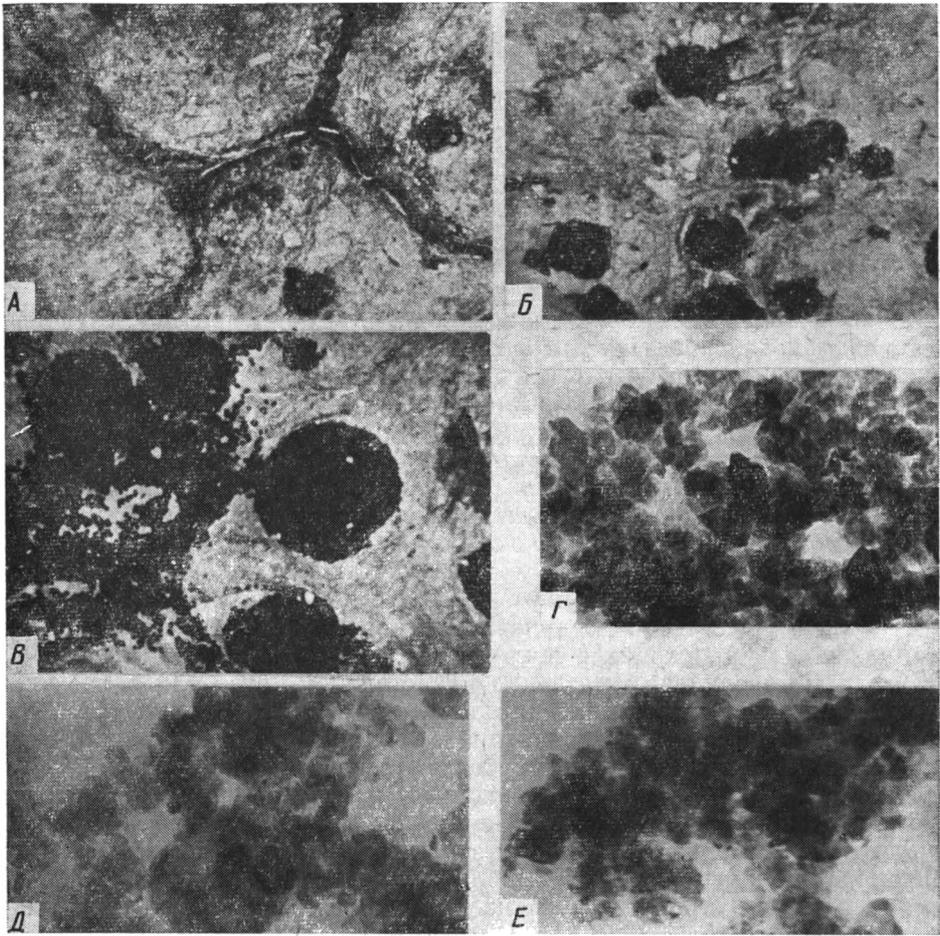
В верхней части подзоны алеврито-глинистого состава особенно заметны микроморфологические различия красных и обеленных участков. На светлых участках незначительная примесь гидроокислов железа приурочивается к оптически ориентированной глине, частично выполняющей трещины вокруг структурных отделностей (большая часть трещин пустая). Здесь встречаются единичные округлые стяжения ожелезненного гумуса. На красных участках обильные выделения гидроокислов железа в виде бесформенных сгустков различной концентрации, пятен, узоров совершенно маскируют минеральную массу. На этом фоне довольно много аморфных, но очень плотных округлых железистых стяжений, окруженных ожелезненной коллоидной глиной; иногда они состоят из мельчайших комочков. Изредка встречаются ооиды концентрического строения, центральная часть их выполнена алеврито-глинистой массой, а вокруг различаются концентры органического геля и гидроокислов железа. Но в целом следы растительного органического вещества в этой части подзоны крайне незначительны. Характер распределения и формы выделения гидроокислов железа свидетельствуют о локальных перемещениях их из обеленных участков в соседние красные. Это подтверждается химическим анализом соседних белого и красного участков (см. табл. 1, обр. Е₁ — белый, Е₂ — красный), согласно которому содержание Fe₂O₃ в красном образце более чем в 5 раз превышает содержание его в белом. Мощность подзоны II б 100 см.

Подзона II в — сильно обеленная с реликтами красных пятен, также неоднородна по механическому составу и представляет самостоятельный мало-мощный ритм (2). Средняя часть его сложена преимущественно алеврито-

глинистыми неслоистыми осадками с незначительной примесью песчаного материала, но содержание обломочного кварца возрастает здесь до 53%. В нижней части подзоны количество песчаного материала заметно увеличивается, а в направлении к верхней части растет содержание глины. В самой верхней части подзоны прослеживаются линзочки толщиной 1—4 см плотной коричневой глины с прерывистой мелковолнистой слоистостью, подчеркиваемой тончайшими примазочками белой и красной глины; содержание обломочного материала в этом прослое снижается до 3—5%. Для подзоны характерно отсутствие следов органического материала и минимальное содержание ожелезненной колломорфной глины, приуроченной к красным пятнам, где она выполняет отдельные участки трещин. Гидроокислы железа в красных пятнах аморфны, подмешаны к колломорфной и оптически ориентированной глине; плотные железистые ооиды практически отсутствуют. Лишь в прослоечке коричневой глины (в кровле подзоны) содержатся обильные гидроокислы Fe в форме довольно плотных очень мелких комочков, расположенных цепочкообразно по наслоению. Мощность подзоны II в 52 см.

Зона III нацело обеленных пород с структурными реликтами корневых каналов представлена в основании светло-бурыми глинами с большим количеством несортированного разнотельного алеврито-песчаного материала и примесью кварцево-кремнистых гравийных зерен; содержание обломков приближается к 40—50%. Вверх по разрезу содержание обломочного кварца снижается до 22% (см. табл. 1, обр. М), гравий исчезает, преобладает алеврито-глинистый материал. В самой верхней части зоны содержание обломочного кварца вновь возрастает до 56% (см. табл. 1, обр. К), увеличивается содержание песчаных фракций, появляются гравийные зерна. Таким образом, за исключением этой верхней части, зона представляет маломощный гранулометрический ритм (3). Вся толща зоны пронизана многочисленными тонкими вертикальными трубочками диаметром 1—20 мм, утончающимися к основанию слоя, морфологически очень похожими на древнюю корневую систему. Трубочки выполнены глиной с содержанием алевритового материала не более 10%; от вмещающей глины она отличается визуально едва заметным зеленоватым оттенком. При изучении продольных срезов трубочек под микроскопом обнаружены гелефицированные волокна растительной ткани, что подтверждает происхождение их за счет минерализации корешков. Глина, выполняющая трубочки, представлена подвижными формами струйчато-волокнистой ООГ или типично колломорфной нежелезистой глиной, отсутствующими во вмещающей породе.

Вторая характерная особенность зоны — повсеместная инкрустация ее мельчайшими «точечными» марганцево-железистыми микроконкрециями (ортштейнами) округлой формы диаметром 0,1—0,5, реже до 0,7 мм (фиг. 4, А, Б). Чаще всего они имеют концентрическое строение: центральная часть раскристаллизована, в отраженном свете она серовато-черная с металлическим блеском; периферическая часть аморфна в отраженном свете тусклого охристо-бурого цвета. Некоторые образования полностью раскристаллизованы, другие — полностью аморфны, имеют более яркую красновато-оранжевую окраску и содержат примесь обломочного материала мелкоалевритовой размерности. Целиком аморфные стяжения иногда состоят из мельчайших слипшихся комочков. Интенсивность кристаллизации заметно нарастает к верхней части зоны, где встречаются редкие мелкие выделения криптозернистого кальцита, расположенные среди глинистого цемента и облекающие крупные обломочные зерна. Появление в III зоне марганца и кальцита находит отражение в химических анализах (см. табл. 1). Аналогичные микроконкреции содержатся и в колломорфной глине, выполняющей корневые трубки, причем глина содержит здесь заметную примесь органического геля



Фиг. 4. Микрофотографии шлифов и глинистых суспензий

A — мелкокомковатая текстура в алевролитах, горизонт A_2^1 , увел. 15, николь один; *B* — марганцево-железистые микроконкреции в горизонте A_2^1 , увел. 20, николь один; *B* — образование плотных раскристаллизованных ортштейнов и цепочек из мельчайших комочков (бактериальной сыпи) аморфных гидроокислов, горизонт A_1 , увел. 20, николь один. Электронные снимки суспензий глинистой фракции, увел. 12 000: *Г* — горизонт B , обр. B ; *Д* — горизонт A_2^1 , обр. $Л$ (выполнение трубки); *Е* — горизонт A_1 , обр. $Н$

Помимо микроконкреций в буроватом грубозернистом основании зоны довольно широко развиты аморфные гидроокислы с примесью органического геля в форме флюидальноподобных рыхлых выделений и стяжений неправильной формы и различной плотности. Здесь можно наблюдать все переходы от диффузно размазанных пятен к сегрегации их в плотные округлые, частично или полностью раскристаллизованные микроконкреции. На протяжении всей зоны, несмотря на интенсивное обеднение подавляющей ее части, хорошо различается визуально и под микроскопом мелкокомковатая текстура, аналогичная описанной выше (см. фиг. 4, *A*). Округлые обесцвеченные структурные отдельности окаймлены трещинками, частично выполненными очень слабо ожелезненной оптически ориентированной глиной. Микроконкреции разделены по отношению к этой структуре совершенно беспорядочно. Мощность зоны III 55 см.

Зона IV — обеленные породы с бобовой текстурой. Образованию зоны предшествовал перерыв в осадконакоплении, вероятно, сопровож-

давшийся неглубоким размывом ранее отложенных осадков. В нижней части зоны коричневатой окраски преобладает песчано-гравийный материал с редкой щебенкой алеврито-глинистых выветрелых пород, содержание обломочного материала здесь превышает 50%. В верхней части количество его резко сокращается, щебень и гравий исчезают, среди обломочных фракций преобладает алевритовая, окраска осветляется до белой. Существенная гранулометрическая неоднородность зоны визуально маскируется своеобразной комковатой текстурой, внешне отличающейся от структуры нижележащих зон большим диаметром округлых комочков, в среднем 5 мм, в нижней части изредка до 10—15 мм. Нижняя грубозернистая часть зоны пронизана редкими вертикальными трещинками, возможно, корневыми каналами, выполненными зеленоватой глиной; у верхней ее границы фиксируется несколько тонких (3—5 см) горизонтальных линзочек такой же глины. Повсеместно наблюдаются микроконкреции, по внешнему виду аналогичные описанным в зоне III.

Изучение в шлифах показало сложное строение отдельных бобовин в нижней части зоны, обусловленное наложением на пестрый по составу и размерам обломочный материал интенсивного процесса конкрециеобразования. Конкреции развивались вокруг подавляющей массы больших и малых обломков и глинистых окатышей за счет выделения марганцовисто-железистого материала, которым были обогащены поступавшие сюда воды. Наиболее крупные и хорошо оформленные конкреции состоят из преимущественно раскристаллизованных окислов железа и марганца, концентрирующихся вокруг ожелезненной алевритовой глины. Железистомарганцевый материал представляет менее или более интенсивное стяжение микроконкреций, широко развитых в зоне III; в первом случае хорошо видна конфигурация отдельных микроконкреций, между которыми много песчано-алевритовых зерен, а вокруг — алевритистая глина с единичными микроконкрециями (см. фиг. 3, В). При интенсивном стяжении отдельные микроконкреции различаются только на пограничных контурах, обломочных зерен внутри нет. Центральная часть подобных конкреций иногда выполнена ожелезненной глиной либо частично перекристаллизованным кальцитом, по-видимому, заместившим глину (фиг. 3, Г).

Более мелкие конкреции состоят из обломков ожелезненной глины с дендритообразными выделениями железа и марганца, переходящей в концентр из алевритистой глины (фиг. 3, Д). Наружным концентром всех конкреций является обильная струйчато-колломорфная сильно ожелезненная глина, содержащая разобщенные микроконкреции. Эта подвижная глина иногда опоясывает и отдельные обломки (фиг. 3, Г). Она цементирует все бобовины и определяет в силу значительной примеси гидроокислов коричневатый цвет нижней части зоны. Как правило, все конкреции-бобовины окружены трещинами. Содержание железистого материала в кристаллической и аморфной формах здесь выше, а содержание марганца ниже, чем в зоне III, что подтверждается химическим анализом (см. табл. 1, обр. О).

В верхней обеленной части зоны подавляющая масса бобовин представлена диффузными стяжениями микроконкреций в глине, участками вторично-окремненной и содержащей алевритовую примесь. Бобовины разделены преимущественно трещинами, лишь частично заполненными слабо двупреломляющей глиной. Довольно много кальцита, развитого по окремненным участкам глины и более крупным кремнистым обломкам. Характерно, что в основании этой верхней подзоны микроконкреции сложены аморфными гидроокислами, а кверху они приобретают концентрическое строение в связи с кристаллизацией центральной части.

В целом можно представить следующую многоэтапную последовательность образования описываемой зоны. Вначале был отложен грубозернистый материал нижней подзоны, находившейся в течение некоторо-

го времени в условиях избыточного переувлажнения, о чем свидетельствуют оглеенные участки (зеленая глина сверху и по трещинам). Последовавшее затем падение динамики потоков способствовало осушению осадков, вероятно, даже кратковременному перерыву в осадконакоплении, и осаждению железа и марганца, окислы которых, естественно, в первую очередь концентрировались вокруг ранее железистых глинистых обломков с обильными микроконкрециями или дендритообразными выделениями этих окислов. Без дополнительного поступления железа и марганца трудно представить столь интенсивное стяжение микроконкреций и слияние их в сплошное тело, как это показано на фиг. 3, Г, а также цементацию глинистых обломков в плотные обособленные образования. Наиболее поздним было поступление колломорфного глинистого материала со значительной примесью гидроокислов железа. Наблюдающиеся внутри него редкие рассеянные микроконкреции, несомненно, перенесены и переотложены вместе с глинистой суспензией. Осадки верхней части этой зоны не испытывали столь сложных преобразований, отложившие их воды не были столь обогащены железом, не было и привноса колломорфной глины. Все бобовины имеют простое строение, обязанное лишь незначительной сегрегации микроконкреций.

Отложения, подобные описанным в зоне IV, неоднократно наблюдались нами в верхах древних почв данного района, меняются лишь их мощности и детали строения. Так, в верхах одной из почв, залегающей несколько выше по разрезу карачумской свиты, выделения железа и марганца явно связаны с бактериальной деятельностью — мельчайшие гранулы аморфных гидроокислов диаметром 0,02—0,03 мм, сливаясь, образуют кристаллические плотные микроконкреции или дендритообразные цепочки (фиг. 4, В). Проследивание зоны IV по простирацию (20—80 м) показало, что содержание полуторного окисла Fe в ней сильно меняется и в отдельных пунктах достигает 43,7% (при содержаниях Al_2O_3 5,3% и MnO 0,7%). Мощность зоны IV в разрезе характеризуемой почвы составляет 58 см. Общая мощность почвы (зоны II—IV) 3,1 м. Зона IV почвенного профиля перекрывается с четким контактом пачкой светло-зеленых глин с красными пятнами, местами содержащих мелкую угловатую единичную щебенку кварца, неслоистых, или с неясно выраженной горизонтальной слоистостью (в нижней части), мощностью 2 м. По простираию данная почва прослеживается повсеместно во всем обнажении древнепалеогеновых пород на правом берегу р. Кызыл-Чин (интервал в несколько сот метров).

ПОЧВЕННЫЕ ГОРИЗОНТЫ, ТИП ПОЧВЕННОГО ПРОФИЛЯ

Приведенная макро- и микроморфологическая характеристика не оставляет сомнений, что мы имеем дело с дифференцированным почвенным профилем, развитым на гранулометрически неоднородных ритмично построенных материнских породах. Обеление его верхней части вызывает представление о подзоло- и глееобразовании, поэтому прежде всего необходимо рассмотреть вопрос о том, проходили ли в нашей почве те процессы, которые характерны для этих типов современных почв. Следует оговориться, что мы пока ограничиваем почвенный профиль зонами I—III (непрерывный разрез), а на генетической природе зоны IV остановимся позднее.

Согласно работе [5], посвященной подзоло- и глееобразованию, между этими двумя наиболее распространенными типами почвообразования в гумидных районах земного шара существует тесная взаимосвязь. При этом если глееобразование представляет собой элементарный процесс, сводящийся по существу к «обезжелезнению», то подзолообразование — процесс сложный, включающий наряду с обязательным огле-

Содержание SiO₂ и полуторных окислов в глинистой фракции почвы, %

Индекс образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
(К+М)	50,87	27,33	4,03	2,79
Ж	49,12	26,70	6,51	2,69
Е	49,76	24,85	7,90	2,86
А	46,22	27,68	7,54	2,72

ением элювирование глинистых частиц без нарушения их состава (лессиваж), элювирование, связанное с частичным разрушением обломочного и в малой степени глинистого материала, в результате чего рядом с железом выносятся также алюминий, в ряде случаев — сегрегацию металлов в ортштейны в поверхностных горизонтах. Кроме того, подзолообразование требует дополнительных условий кислой среды и промывного режима. Общими же условиями, необходимыми для осуществления обоих процессов, является более или менее длительное избыточное увлажнение поверхностных горизонтов, обеспечивающее анаэробный режим, наличие органического вещества и биологически активных микроорганизмов.

В работе [5] рассматриваются генетически связанные ряды почв, начиная от типично подзолистых (или дерново-подзолистых) автоморфных, с минимально выраженным процессом оглеения, и кончая типично глеевыми заболоченными почвами, а также приводятся качественные и количественные критерии для оценки степени гидроморфности изучаемой почвы и ее типизации. Используя эти критерии, мы можем отнести по совокупности признаков нашу почву к типу **подзолистых глубокоооглеенных**³, с элювиально-сегрегационным горизонтом A_{2f} в верхней части, сформировавшимся при кратковременном анаэробизме в условиях промывного режима [5, с. 55—56, 162]. Этот тип сравнительно с другими типами классификационного ряда характеризуется наиболее мощным верхним обеленным горизонтом, без характерных для глея зеленоватосизых пятен, с языкообразной нижней границей и мелкими темными марганцево-железистыми ортштейнами; наиболее интенсивным проявлением лессиважа; умеренным выносом железа, иногда лишь перераспределением его внутри профиля и очень слабым, не всегда улавливаемым выносом алюминия.

Отбеливание — под этим названием выделяется Ф. Р. Зайдельманом разновидность оглеения, не дающая характерных холодных тонов (зеленовато-синих, сизых), обусловленных закисными соединениями железа. При этом вносится существенное уточнение в общепринятое понятие оглеения как не сбалансированного выноса железа: обязателен вынос не из породы в целом, а из цементирующего тонкого материала (мелкоземистой плазмы), не обязателен вынос за пределы профиля, возможно лишь перераспределение внутри горизонта, в частности, в форме мелких Mn—Fe-ортштейнов. Суммарное содержание железа в отбеленном горизонте может в таких случаях не уменьшаться, а даже увеличиваться. Это полностью объясняет особенности отбеленного горизонта в нашей почве, отсутствие закисных соединений железа (не только в его пределах, но практически во всем профиле) и увеличение в нем окисного железа, значительная часть которого содержится в ортштейнах (см. табл. 1, обр. М и К из зоны III). Вынос же железа из мелкозема несом-

³ Термин «глубокоооглеенные» не следует связывать с интенсивным гидроморфизмом, этот тип почв слабо обводнен и причисляется к автоморфным.

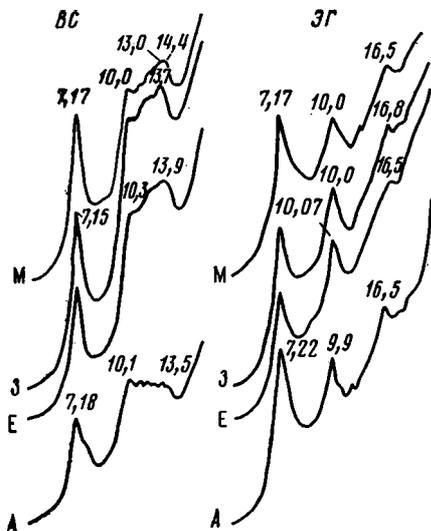
ненен и подтверждается химическим анализом глинистой фракции (табл. 2).

Языкообразная нижняя граница горизонта отбеливания объясняется более или менее глубоким проникновением восстанавливающих растворов по системе вертикальных трещин или корневых каналов. Из приводимых Ф. Р. Зайдельманом результатов стационарных наблюдений за гидрологическим режимом подзоло-глеевых почв (в форме хроноизоплет) видно, что в типе глубокооглеенных почв в отдельные месяцы формируются маломощные горизонты высокой категории влажности (0,9 ПВ⁴) на нескольких уровнях. Очевидно, эти воды, связанные с проникающими по трещинам, также обладают восстановительными свойствами и могут объяснять наблюдающиеся в зоне II б горизонтальные полосы обеления. Образованию подобных горизонтальных полос обеления способствовал и очень неоднородный по гранулометрическому составу и водопроницаемости первичный субстрат. Выше мы подчеркивали, что в пестроцветной зоне II на контактах белого участка с красным в последнем обнаруживаются потечные флюидальноподобные формы гидроокислов железа, иногда сегрегирующие в округлые аморфные ооиды, что свидетельствует о перераспределении железа, характерного для локального оглеения. Вверху подзоны II б подобное перераспределение подтверждено химическим анализом (см. табл. 1, обр. Е₁ и Е₂). Таким образом, как по большой мощности и характеру нижней границы отбеленного горизонта, так и по поведению железа изученная нами почва отвечает выделенному Ф. Р. Зайдельманом типу подзолистой глубокооглеенной.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЧВЕ

Для решения вопроса об элювиировании и характере его необходимо в первую очередь обратиться к составу глинистой фракции и изменению ее по почвенному профилю. Как видно из приведенных дифрактограмм (фиг. 5), глинистые минералы состоят из гидрослюда (Г), каолинита (К) и смешанослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит (Г-М) с тенденцией к упорядоченности, с неодинаковой нормой переслаивания и высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов. Вероятно, в смешанослойной фазе участвует и каолинит-гидрослюда. После прокаливания повсеместно остается лишь 10-А рефлекс (кривые не приведены). Дифрактограммы очень однообразны и не позволяют говорить о каких-либо качественных изменениях состава глинистой фракции, по профилю почвы внешне трудно увидеть и какую-либо разницу в количественных содержаниях глинистых минералов в разных ее зонах или подзонах. Эти незначительные изменения в составе глинистого вещества выявляются лишь после применения комплекса специальных методов (табл. 3). При этом использованы дифрактограммы образцов, насыщенных этиленгликолем. Площади рефлексов от К, Г и См вначале выражались в условных процентах от общей суммы, а затем умножались на коэффициенты 1, 2, 3 соответственно. В табл. 3 также приведено количество Г, вычисленное по содержанию К₂О в глинистой фракции, определенному химическим анализом; содержание К₂О в гидрослуде принято для образца А равным 8,5%. Здесь же использованы дериватограммы глинистых фракций, по которым определялось процентное содержание выделившейся конституционной воды в интервале эндопика 565—570°С. Принимая содержание воды в каолините, равным 14% и в гидрослуде 7%, высчитывали потерю воды, которую можно отнести за счет обезвоживания всего каолинита (по данным рентгеновского метода), а по оставшейся потере устанавливали содержание гидрослюда. Как видно,

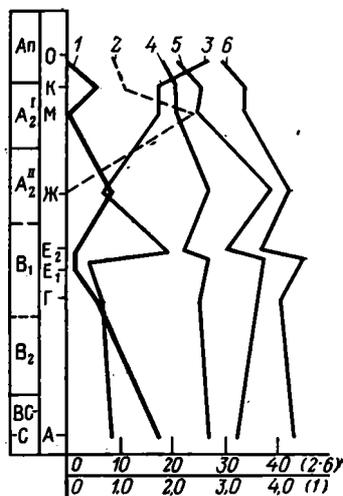
⁴ ПВ — полная влагоемкость.



Фиг. 5

Фиг. 5. Дифрактограммы глинистой фракции

BC — воздушно-сухие образцы; ЗГ — образцы, насыщенные этиленгликолем



Фиг. 6

Фиг. 6. Содержание отдельных элементов в почве, % (кварц и избыточный кремнезем исключены)
Графики элементов: 1 — С, 2 — MnO, 3 — Fe₂O₃, 4 — Al₂O₃, 5 — K₂O, 6 — SiO₂; Ап—С—
почвенные горизонты: О—А — образцы

количество гидрослюды, рассчитанное с помощью всех трех методов, выражается очень близкими цифрами. Содержание каолинита и гидрослюды определяется сравнимыми значениями, смешанослойный минерал находится в подчиненном развитии. Намечается незначительное увеличение каолинита и смешанослойного минерала за счет гидрослюды вверху профиля (обр. М, зона III) по сравнению с их значениями в зоне II (обр. Е); но эти данные еще не могут служить обоснованием однозначного утверждения о преобразовании глинистых минералов в зоне III.

Более интересный результат можно извлечь из данных инфракрасной спектроскопии (ИКС) по всем точкам разреза и при сравнении их с полученными путем количественной интерпретации дифрактограммами. По спектрограммам определялись в условных единицах содержание и степень кристалличности каолинита по характерному для него волновому интервалу 3620—3700 см⁻¹. Для оценки относительного содержания каолинита использованы экспериментальные данные, приведенные в работе [16], согласно которым по мере увеличения содержания каолинита среди других глинистых минералов растет интенсивность полосы 3700 см⁻¹ и положение ее максимума приближается к фоновой линии; эти два показателя определялись нами по отношениям v/a и b/a (см. фиг. 2, Б). Для оценки степени кристалличности использовалось отношение интенсивности полос 3700/3625 см⁻¹ (отношение v/g). В работе [8] отмечается, что увеличение этого отношения связано с улучшением структуры каолинита. По дифрактограммам определялось отношение площади каолинитового рефлекса к сумме площадей первых рефлексов от всех глинистых минералов, выраженное в условных процентах; при этом использовались дифрактограммы воздушно-сухих образцов.

На фиг. 2, Б видно, что кривые изменения отношений v/a и b/a параллельны и согласно намечают слабое увеличение каолинита в зонах III и IV (обр. М и О). График, построенный по рентгеновским данным, в-

Приближенный количественный состав глинистой фракции по комплексу методов, %

Индекс образца	Рентгеновский анализ			Химический анализ		Термический анализ				
	К	Г	Г-М	K ₂ O	Г (K ₂ O=7,5)	потеря веса 570° С			К	Г
						Σ	на К (H ₂ O±14)	на Г (H ₂ O±7)		
М	36,0	36,7	27,4	3,0	39,5	7,7	5,0	2,7	36,0	38,5
Е	30,8	47,0	22,2	3,45	46,0	7,7	4,3	3,4	30,8	48,5
А	38,2	35,3	26,5	3,11	36,5	8,0	5,4	2,6	38,2	37,0

Примечание. К — каолинит, Г — гидрослюда, Г-М — смешанослойная фаза гидрослюда-монтмориллонит.

целом согласуется с кривыми ИКС и также фиксирует увеличение каолинита в верхних зонах (обр. И, М, О). График кристалличности каолинита показывает некоторое улучшение его структуры в верхних зонах. Следует, однако, заметить, что, судя по очень слабому проявлению полос 3670 и 3655 см⁻¹ даже в образце О, степень окристаллизованности каолинита довольно низка, но выше, чем в образцах нижних зон, где промежуточные полосы вообще отсутствуют (фиг. 6; 4, 5, 6). Характерно, что, по данным ИКС, увеличение каолинита в зоне III (обр. М) не затрагивает подвижной глины, выполняющей трубку (обр. Л); как по количеству, так и по степени окристаллизованности каолинит в ней остается на уровне нижележащей зоны II. При электронно-микроскопических исследованиях глинистого вещества (см. фиг. 3, Г—Е), проведенных совместно с А. Л. Дмитриком, установлено, что основная часть его во всех почвенных зонах складывается чешуйками гидрослюда и преимущественно мелкими шестиугольными кристалликами несовершенного каолинита, часто напоминающими аморфизированный каолинит из горизонтов почвообразования и выветривания северозайсанской свиты Зайсанской впадины [15]. Приведенные данные позволяют думать, что в верхней зоне III нашего профиля, хотя и имело место новообразование каолинита, масштабность этого процесса крайне незначительна.

Элювирование. Перемещение глинистых частиц (ила) вниз по профилю устанавливается из микроморфологических наблюдений за подвижной колломорфной глиной и ее распределением в почве. Результаты таких наблюдений изложены выше и позволяют утверждать, что в почве происходило интенсивное перемещение глинистого материала из зоны III и подзоны II в в нижележащие части профиля с максимальным скоплением его в зоне II а; интенсивному проникновению в зону I, несомненно, мешал ее глинистый, маловодопроницаемый механический состав. Доказать, что мы имеем здесь лессиваж в чистом виде, можно было бы детальным сравнением минералогического состава подвижной глины, обволакивающей структурные отдельности, с перемещенной. Подобным материалом мы не располагаем, и по этому вопросу опубликовано очень мало данных. Сравнивая масштабы перемещения глины и изменения ее состава в зоне III, приходим к заключению, что в нашем случае действовали оба механизма элювирования с несомненным преобладанием лессиважа, как это и имеет место в современном типе подзолистых глукбокоуглеенных почв.

Говоря об элювировании с разрушением силикатов, Ф. Р. Зайдельман [5] подчеркивает, что оно затрагивает в рассматриваемых типах почв преимущественно «первичный» нестабильный железосодержащий обломочный материал, который в нашей почве практически отсутствует; глинистые же минералы не испытывают заметных изменений и, как правило, их изменения не отражаются на валовых химических анализах. Мы полагаем, что в некоторой степени это связано еще и с тем, что в

почвоведении принято ограничиваться определениями суммарного SiO_2 без разделения его на силикатную часть и обломочный кварц. Между тем современные почвы далеко не всегда и не столь однородны по содержанию обломочного кварца, чтобы его колебания не могли затушевать незначительный вынос алюминия. Поскольку в нашей почве произошло, хотя и незначительное, новообразование каолинита, у нас вообще нет оснований ожидать выноса алюминия. Однако проведенный нами перерасчет химических анализов на сумму, из которой был вычтен весь кремнезем, не связанный с алюминием в глинистых минералах, показал некоторое уменьшение содержания K_2O при переходе к зонам III и IV, что подтверждает относительное увеличение здесь каолинита за счет частичного разрушения гидрослюды (см. фиг. 6, графики 4—6).

Окремнение. Обогащение отбеленных горизонтов в подзолистых почвах кремнеземом обычно констатируется визуально как «присыпка» на гранях структурных отдельностей и связывается с выносом из этого горизонта полуторных окислов. Содержание такого остаточного кремнезема в подзолистых оглеенных почвах невелико (особенно, если обломочные породы представлены устойчивыми минералами) и плохо или совсем не выявляется в валовых анализах. С учетом неоднородности нашей почвы по механическому составу данные химического анализа вначале были пересчитаны на бескварцевую часть. Подобный пересчет неоднократно производился нами при изучении почв Донецкого бассейна каменноугольного возраста [14] и всегда приводил к отношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, очень близкому к наблюдавшемуся в глинистой фракции.

В данном случае это отношение оказалось очень непостоянным и значительно завышенным (от 3,4 до 10,9), тогда как в глинистой фракции тех же образцов оно изменяется в очень узких пределах — 2,7—2,9 (см. табл. 3). При использовании определенных для глинистой фракции отношений найдены значения избыточного SiO_2 (см. табл. 1). Как видно, на фоне 6—12%, которые могут быть обусловлены недостаточной точностью определения кварца, наблюдаются очень высокие содержания SiO_2 избыточного, с максимумом в 39% в зоне III, причем явно очень неравномерно распределенного. Минералогическую природу этого пятнистого окремнения установить не удалось. Важно подчеркнуть, что она не имеет ничего общего с остаточным кремнеземом «присыпки», наблюдающейся в подзолистых почвах гумидной умеренной зоны (к которой относится почва, изучавшаяся Ф. Р. Зайдельманом). Окремнение здесь является одной из особенностей подзолистых оглеенных почв в тропическом (или субтропическом) гумидном климате с более высокими среднегодовыми температурами [6, с. 219].

Проведенный анализ позволяет с уверенностью относить изученный нами разрез к дифференцированному элювиально-иллювиальному почвенному профилю и выделять основные его почвенные горизонты: элювиальный отбеленный A_2 с подгоризонтами A_2^I и микроконкрециями орштейнами (точнее, A_2f) и A_2^{II} (или A_2B), неполностью обеленный — переходный; горизонт B, выделяемый по иллювированному в него глинистому материалу с подгоризонтами B_1 и B_2 , разделенными по количеству этого материала; горизонт C (или BC), представляющий исходную «материнскую» породу.

Аккумулятивно-гумусовый горизонт A_1 в нашем профиле отсутствует, возможно, он был размыт в процессе отложения зоны IV. Следует заметить, что в подзолистых почвах даже умеренного климата горизонт A_1 вообще редуцирован и отбеленный горизонт A_2 часто начинается непосредственно под лесной подстилкой [1, с. 250]. Активная биологическая среда способствует интенсивной минерализации растений — до разложения на элементарные зольные и газообразные элементы и не менее активной гумификации — до полной потери клеточного строения ткани, превращения ее в органический гель и кислоты. Последние, как

указывает Ф. Р. Зайдельман [5], представлены главным образом менее стойкими фульвокислотами, которые с течением времени также минерализуются. Вот почему в почвах нашего района отсутствуют растительные остатки, минерализованные реликты которых встречаются только в низах профиля (перемытые и переотложенные педореликты). Содержание $S_{орг}$, по данным химического анализа, в верхней части профиля снижается до долей процента.

Обобщая наши представления о зоне IV, необходимо отметить следующее. При длительном развитии почвообразовательных процессов (зрелые почвы) самая верхняя часть почвенного профиля (зона III) нередко испытывает разрушающее воздействие атмосферных агентов. С относительно повышенных участков раздробленный материал переносится водами поверхностного стока в ближайшие понижения, где и откладывается, перекрывая, а частично и размывая верхний горизонт почвы. На подобном переотложенном материале нередко вновь развивается (и, может быть, неоднократно) почва, формируются корневые каналы, однако обычно почвообразовательный процесс прерывается здесь в самом начале. Находясь в близповерхностных условиях частой смены увлажнения иссушением, анаэробных условий аэробными, переотложенная почва претерпевает глубокие изменения, которые охарактеризованы выше. Следует подчеркнуть, что размывался главным образом верхний горизонт A_2 соседних участков, чем и объясняется сходство вещественного состава бобовин зоны IV, особенно в верхней части ее с горизонтом A_2 изученного профиля. Именно верхние горизонты почвы на соседних повышенных участках были, очевидно, источником обогащения поверхностных вод железом, а позднее и подвижной глинистой суспензией. В целом отложения зоны IV можно сравнить с своеобразной кирасой или гидроморфным панцирем [3, с. 372—379]. В нашем случае кираса образована из переотложенного конкреционного горизонта A, в соответствии с чем мы условно присвоили ей индекс Ap (переотложенный).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДРЕВНЕЙ ГОРНО-АЛТАЙСКОЙ ПОЧВЫ С СОВРЕМЕННЫМИ ПОЧВАМИ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ И С ДРЕВНИМИ, СИНХРОННЫМИ ПО ВОЗРАСТУ ПОЧВАМИ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Сравнение изученной нами почвы с конкретным типом «элювиально-поверхностноглеевых» почв Западной Грузии, которые выделяются «...своей яркой дифференциацией и непохожестью ни на один другой тип почвы СССР» [10, с. 142], интересно в том отношении, что грузинские почвы можно рассматривать как субтропический вариант гумидного климата того же ряда подзолисто-глеевых почв (в понимании Ф. Р. Зайдельмана). Почвы этого типа развиты... в условиях плоского рельефа Колхидской равнины и расчлененных увалов и гряд предгорно-террасовой полосы северной и центральной части Западной Грузии [10, с. 139]. Среднегодовая температура в районе 13,5—14,5°С, количество среднегодовых осадков 2400 мм.

К главнейшим особенностям сравниваемых ископаемой и современной почв относятся следующие: 1) отбеленность верхней части почвенного профиля на глубину 40—60 см; 2) обилие в отбеленной толще конкреций; 3) неоднородный по механическому составу характер почвообразующей породы с заметным погрубением обломочного материала вверху профиля; 4) очень зрелый состав обломочного материала (кварцевый в почвах Западной Грузии, кремнисто-кварцевый в наших почвах); 5) сравнительно однородный состав глинистой фракции (меньше 0,001 мм) в пределах всего профиля со слабо выраженной тенденцией увеличения каолинита в его верхней части, при этом каолинит не явля-

ется преобладающим минералом; 6) перемещение вниз по профилю глинистого материала, выполняющего поры и трещины, что находит отражение в увеличении к нижней части профиля содержания Al_2O_3 (по данным химического анализа); 7) ненасыщенность основаниями, о чем для горно-алтайской почвы свидетельствует низкое содержание CaO и MgO .

Основные же отличия грузинских почв сводятся к значительно более широкому развитию конкреций, отсутствию кальцита и признаков окремнения. Конкреции развиты не только в горизонте A_2 , но по всему профилю, образуя в горизонте В плотный конкреционный прослой, причем кроме мелких широко развиты и крупные конкреции размером до 3 см. Наряду с конкрециями в горизонтах В, ВС, а иногда и выше развиты зеленовато-сизые пятна, характерные для закисных соединений железа; кроме того, несмотря на интенсивное конкрециеобразование в почвах Западной Грузии железо выносится из верхних горизонтов, т. е. обладает большей подвижностью. Перечисленные особенности подтверждают, что грузинские почвы развивались в значительно более гидроморфных условиях, с более длительными периодами избыточного увлажнения.

Изученные нами ранее [15] различные типы древних (позднемеловых — раннепалеогеновых) каолиновых почв северной части Зайсанской впадины, сформировавшиеся в условиях гумидного переменно-влажного субтропического или тропического климата, также обладают как общими признаками с горно-алтайскими, так и существенными отличиями.

Общность заключается во внешнем облике почв (красноцветных в нижней и обеленных в верхней частях профиля), в текстурных особенностях, а также в характере минералообразующих почвенных процессов — перераспределении гидроокислов железа, формировании аутигенных колломорфных глин, окремнении и др. Главнейшими отличительными особенностями зайсанских гумидных почв являются: вынос железа из обеленной зоны, значительно более интенсивное новообразование каолинита за счет разрушения монтмориллонита и гидрослюд либо начальная стадия латеритного разрушения каолинита (его аморфизация), отсутствие кальцита, низкие содержания марганца в конкрециях, а также существенно иной тип часто формирующихся панцирей (кирас). Все эти отличия позволяют предположить, что зайсанские каолиновые почвы формировались в относительно более влажном субтропическом климате сравнительно с горно-алтайскими.

Проведенное сопоставление приводит к выводу, что развитие и созревание древних горно-алтайских почв происходило в условиях субтропического гумидного климата с длительными периодами засушливости. Мы видим в них основные признаки, характерные для современных почв слабовлажной субтропической зоны со средиземноморским климатом [3, с. 343—345], — железо полностью сохраняется в профиле почв; гидроокислы его в значительной степени дегидратируются, переходя в кристаллические минералы типа гётита (констатируются на дифрактограммах); в составе глинистых минералов преобладают высококремнистые — иллит, монтмориллонит. Соответственно затухает процесс каолинизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднемеловое — раннепалеогеновое время накопление преимущественно пролювиальных осадков карачумской свиты Горного Алтая носило ритмический характер, в верхах ритмов часто развивались мощные горизонты почв. Изучение их позволило выделить новый тип древних почв, сформировавшихся в условиях гумидного субтропического климата с периодами длительной аридизации. В работе дается деталь-

ное описание строения, состава и процессов минералообразования характеризуемого типа почвы, проводится сопоставление ее с древними и современными почвами. Горизонты пород, измененные древними почвенными процессами, слагают около трети всего объема карачумской свиты и таким образом определяют особенности субаэральных преобразований слагающих ее пород (субаэральный диagenез). При обнаружении ископаемых почв, подобных изученной нами, они могут служить дополнительным индикатором палеоклиматической обстановки.

Литература

1. Виленский Д. Г. Почвоведение. Учпедгиз, М., 1954.
2. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая.— Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1965, вып. 126.
3. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970.
4. Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 5.
5. Зайдельман Ф. Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.
6. Милло Ж. Геология глин. Л. О.: Недра, 1968.
7. Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М., Наука, 1977.
8. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977.
9. Розенберг Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. XLVIII.
10. Ромашкевич А. И. Почвы и коры выветривания влажных субтропиков западной Грузии. М.: Наука, 1974.
11. Синицин В. М. Палеогеография Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, М.: Изд-во АН СССР, 1960.
13. Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Феофилова А. П. Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
14. Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбаса.— Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1975, вып. 270.
15. Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации.— Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1973, вып. 242.
16. Hideomi Kodota, Kaoru Oinuma. Identification of kaolin minerals in the presence of chlorite by X-ray diffraction and Infrared absorption spectra.— Clays and clay minerals, 1963, № 13.

ГИН АН СССР,
Почвенный институт им. В. В. Докучаева,
Москва

Поступила в редакцию
4.VI.1980

УДК 553.3(571.15)

**УРОВНИ И ФОРМЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ
В КОКСИНСКО-ХОЛЗУНСКОЙ ГРУППЕ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ГОРНОГО АЛТАЯ**

ЛУЗГИН Б. Н.

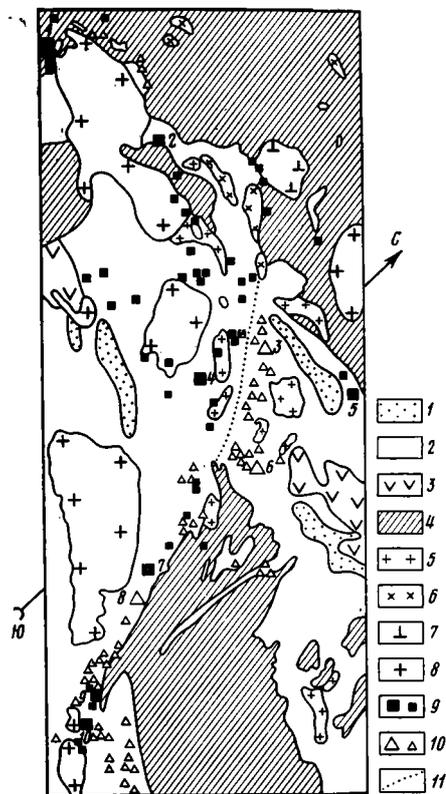
Рудные залежи района Коксинско-Холзунской группы вулканогенно-осадочных месторождений принадлежат к определенным горизонтам осадочно-вулканогенного разреза эйфельского яруса девона. Важнейшие рудные поля приурочены к участкам развития высококальциевых кислых вулканитов, «рудных» порфиритов и известковых или известняковых пород. Повышенные концентрации железа связаны с горизонтами гематитовых и магнетитовых руд, гематитовых и магнетитовых «рудных» порфиритов, анкеритовыми песчаниками и менее оруденелыми туфами и метасоматическими колчеданами. Анализируются предложенные варианты происхождения магнетитовых руд за счет первичных гематитовых скоплений. Устанавливается факт различия минеральной формы окисных концентраций железа в связи с палеографическими особенностями рудообразования (или диагенетическими преобразованиями).

Холзунское железорудное месторождение — наиболее крупное и интересное в практическом отношении вулканогенно-осадочное месторождение Коргонского наложенного прогиба Горного Алтая (фиг. 1). На продолжении его структур в той же рудовмещающей осадочно-вулканогенной толще известен ряд рудопроявлений железа и марганца различного масштаба. Этим определяется значительный интерес к возможности познания особенностей пространственной приуроченности вулканогенно-осадочных руд данного региона. Тем более, что интенсификация геологоразведочных работ в районе Холзунского месторождения привела к появлению нового фактического материала, нуждающегося в дополнительном анализе.

Одним из важных вопросов закономерности размещения железных руд вулканогенно-осадочного генезиса, естественно, является положение рудных залежей в разрезе вулканогенных толщ. Дискуссия о стратиграфической приуроченности рудоносных отложений района к настоящему времени в основном завершена. Не остается сомнений, что рудовмещающая осадочно-вулканогенная толща относится в основном к эйфельскому ярусу, хотя и захватывает верхнюю часть нижнедевонского отдела. Поэтому возрастной диапазон начала и конца ее формирования еще нуждается в уточнении.

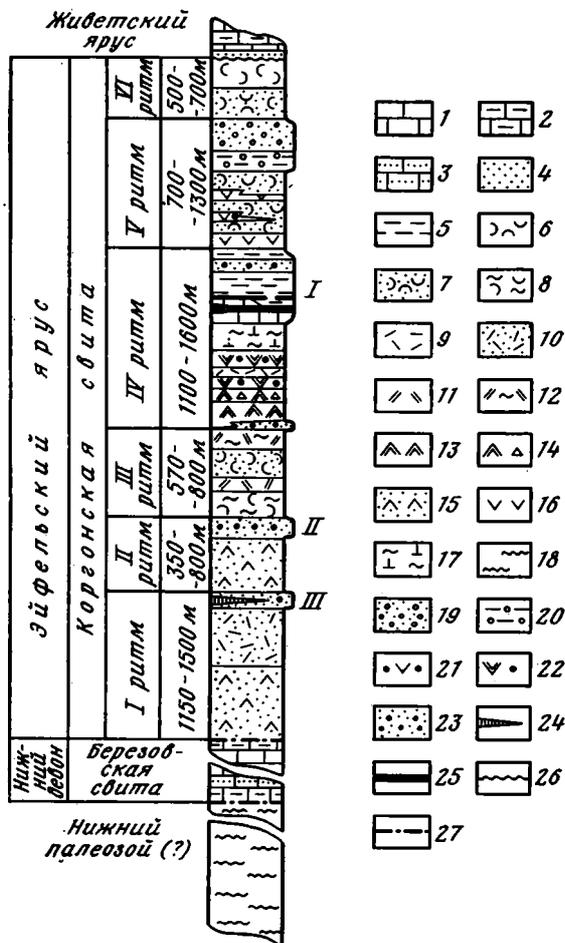
Детальные исследования в этом районе, проведенные в последние годы геологами Западно-Сибирского территориального геологического управления (Б. А. Снежко) и особенно Северо-Алтайской геологоразведочной экспедиции (С. А. Романович, В. Н. Коржнев, Ю. В. Робертус и др.) при участии автора, позволили в значительной степени уточнить стратиграфическое и пространственное положение рудных залежей на этой территории. Все они приурочены к единой существенно вулканогенной коргонской свите дацит-липаритового состава, в которой выделя-

Фиг. 1. Схема геологического строения Алтайского железорудного района 1 — известково-терригенные отложения живетского яруса девона; вулканогенные отложения эйфельского яруса: 2 — дацит-липаритовые, 3 — существенно андезитовые, 4 — нижнепалеозойские (?) метаморфические сланцы; интрузивные комплексы среднедевонского (5, 6) и нижнекаменноугольного (?) (7, 8) возраста: 5 — гранит-порфиры, 6 — плагнограниты-лейкодиориты (на северной площади диориты), 7 — щелочные граниты, 8 — порфиридные граниты; месторождения и рудопроявления железных руд магнетитового (9) и гематитового (10) состава: 1 — Белорецкое, 2 — Инское, 3 — Коргонское, 4 — Раскатинское, 5 — Тимофеевское, 6 — Кедровское, 7 — Коксинское III, 8 — Коксинское II, 9 — Дальнее Северное, 10 — Холзунское; 11 — граница Водораздельной (к юго-западу) и Кедровско-Коргонской (к северо-востоку) рудных зон



ется ряд вулканогенно-осадочных рудоносных горизонтов (фиг. 2). Из этих горизонтов в окрестностях Холзунского месторождения в 1972 г. Э. Г. Кассандровым впервые выделены три: западный, центральный и восточный, что значительно расходится как с развивавшимся ранее представлением о размещении здесь железных руд в пределах всего разреза эффузивно-осадочной толщи [2], так и с прямо противоположным выводом о наличии единого рудоносного горизонта [13, с. 30].

В пределах района Коксинско-Холзунской группы месторождений отчетливо выделяются три наиболее продуктивных рудоносных горизонта. Восточный (холзунский) объединяет на юге рудные залежи Холзунского месторождения и рудопроявления среднего течения р. Кульды, на севере — рудные тела месторождения Коксинского II, относимого ранее к центральному горизонту. Кульдинский рудоносный горизонт включает на юге рудопроявления верховьев р. Кульды, на севере месторождение Коксинское III. Наконец, западный рудоносный горизонт прослеживается от истоков р. Кульды до западных склонов горы Линейский Белок, трассируясь далее на север по развалам. Для него более характерна марганцевая минерализация, слабо развитая в холзунском и кульдинском горизонтах. Указанное распространение рудоносных уровней подтверждено детальными площадными геологическими съемками и прослеживанием рудных слоев по серии поисково-стратиграфических разрезов. На северо-западном структурном продолжении описываемой рудной зоны в составе осадочно-вулканогенной толщи эйфельского яруса расположены рудопроявления железа истоков р. Ночной Коксы и водораздела рек Коргона — Раскаты и Коровихи. Крайнему северному положению этой рудной зоны, выделяемой нами под названием Водораздельной, вероятно, отвечает обследованное А. С. Калугиным и В. И. Ивановым [8] рудопроявление Кристальное. В настоя-



Фиг. 2. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка коргонской свиты района Холзунского железорудного месторождения
 Рудоносные горизонты: I — Холзунский, II — Кульдинский, III — Западный. 1—известняки; 2—известковистые алевролиты и сланцы; 3—известковистые песчаники; 4—песчаники, туфопесчаники; 5—туфосланцы, туфоалевролиты; 6—кварцевые порфиры; 7—туфы кварцевых порфиров; 8—спекшиеся туфы кварцевых порфиров; 9—липаритовые порфиры; 10—туфы липаритовых порфиров; 11—трахилипаритовые порфиры; 12—спекшиеся туфы трахилипаритовых порфиров; 13—трахидацитовые порфиры; 14—кластолавы трахидацитовых порфиров; 15—туфы дацитовых порфиров; 16—дацит-андезитовые порфириты; 17—высококалийные «декоративные» фельзиты; 18—метаморфические сланцы; 19—анкеритовые песчаники; 20—анкеритовые алевролиты; 21—«рудные» дацит-андезитовые порфириты; 22—«рудные» трахидацит-андезитовые порфириты; 23—железорудные туфопесчаники, песчаники; 24—марганцерудные туфопесчаники, туфоалевролиты; 25—магнетитовые рудные залежи; 26—несогласная стратиграфическая граница; 27—тектоническая граница

щее время принадлежность всех этих рудопроявлений к каким-либо определенным рудоносным горизонтам — область чисто умозрительных предположений, как и вообще вероятность их приуроченности к единым неизменным уровням на всем этом более чем стокилометровом расстоянии.

На наш взгляд, представляется целесообразным объединить в качестве самостоятельной рудной зоны в пределах Коргонского вулканогенного прогиба Кедровско-Коргонскую группу железорудных месторождений, которая достаточно четко обособлена от Водораздельной зоны, расположенной юго-западнее (см. фиг. 1). На схематической гео-

логической карте района Коргонских железорудных месторождений С. С. Зимина [4, фиг. 2, с. 18] большинство рудопроявлений указанной группы показаны приуроченными к средней свите ($D_2^1 - D_2^2$) существенно туфогенного облика в отличие от проявлений Коксинско-Холзунской группы, принадлежащих полям развития свиты (D_2^1) осадочно-вулканогенной девонской толщи¹. Однако в последнее время высказываются мнения о вероятной корреляции этих отложений в целом с осадочно-вулканогенной толщей района Холзунского месторождения. Но если и нельзя с уверенностью утверждать о приуроченности Кедровско-Коргонских рудопроявлений к иным литолого-стратиграфическим уровням, чем Коксинско-Холзунские, то еще более неоправданно предположение о четкой параллелизации рудоносных уровней этих районов. Следует лишь подчеркнуть, что западная Водораздельная зона отличается от Коргонской (Кедровско-Коргонской группы месторождений) чрезвычайно важной в практическом отношении особенностью: именно к ней приурочены все рудопроявления железа с преобладанием магнетитовых руд, тогда как все известные проявления руд «коргонского» типа являются существенно гематитовыми. Таким образом, имеющиеся данные со всей очевидностью показывают наличие в пределах осадочно-вулканогенной толщи эйфельского яруса в юго-западной части Коргонского прогиба нескольких рудоносных горизонтов, два из которых представляют промышленный интерес на железные руды.

Чем же определяется положение этих уровней, к каким литолого-стратиграфическим горизонтам разреза они приурочены? Определенная ритмичность строения эйфельской осадочно-вулканогенной толщи района является одним из важнейших критериев расчленения этих мощных и близких по составу отложений. В таких условиях неоднородность строения существенно вулканогенной толщи, а главное появление осадочных слоев как маркирующих горизонтов, представляет собой естественную основу их расчленения. Вместе с тем отнесение этих реперов к основанию или кровле ритмов заслуживает особого внимания. В. Е. Попов, выделявший в составе рудовмещающей толщи района три ритма, отмечал смену вверх по разрезу вулканических образований туфовыми, а затем осадочными [13]. При этом горизонт железных руд помещен им в нижней части второго ритма. По Э. Г. Кассандрову [9], «главное» оруденение, ассоциированное с существенно туфогенно-осадочными породами, заключено в основании подсвиты, что противоречит точке зрения В. Е. Попова на внутреннее строение ритмов. Нам представляется, что в существенно вулканогенных толщах при отсутствии четко выраженных несогласий, вероятно, логичнее проводить границу ритмов по началу каждого нового этапа вулканизма. Во-первых, сам ход преобладающего процесса породообразования на этом этапе определяется вулканической деятельностью, а формирование осадков количественно резко подчинено вулканической аккумуляции и, возможно, прерывисто и разновремененно в зависимости от палеогеографической обстановки. Во-вторых, именно сам вулканический процесс обуславливает характер продуктов последующей приглушенной седиментации, поскольку в преобладающей части осадочные слои представляют здесь туффитовые образования. Наконец, накопление рудного вещества, которое, по общему мнению исследователей, обычно отвечает периодам относительного покоя, определено эманационной (фумарольно-сульфатарной) деятельностью или перемывом продуктов предыдущего этапа вулканизма.

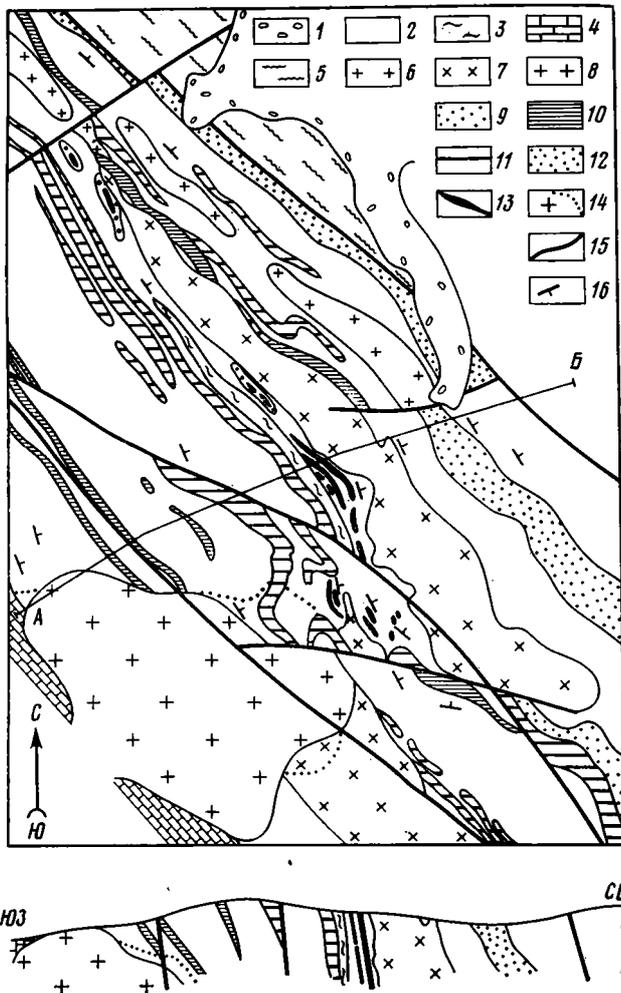
С этих позиций естественно обособление вулканогенной толщи эйфельского яруса в качестве единой коргонской свиты (или серии) от

¹ Здесь использовано ранее принятое стратиграфическое деление на свиты осадочно-вулканогенной толщи среднего девона, относимой в данной статье к коргонской свите.

нижележащих сероцветных морских осадков глинисто-известкового состава, часто относимых к березовской свите нижнедевонского возраста. Сами вулканогенные отложения в районе Холзунского месторождения и северо-западнее его в соответствии с указанными выше соображениями и использованием фактического материала, полученного в результате детальных геологосъемочных работ (по данным В. Н. Коржнева), следует разделить на шесть крупных ритмов. Первый (нижний) ритм мощностью 1150—1500 м состоит из пачек туфов существенно дацитовых и липаритовых порфиров, содержащих отдельные слои вулканомиктовых песчаников и туфоконгломератов. Венчается он западным рудоносным горизонтом мощностью около 50 м, сложенным вулканомиктовыми песчаниками. Второй ритм мощностью 350—800 м образован преимущественно туфами дацитовых порфиров, которые перекрываются кульдинским рудоносным горизонтом (50—100 м), представленным туфопесчаниками, песчаниками и туфами липаритовых порфиритов. Третий ритм мощностью 570—800 м состоит из двух пачек, нижняя из которых характеризуется преобладанием спекшихся туфов кварцевых и трахилипаритовых порфиров с отдельными горизонтами лав аналогичного петрографического состава. Перекрывается она выклинивающимся горизонтом гематитсодержащих вулканомиктовых песчаников.

Четвертый ритм мощностью 1100—1600 м содержит в основании пачку переслаивающихся горизонтов лав и туфов андезит-дацит-липаритового состава преимущественно трахитоидного уклона, характерной особенностью которых является наличие «рудных» порфиритов. Верхняя пачка, выделяемая в районе Холзунского месторождения как рудоносная, представлена туффитовыми полимиктовыми терригенными слоями с прослоями туфов кварцевых, липаритовых, дацитовых порфиров и отдельными горизонтами известняков и руд (70—400 м). Пятый ритм мощностью 700—1300 м состоит внизу из вулканогенной пачки, включающей туфы кварцевых порфиров, лавы кварцевых, липаритовых порфиров и дацито-андезитовых порфиритов (в том числе «рудные») и слои туфопесчаников и песчаников. Верхняя часть этого ритма представлена осадочной пачкой — существенно песчаниками и алеволитами со значительной ролью туфогенного материала. Наконец, венчает разрез коргонской свиты осадочно-вулканогенная пачка (500—700 м), состоящая по преимуществу из туфов и лав кварцевых порфиров с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, которая, возможно, являлась основанием следующего (шестого) вулканогенно-осадочного ритма, однако более высокие слои в настоящее время неизвестны в связи с ограничением здесь разреза эйфельской толщи разломом.

Как видно по характеру строения разреза коргонской свиты, положение основных рудоносных горизонтов в районе Холзунского месторождения определяется их приуроченностью к верхам выделяемых ритмов, а в случае, когда мощность осадочных отложений в ритме достаточно значительна, четко проявляется тенденция приуроченности рудных тел к их основанию. Принадлежность залежей железных руд девонских осадочно-вулканогенных толщ Алтая к фации туфоосадков и к границе существенно вулканогенных пород снизу и вулканогенно-осадочных сверху отмечалась неоднократно [3, 5]. И. А. Калугиным совместно с А. М. Дымкиным обращалось внимание на значительное разнообразие типов железорудопроявлений на Холзунском месторождении [1, 6, 7]. Ниже основного рудного горизонта здесь присутствуют кроме сопряженных с ними поствулканических жильно-метасоматических образований, хемогенно-обломочных и хемогенных осадков также и «рудные» порфириты. В последних И. А. Калугиным [6, 7] проведено изучение рассеянной, пятнистой, сгустковой и других форм проявления гематитовой минерализации. Отмечена тесная связь рудного вещества



Фиг. 3. Схематический план и разрез района Холзуноско-го железорудного месторождения

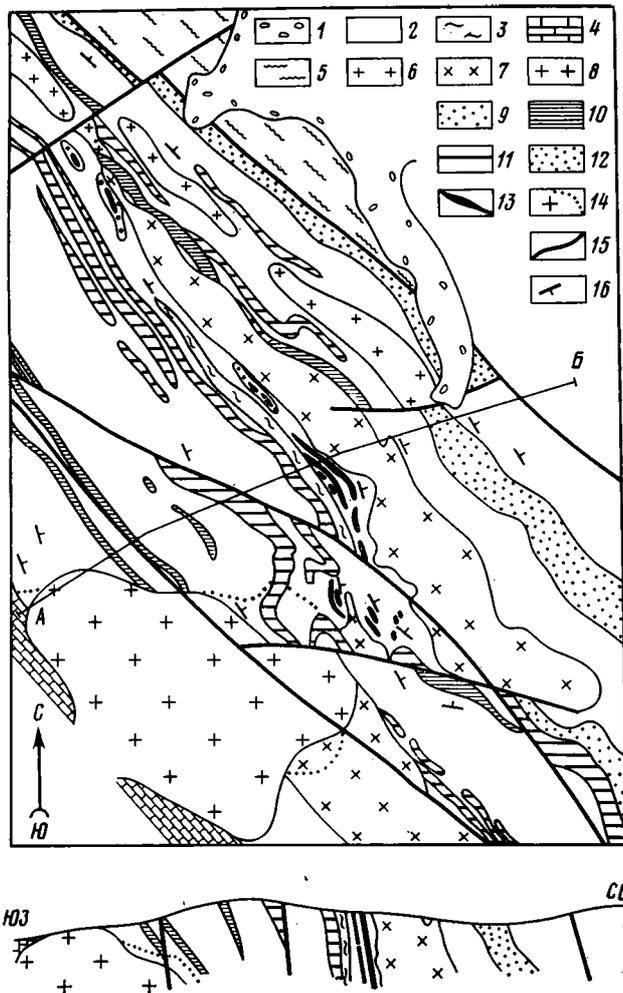
1 — морены и аллювий четвертичного периода; 2 — существенно вулканогенные отложения дацит-липаритового состава коргонской свиты эйфельского яруса; 3 — «декоративные» фельзиты коргонской свиты; 4 — терригенно-карбонатные отложения нижнего девона (березовская свита); 5 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?); интрузивные комплексы среднедевонского возраста: 6 — гранит-порфиры, 7 — плагиограниты-лейкодиориты, 8 — порфировидные граниты нижнекаменноугольного возраста; рудоносные образования коргонской свиты: 9 — анкеритовые песчаники, 10 — гематитовые «рудные» порфиры, 11 — магнетитовые «рудные» порфиры, 12 — оруденелые вулканогенные, существенно туфогенные породы; 13 — магнетитовые рудные тела, 14 — зона экзоконтактового метасоматоза Тургусунского гранитного массива, 15 — разломы, 16 — элементы залегания пород

с основной массой порфиров, причем иногда наблюдается избирательное замещение двойниковых индивидов плагиоклаза основной массой с гематитом. Это привело к выводу о магматическом источнике рудного вещества.

нижележащих сероцветных морских осадков глинисто-известкового состава, часто относимых к березовской свите нижнедевонского возраста. Сами вулканогенные отложения в районе Холзунского месторождения и северо-западнее его в соответствии с указанными выше соображениями и использованием фактического материала, полученного в результате детальных геологосъемочных работ (по данным В. Н. Коржнева), следует разделить на шесть крупных ритмов. Первый (нижний) ритм мощностью 1150—1500 м состоит из пачек туфов существенно дацитовых и липаритовых порфиров, содержащих отдельные слои вулканомиктовых песчаников и туфоконгломератов. Венчается он западным рудоносным горизонтом мощностью около 50 м, сложенным вулканомиктовыми песчаниками. Второй ритм мощностью 350—800 м образован преимущественно туфами дацитовых порфиров, которые перекрываются кульдинским рудоносным горизонтом (50—100 м), представленным туфопесчаниками, песчаниками и туфами липаритовых порфиритов. Третий ритм мощностью 570—800 м состоит из двух пачек, нижняя из которых характеризуется преобладанием спекшихся туфов кварцевых и трахилипаритовых порфиров с отдельными горизонтами лав аналогичного петрографического состава. Перекрывается она выклинивающимся горизонтом гематитсодержащих вулканомиктовых песчаников.

Четвертый ритм мощностью 1100—1600 м содержит в основании пачку переслаивающихся горизонтов лав и туфов андезит-дацит-липаритового состава преимущественно трахитоидного уклона, характерной особенностью которых является наличие «рудных» порфиритов. Верхняя пачка, выделяемая в районе Холзунского месторождения как рудоносная, представлена туффитовыми полимиктовыми терригенными слоями с прослоями туфов кварцевых, липаритовых, дацитовых порфиров и отдельными горизонтами известняков и руд (70—400 м). Пятый ритм мощностью 700—1300 м состоит внизу из вулканогенной пачки, включающей туфы кварцевых порфиров, лавы кварцевых, липаритовых порфиров и дацито-андезитовых порфиритов (в том числе «рудные») и слои туфопесчаников и песчаников. Верхняя часть этого ритма представлена осадочной пачкой — существенно песчаниками и алевролитами со значительной ролью туфогенного материала. Наконец, венчает разрез коргонской свиты осадочно-вулканогенная пачка (500—700 м), состоящая по преимуществу из туфов и лав кварцевых порфиров с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, которая, возможно, являлась основанием следующего (шестого) вулканогенно-осадочного ритма, однако более высокие слои в настоящее время неизвестны в связи с ограничением здесь разреза эйфельской толщи разломом.

Как видно по характеру строения разреза коргонской свиты, положение основных рудоносных горизонтов в районе Холзунского месторождения определяется их приуроченностью к верхам выделяемых ритмов, а в случае, когда мощность осадочных отложений в ритме достаточно значительна, четко проявляется тенденция приуроченности рудных тел к их основанию. Принадлежность залежей железных руд девонских осадочно-вулканогенных толщ Алтая к фации туфоосадков и к границе существенно вулканогенных пород снизу и вулканогенно-осадочных сверху отмечалась неоднократно [3, 5]. И. А. Калугиным совместно с А. М. Дымкиным обращалось внимание на значительное разнообразие типов железорудопроявлений на Холзунском месторождении [1, 6, 7]. Ниже основного рудного горизонта здесь присутствуют кроме сопряженных с ними поствулканических жильно-метасоматических образований, хемогенно-обломочных и хемогенных осадков также и «рудные» порфириты. В последних И. А. Калугиным [6, 7] проведено изучение рассеянной, пятнистой, сгустковой и других форм проявления гематитовой минерализации. Отмечена тесная связь рудного вещества



Фиг. 3. Схематический план и разрез района Холзунско-го железорудного месторождения

1 — морены и аллювий четвертичного периода; 2 — существенно вулканогенные отложения дацит-липаритового состава коргонской свиты эйфельского яруса; 3 — «декоративные» фельзиты коргонской свиты; 4 — терригенно-карбонатные отложения нижнего девона (березовская свита); 5 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?); интрузивные комплексы среднедевонского возраста; 6 — гранит-порфиры, 7 — плагиограниты-лейкодиориты, 8 — порфировидные граниты нижнекаменноугольного возраста; рудоносные образования коргонской свиты; 9 — анкеритовые песчаники, 10 — гематитовые «рудные» порфириты, 11 — магнетитовые «рудные» порфириты, 12 — оруденелые вулканогенные, существенно туфогенные породы; 13 — магнетитовые рудные тела, 14 — зона экзоконтактового метасоматоза Тургусунского гранитного массива, 15 — разломы, 16 — элементы залегания по род

с основной массой порфиритов, причем иногда наблюдается избирательное замещение двойниковых индивидов плагиоклаза основной массой с гематитом. Это привело к выводу о магматическом источнике рудного вещества.

Интересны некоторые особенности пространственного размещения «рудных» порфиров. Большинство из них в виде серии сближенных согласных пластывых тел находится в верхней части вулканогенной пачки, перекрываемой рудоносной. Они установлены на всем протяжении района Холзунского месторождения (фиг. 3). Однако аналогичные «рудные» порфиры, но в значительно более скромных масштабах известны и в вулканогенной пачке пород, залегающих выше рудоносных слоев холзунского железорудного горизонта. По всей вероятности, их следует рассматривать как компоненты следующего ритма вулканической толщи. Характерна для «рудных» порфиров и значительная неоднородность распределения рудного материала по простиранию потоков. Несмотря на их значительную протяженность, устанавливается перемежаемость обогащенных и обедненных гематитом участков, местами до резкого уменьшения содержания рудного вещества. При этом переходы обычно нечетки. Пространственная ассоциация вулканогенно-осадочных железных руд с «рудными» порфиритами заслуживает особого внимания, поскольку в настоящее время в пределах Коксинско-Холзунской группы железорудных месторождений «рудные» порфиры известны лишь на Холзунском и Коксинском III месторождениях, т. е. в пределах наиболее крупных рудных полей.

Представляется необходимым проследить также пространственные связи вулканогенно-осадочных железных руд со своеобразными производными калиевых липаритов. Учитывая недостаточную изученность этих пород и неполноту прежних литературных описаний, следует отметить некоторую условность приведенных ниже сопоставлений. При описании железорудных месторождений юго-восточного Алтая, весьма близких к нашим, А. С. Калугин [5] отмечал приуроченность к лежащему боку гематитовых руд игнимбригов, характеризующихся псевдофлюидальным сваренным базисом. По его мнению, они по составу могут отвечать широкой группе пород — от риолитов до кварцевых кератофигов, но, как правило, с преобладанием среди щелочей калия. В. Е. Попов при характеристике осадочно-вулканогенной толщи западной части Горного Алтая отмечал, что четкая стратиграфическая приуроченность рудного горизонта «подчеркивается наличием в пределах второго ритма маркирующего горизонта „пламенных“ игнимбригов, залегающего над рудными телами» [13]. Для этих пород также характерна резкая калиевая специализация.

В пределах месторождения Коксинского II, протянувшегося на расстояние свыше 4 км, в почве рудоносных слоев обнажается маркирующий горизонт псевдофлюидальных «гранитовидных» игнимбригов [10] тоже с четко выраженным преобладанием калия над натрием. Возможными аналогами этих пород в пределах Коргонского месторождения, насколько об этом можно судить по разрезу эффузивно-осадочной толщи, составленному Б. Н. Лапиным и другими по кл. Опльвина [3], могут оказаться «темно-серые лиловые ортофиты», находящиеся здесь на уровне верхней части рудоносного горизонта. Вероятно, что с этими, на каждом из рудных участков четко индивидуализированными породами — от псевдофлюидального игнимбригового до флюидального эффузивного облика — на Холзунском месторождении следует параллелизовать, как это предлагается Ю. В. Робертусом (устное сообщение), ленточные и шаровые «декоративные фельзиты», которые венчают разрез подрудной вулканогенной пачки. Э. Г. Поспеловым для них предполагается вторичный щелочно-кремниевый метасоматический характер образования [14]. Эти породы также являются высококалиевыми (7,46—12,08% K_2O при 0,11—0,52 Na_2O [7, с. 22]). Общим для характеризуемых пород следует, вероятно, считать наиболее резко выраженную для каждого данного участка «калиевость», а также достаточно характерные текстурно-структурные особенности (псевдофлюидальность,

«пламенные» структуры и т. п.), обусловленные высокой насыщенностью кристаллизующегося расплава летучими.

Наконец, специального обсуждения заслуживает ассоциация известковых пород и руд. Предположение А. С. Калугина о том, что «с появлением рифогенных известняков, отвечающих трансгрессии эйфельского века, рудоотложение прекращается» [5], оказалось ошибочным. На основании широкого развития известняков в слоях, непосредственно подстилающих руды, включений рудных прослоев в карбонатной среде, а также некоторого обогащения известняков анкеритом нами было показано, что карбонатные породы должны рассматриваться как составная часть продуктивных слоев рудоносной толщи Холзунского месторождения [12]. На последнем выделяется ряд пластообразных рудных залежей. Нижние из них примерно одного уровня, обычно маломощны, прерывисты и концентрируются в карбонатных слоях. Определяющее значение для месторождения имеют два сближенных главных рудных уровня, которым отвечают наиболее мощные и выдержанные линзопластообразные рудные тела, иногда расщепляющиеся по простиранию. Мощность их достигает 100 м и более, протяженность от 200 до 400, изредка 700—900 м.

По мере продвижения с северо-запада на юго-восток взаимоотношение рудных тел с известняками несколько меняется. В северо-западной части месторождения известняки всегда находятся ниже основных рудных тел. В юго-западной части они появляются как между указанными рудными телами, так и над ними. Но эта ассоциация здесь устойчива и поэтому вряд ли случайна. На продолжении структур Холзунского месторождения к северо-западу сколько-нибудь заметных скоплений известняков и известняковых пород среди осадочно-вулканогенных отложений эйфельского яруса не отмечено, включая месторождение Коксинское II. И лишь в пределах месторождения Коксинское III в перекрывающих рудные слои туффитах происходит заметное увеличение известковистости пород вверх по разрезу. Следовательно, можно предполагать, что наличие карбонатных слоев может оказаться показателем вероятности появления наиболее крупных рудных скоплений. Однако трудно решить, является ли наличие карбонатных пород показателем химически благоприятной среды рудообразования или его палеогеографической обстановки. Имеющиеся в настоящее время данные заставляют обратить особое внимание на расшифровку указанных связей железорудных залежей вулканогенно-осадочного генезиса с триадой — «рудные» порфириты, наиболее высококальциевые для данной толщи игнимбритовые или эффузивные горизонты и известковые слои. Представляется, что они могут иметь в районе важное поисково-оценочное и генетическое значение.

Каковы же формы концентрации металла на различных литолого-стратиграфических уровнях? Проявления железорудной минерализации не ограничиваются гематит-магнетитовыми рудами, которые представляют основную промышленную ценность этих месторождений. Часть железа связана в карбонатной форме в виде анкерита и железосодержащего доломита. Присутствие анкерита в небольших количествах в глинисто-карбонатной березовской свите, подстилающей эйфельскую осадочно-вулканогенную толщу, отмечалось В. Е. Поповым [13]. На развитие анкерита в карбонатном горизонте рудоносной пачки Холзунского месторождения обращалось внимание и нами [12]. Анкерит наблюдается и в вулканогенных отложениях района. Однако наиболее значительные количества железа, связанного в карбонатной форме, принадлежат осадочной пачке коргонской свиты, залегающей значительно выше холзунского рудоносного горизонта. Безусловно, часть указанной минерализации должна быть отнесена к гидротермально-метасоматическим образованиям, о чем свидетельствует раз-

вите анкерита в эффузивно-пирокластических породах, но возможность присутствия здесь карбонатной фации железных руд, в частности в пределах осадочной пачки коргонской свиты, непременно следует учитывать.

Заметные количества железа в пределах Коксинско-Холзунской группы месторождений связаны с пиритизацией. Так, на Холзунском месторождении в отдельных слоях рудоносной пачки пирит изредка достигает 20% объема рудной минерализации. Вместе с тем свидетельств его преимущественной концентрации на каких-либо определенных уровнях не обнаружено. Отмечено лишь, что пирит наиболее интенсивно проявлен на тех интервалах разреза, где наблюдаются повышенные количества окисных минералов железа, за счет замещения которых он и образуется. Поскольку основная масса пирита здесь имеет вторичный характер, следует признать, что железоколчеданное оруденение не относится к сульфидной фации вулканогенно-осадочного минералообразования. Лишь незначительная часть железа связана здесь в силикатной форме. Это обусловлено приуроченностью оруденения к существенно кислым вулканогенным породам с исключительно скромной ролью цветных компонентов. Таким образом, узловой, чрезвычайно важной в практическом отношении является проблема взаимоотношения гематитовых и магнетитовых окисных руд.

Как уже отмечалось, в районе существует определенная тенденция преимущественной концентрации магнетитового оруденения в пределах Водораздельной рудной зоны. Относительно сближенные уровни гематитовых и магнетитовых руд наблюдаются в рудных полях Холзунского и Коксинского месторождений. В литературе [5, 10, 11] постулируется положение о «непосредственном переходе» по простиранию магнетитовых руд в гематитовые «типа железистых кварцитов». Причины развития оруденения преимущественно в той или иной форме разнообразны, и здесь мы лишь ограничимся предварительным кратким анализом этого вопроса, определив наиболее перспективные, на наш взгляд, направления дальнейших исследований. Характер пространственного взаимоотношения гематитовой и магнетитовой минерализации может быть обусловлен тремя ведущими факторами. Прежде всего это явления метаморфизма, приводящие к преобразованию гематитовых руд в магнетитовые. Такая точка зрения среди исследователей района находит немало сторонников. Затем процессы гидротермально-метасоматических преобразований исходного рудного вещества, которым нередко отдается предпочтение, особенно в образовании крупных магнетитовых месторождений. И наконец, ими могут быть причины первичного характера, такие, как фациальная обстановка рудоотложения и диагенеза.

Вероятность образования магнетитовых руд при метаморфизме может определяться как влиянием регионального динамометаморфизма, так и термального воздействия внедрявшихся интрузий. В частности, к метаморфогенным, образованным в условиях неоднородного «приразломного» метаморфизма (типа зон смятия) или «реометаморфизма» И. А. Калугиным [6] отнесено Холзунское месторождение. Несмотря на явные метаморфные черты этого объекта, вряд ли метаморфизм является здесь главной причиной преобразования гематитовых руд в магнетитовые. Во-первых, вне зависимости от «неоднородностей» метаморфизма все породы района относятся к зеленосланцевой фации изменения, т. е. региональный метаморфизм проявлен не настолько интенсивно, чтобы обусловить этот предполагаемый переход. Во-вторых, это совершенно не вскрывает причину пространственного обособления гематитовой и магнетитовой минерализации, поскольку оба этих класса проявлений находятся в однотипной динамотермальной обстановке с достаточно однородной степенью преобразования, что хорошо устанавливается по характеру изоградного метаморфизма вмещающих пород.

Наконец, выявление существенно магнетитового месторождения Коксинского III, где динамометаморфизм проявлен отчетливо слабее, чем где-либо в данном регионе, безусловно, определяет малую вероятность коренного преобразования минерального состава первичных руд в результате этого процесса.

Широко распространено мнение о преобразовании гематитовых руд в магнетитовые под воздействием контактового метаморфизма. В частности, для Холзунского месторождения ведущая роль этого процесса одним из первых подчеркивалась С. С. Зиминым [2] и неоднократно обсуждалась позднее. Здесь термальный метаморфизм мог быть обусловлен среднедевонской (?) субсогласной Хайдунской залежью, небольшим штоком лейкодиоритов Тургусунского участка, или, что обсуждается значительно чаще, Тургусунским массивом гранитов батолитовой формации нижнего карбона или перми (см. фиг. 3). Наиболее отчетливо несоответствие предположению об интенсивной метаморфизирующей роли Хайдунской интрузии проявляется в слабо улавливаемой на региональном фоне ее метаморфизирующей деятельности, узком вероятном ореоле контактовых изменений, особенно в лежащем крыле залежи, где сосредоточены важнейшие рудные тела, а главное — в присутствии достаточно широко проявленного на северо-восточном фланге района месторождения гематитового оруденения непосредственно в висячем боку этой интрузии. Шток лейкодиоритов Тургусунского участка также вряд ли мог оказать сколько-нибудь значительное влияние на преобразование первично-гематитовых руд в связи с его малыми размерами (300×800 м), слабо проявленным ореольным метаморфизмом и тем решающим обстоятельством, что магнетитовые руды северного фланга Холзунского месторождения находятся уже на таком значительном расстоянии от штока (2,5—3 км), что какого-либо воздействия его на руды не приходится ожидать.

Что же касается термального контактового метаморфизма со стороны Тургусунского гранитного массива, то помимо последнего обстоятельства (удаленности северного фланга месторождения) следует учитывать, что зона уверенно различного его термального действия лежит за пределами главного рудного горизонта Холзунского месторождения. Кроме того, как это подчеркивает И. А. Калугин [6], и в непосредственном контакте даек гранитов «никаких видимых изменений» в рудах не возникает. И уже совершенно неприемлемы все эти предположения для объяснения причин возникновения магнетитового оруденения на месторождении Коксинском III, где нет ни сколько-нибудь существенных интрузивных тел, ни явных признаков термального метаморфизма, если и предположить наличие каких-либо магматических масс на глубине. Данные геофизических исследований также показывают отсутствие крупных интрузивов в пределах этого участка до глубин 1—1,5 км.

Некоторое значение при метаморфизме железных руд имеют процессы гидротермально-метасоматического характера. Но важно не просто констатировать преобразующее значение этих процессов, а хотя бы приближенно оценить их вероятные масштабы. Следует оговориться, что часто постулируемый для Холзунского месторождения «непосредственный переход» рудных залежей холзунского горизонта в рудные контактово-метасоматические образования должным образом не доказан. Наоборот, учитывая данные проведенных здесь разведочных работ, есть все основания утверждать, что контактово-метасоматическое воздействие со стороны наиболее крупной интрузии района — Тургусунского массива гранитов — отчетливо накладывается лишь на породы более низкого стратиграфического положения, где значительных концентраций железа нет. В его контактовом ореоле известны только небольшие концентрации гематитовых и магнетитовых руд, на контакте

скарноидов с которыми наблюдается узкая оторочка перекристаллизации. Представления же об образовании таких крупных месторождений скарнового типа, как Инское и Белорецкое, за счет образования «при контактовом метаморфизме первичных стратифицированных существенно гематитовых и регионально-метаморфизованных магнетит-гематитовых руд» [5] являются мало убедительными.

Недостаточно изучены вопросы зависимости оруденения от процессов калиевого и натриевого метасоматоза. В этом плане заслуживают внимания исследования И. А. Калугина [6, 7], пришедшего к выводу о значительно больших масштабах переотложения железа в районе Холзунского месторождения в натриевой среде по сравнению с калиевой, о разубоживании рудных концентраций при сплошной альбитизации и хорошей сохранности высокожелезистых пород в зонах калиевого преобразования. Хотя непосредственно эти явления и не распространяются на характер изменения руд при щелочном метасоматозе, здесь следует иметь в виду упоминаемые Л. Н. Формозовой [15, 16], по материалам Н. Магнуссона, данные о переходе гематитовых руд на докембрийском железорудном месторождении Гренгесберг (Северная Швеция) в магнетитовые на участках замещения вмещающих руды калиевых лептитов натриевыми, образовавшимися метасоматически по первым. Сейчас из-за недостаточности исходных данных трудно оценить действительные масштабы подобных изменений, но представляется, что этот процесс в районе не является ведущим, хотя побочная роль его вполне вероятна, особенно если учитывать сведения Ф. Н. Шахова [17] о появлении магнетитов в пределах существенно гематитовых руд Коргонского месторождения в контактах кварц-полевошпатовых жил.

Таким образом, основными выводами данной работы являются следующие:

1. В пределах осадочно-вулканогенной толщи эйфельского яруса дацит-липаритового состава вулканогенно-осадочное оруденение проявляется неоднократно на ряде рудоносных уровней, два из которых в районе Коксинско-Холзунской группы месторождений вмещают железорудные залежи, представляющие определенный промышленный интерес, и один — преимущественно марганцевые руды недостаточно выясненной ценности.

2. Рудоносные горизонты имеют различную протяженность по простиранию от узко локальных быстро выклинивающихся до прослеживающихся на десятки километров и не отвечают строго определенным стратиграфическим уровням, которые были бы выдержаны на всей территории Коргонского наложенного прогиба.

3. Рудные залежи концентрируются в существенно туфогенно-осадочных верхних пачках неоднократно повторяющихся в разрезе ритмов, которые в основании представлены лавами и туфами. Это соответствует формированию последовательных ритмичных серий в процессе периодического затухания вулканической активности в эйфельское время с образованием руд в периоды относительного покоя.

4. Для наиболее продуктивных рудных полей характерна в составе рудоносных ритмов ассоциация «рудных» порфиритов, высококальциевых игнимбриитов или лав и известняков или известковых пород.

5. Железо, несмотря на вхождение его в повышенных количествах в карбонаты и сульфиды, в подавляющей массе связано с окисными фациями руд. Гипотезы о формировании магнетитовых залежей за счет метаморфизма и гидротермально-метасоматических преобразований первичных гематитовых руд обнаруживают ряд несоответствий с данными конкретной геологической обстановки района.

Главную причину пространственного обособления существенно гематитовых и магнетитовых руд, вероятно, следует искать в фациальных особенностях рудообразования (включая стадию диагенеза). О возмож-

ности первичного накопления магнетита в ходе осадочного и вулканогенного процессов свидетельствуют исследования Х. Л. Джеймса [18], Х. Офтедаля [19] и др. Из алтайских геологов причину раздельного размещения гематитовых и магнетитовых руд описываемого района в различии первичного состава железистых осадков предполагал Э. Г. Кассандров [9], однако особенности фациальных обстановок образования им не анализировались.

Как уже было показано выше, определенная (но не универсальная) зависимость между появлением морских рифогенных известняков и магнетитовыми рудами существует, в частности, на Холзунском железорудном месторождении. Существование несколько сходных морских условий можно предположить и для месторождения Коксинское III. В непосредственном основании кульдинского рудного горизонта в верховьях р. Кульды, где проявлены исключительно гематитовые руды, установлено наличие псилофитов. Формирование железорудения в районе при чередовании морских и континентальных условий поэтому несомненно. Вопрос заключается лишь в том, действительно ли этот фактор предопределил пространственное разобшение существенно гематитовых и магнетитовых руд или имелись другие, пока еще не познанные причины этого разделения, обусловленные иными особенностями фациальной обстановки рудопроявления или диагенеза. Во всяком случае высказанные сомнения в уникальном рудообразующем влиянии процессов метаморфизма и метасоматоза на характер распределения железорудной минерализации в районе заставляют сосредоточить усилия исследователей в этом направлении.

Литература

1. Дымкин А. М., Калугин И. А. Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных руд Тургая и Алтая.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977.
2. Зимин С. С. К вопросу о генезисе руд коргонского типа на Алтае.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
3. Калугин А. С. Месторождения юго-западного и западного Алтая.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
4. Калугин А. С. О генезисе осадочно-метаморфогенных железорудных месторождений Алтая.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
5. Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970.
6. Калугин И. А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Калугин И. А. О связи химического и минерального состава в гидросиликатно-магнетитовых рудах Холзунского месторождения.— В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976.
8. Калугин А. С., Иванов В. И. О связи с диабазами и метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М.: Недра, 1964.
9. Кассандров Э. Г. Состав, взаимоотношения и условия образования апатит-магнетитовых, магнетитовых и гематитовых руд Холзунского месторождения на Алтае: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геолого-минерал. наук. Новосибирск, 1972.
10. Кассандров Э. Г. Геология и условия образования Коксинского II железорудного месторождения на Алтае.— В кн.: Новые данные по геологии рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1974 (Труды СНИИГТИМСа, вып. 198).
11. Кассандров Э. Г. Взаимоотношения и условия образования апатит-магнетитовых и гематитовых руд Коксинско-Холзунской железоносной зоны на Алтае.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974 (ИГГ СО АН СССР).
12. Лузгин Б. Н., Хафизов Г. Ф., Кац В. И. Структурно-тектонические условия локализации руд и перспективы Холзунского железорудного месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974 (ИГГ СО АН СССР).

13. Попов В. Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л.: Недра, 1967.
14. Поспелов Э. Г. О морфологических особенностях ленточных и блочных метасоматитов района Холзунского рудного поля.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск: Наука, 1971.
15. Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— В кн.: Рудоносность вулканогенно-осадочных формаций геосинклиналей. М.: Наука, 1965 (Труды ГИН, вып. 141).
16. Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М.: Наука, 1968.
17. Шахов Ф. Н. Состав и генезис руд Коргонского железорудного месторождения на Алтае.— В кн.: Сб. по геологии Сибири, посвященный проф. М. А. Усову. Томск: Изд-во ЗСГРТ, 1933.
18. James H. L. Sedimentary facies of iron-formation.— Econ. Geol., 1954, v. 49.
19. Oftedahl Chr. A theory of exhalative-sedimentary ores.— Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar. Stockholm, 1958, No. 492, B. 80, H. 1.

Северо-Алтайская экспедиция
ПГО «Запсибгеология»,
Бийск

Поступила в редакцию
5.III.1980

УДК 553.98.061.4 : 551.734.5 (476—13)

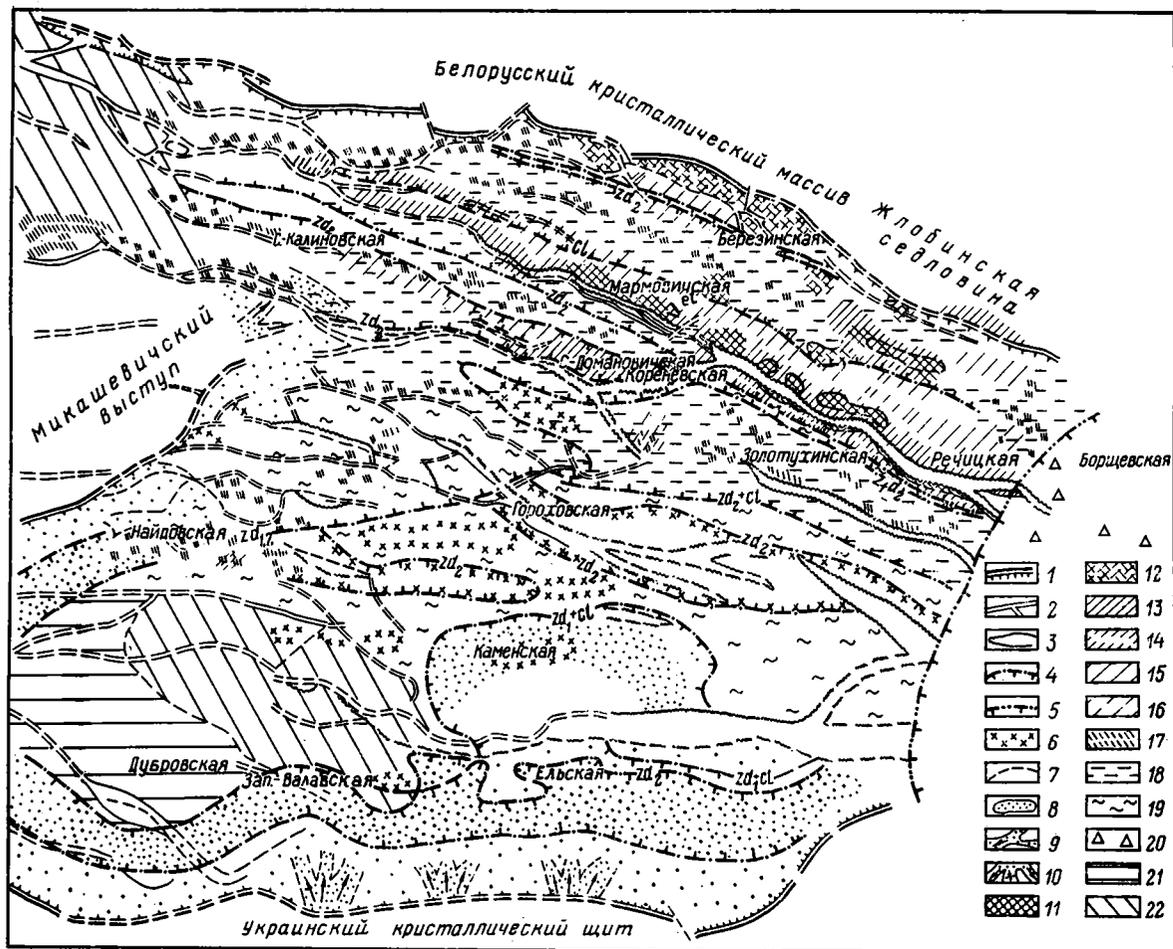
РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ В РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ЗАДОНСКО-ЕЛЕЦКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

ДЕМИДОВИЧ Л. А., НАЗАРОВА Н. В.

Рассмотрены особенности распространения пород-коллекторов в разнофациальных отложениях ниже- и верхнезадонского подгоризонтов, а также в елецком горизонте девона Припятского прогиба. Установлено, что породы-коллекторы северной части Припятского прогиба связаны с органогенными постройками.

Главная отличительная черта межсолевых отложений Припятского прогиба — их разнофациальный облик. Структурный план территории и фациальный облик пород predeterminedили распространение соответствующих типов коллекторов — гранулярных на юге и порово-каверново-трещинных в северной части прогиба. В северной структурной зоне породы-коллекторы связаны с органогенными образованиями. Органогенные постройки широко развиты в пределах Речицко-Вишанской и Северной прибортовой зон (Кнышевичская, Судовицкая, Березинская, Решетниковская, Озерщинская площади), в переходной между ними зоне (С. Полесская, Дубровская), Шатилковской депрессии (Шатилковская, Первомайская, Восточно-Первомайская площади) и в Жлобинской седловине (Хатецкая площадь). Кроме того, они встречены на структурах Червоно-Слободского валообразного поднятия (Северо-Домановичская, Октябрьская площади и др., в районе Туровской депрессии, Петриковско-Шестовичского и других поднятий. В центральной зоне прогиба они выделены на Южно-Домановичской, Золотухинской, Северо-Золотухинской и Малодушинской площадях (фигура).

Мощность органогенных построек колеблется от нескольких метров (биостромы) — Золотухинская площадь, значительно увеличиваясь в биогермных постройках до нескольких сот метров (Осташковичская, Южно-Осташковичская, Первомайская, Красносельская, Хатецкая, Решетниковская, Кнышевичская, Березинская площади и др.). Они образованы сложным комплексом фаций, взаимосвязанных друг с другом по условиям образования. В северной структурной зоне вторичные процессы, улучшающие емкостные и фильтрационные свойства пород (доломитизация, выщелачивание и т. п.), в больших масштабах проявлены на участках первичного развития пористых и проницаемых органогенных образований, что усилило контрастность их коллекторских свойств по сравнению с более плотными хемогенными карбонатами. Возникшие при этом коллекторы в доломитах замещения принадлежат к порово-каверново-трещинному типу и являются лучшими вместителями нефти в межсолевых отложениях Припятского прогиба. Открытая пористость их изменяется от 5 до 23%, проницаемость достигает 1827 мД, трещинная 153 мД.



Схематическая сводная карта зон литологического выклинивания, фациальных замещений и распространения коллекторов нефти и газа в межсоловых (законско-елецких) отложениях девона Припятского прогиба

1 — границы прогиба; 2 — тектонические нарушения; 3 — зоны отсутствия межсоловых отложений; 4 — зоны возможного распространения ловушек нефти и газа; 5 — литологического выклинивания перспективных отложений, 6 — фациальных замещений отложений, 7 — участки возможного распространения коллекторов, 8 — область невыясненных перспектив; 9 — участки развития песчаных отложений, слагающих пляжи, косы, бары, отмели; 10 — участки развития дельтовых отложений палеорек; 11 — собственно рифовая фация; 12 — предполагаемая собственно рифовая фация; 13 — фация близкого шлейфа; 14 — предполагаемая фация близкого шлейфа; 15 — фация далекого шлейфа; 16 — предполагаемая фация далекого шлейфа; 17 — зоны органогенных (рифогенных) построек; 18 — депрессионные фации; 19 — некомпенсированная; 20 — вулканогенная; 21 — мелководная, 22 — углубленная

В центральной части региона на протяжении всего задонско-елецкого времени существовали относительно глубоководные условия осадконакопления. Об этом свидетельствует характер накопившихся на данном участке отложений депрессионной фации, в которых почти отсутствуют органогенные остатки. Фация представлена темноцветными, тонкозернистыми мергелями и глинистыми известняками доманикового облика, с остатками обуглившейся растительности, обычно лишенными донной фауны. Граница между северной и центральной зонами не была резкой. Переходные условия осадконакопления для нижне- и верхнезадонского подгоризонтов изменялись в зависимости от начала регрессивного и трансгрессивного циклов. Это нашло отражение в накоплении органогенных известняков на Южно-Домановичской, Золотухинской, Малодушинской площадях. Существенное влияние на их накопление оказывало также наличие субширотных малоамплитудных поднятий, в пределах которых они формировались в периоды регрессивных циклов. На остальной территории центральной зоны Припятского прогиба преобладало накопление глинистых пород и хемогенных карбонатов. В хемогенных известняках, сложенных пелитоморфно-тонкозернистым, нередко глинистым карбонатом, емкостные свойства низкие и вторичные процессы протекали в них слабее. Основными коллекторами здесь могут быть трещиноватые и слабопористые разности.

В терригенных породах на западе центральной части прогиба в районе Найдовской площади и других, находившихся вблизи Микашевичского выступа, встречаются гранулярные коллекторы с пористостью до 20%. На востоке Припятского прогиба межсолевые отложения в задонское время накапливались в мелководно-морских условиях и под влиянием активной вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют слои пирокластитов среди преимущественно нормально-осадочных пород, слагающих задонский горизонт. В елецкое время в условиях активной вулканической деятельности здесь сформировались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород. Продукты вулканизма разносились далеко на запад прогиба, достигая его центральных частей. Среди вулканогенно-осадочных пород встречаются прослойки туфопесчаников и туфоалевролитов, которые в благоприятной геологической обстановке, возможно, могут служить коллекторами нефти и газа. Кроме того, конусы вулканов, выделяясь в рельефе дна бассейна седиментации, могли служить благоприятными областями для развития в их пределах единичных органогенных построек. К слагающим их карбонатным породам и приурочены месторождения нефти на Александровской, Борщевской и Северо-Ветхинской площадях. Пористость пород-коллекторов колеблется в пределах от 4,4 (Борщевская площадь) до 8,4% (Александровская площадь); эффективная мощность пластов от 8 (Александровская площадь) до 15 м (Северо-Ветхинская площадь).

В южной структурной зоне в прибрежно-морских условиях накапливались преимущественно терригенные образования. В нижнезадонское и елецкое время граница распространения продуктов размыва Украинского кристаллического щита достигала районов Каменской и Мозырской структур. Выклинивание коллекторов песчано-алевритовых пластов происходит от центра Ельской депрессии в сторону Буйновичско-Наровлянской зоны поднятий (в верхнезадонском и частично елецком горизонтах). Наиболее опесчанены разрезы центральной части Ельской депрессии и ее южного борта. На этом основании здесь выделен самостоятельный тип разреза — терригенный, сменяющийся к западу терригенно-карбонатным.

Таким образом, на территории Припятского прогиба в составе межсолевых (задонско-елецких) отложений принимают участие фации, сложенные органогенными образованиями, а также хемогенными и терригенными осадками. Пространственное положение этих фаций в тече-

ние задонско-елецкого времени неоднократно менялось как по площади, так и в разрезе. Большую роль при этом сыграли древние разломы. На приподнятых участках структур при наличии других благоприятных факторов создавались условия нормального газового и гидродинамического режима, что способствовало развитию рифостроителей и сопутствующих им организмов. Тектонические подвижки отдельных блоков фундамента на фоне общего погружения региона в задонско-елецкое время происходили, по-видимому, неоднократно. Только этим можно объяснить появление в разрезе органогенных фаций, нередко достигающих значительных мощностей. В момент преобладания нисходящих движений рост органогенных построек мог и не прекращаться, хотя и ухудшались условия для существования рифостроителей. Центральная часть постройки могла продолжать расти не благодаря деятельности каркасостроителей, а потому что на уже имевшемся построенном рифогенном основании накапливались известковый ил и детрит. Именно такие условия возникали на ряде структур Речицко-Вишанского вала в течение елецкого времени. Из приведенных материалов видно, что в отложениях задонского и елецкого горизонтов прослой пород-коллекторов распространены неравномерно как по площади, так и по разрезу.

Если в нижнезадонском подгоризонте наиболее широко развиты породы-коллекторы в северной и южной зонах региона, а в центральной почти отсутствуют, то в верхнезадонском площади распространения коллекторов изменилась: это северная, центральная и южная зоны. Но в центральной зоне площади распространения коллекторов расширились (за счет Южно-Залесской, Кузьмичевской, Копаткевичской и других близлежащих к ним площадей), а в южной — сократились (граница выклинивания проходит южнее Буйновичско-Наровлянского выступа). В елецкое время территория распространения коллекторов — северная и южная зоны. В центральной зоне площади развития коллекторов значительно сократились. Тип коллектора внутри каждой зоны существенно не изменился во времени. Так, в задонско-елецкое время вся северная зона была территорией формирования коллекторов преимущественно трещинно-порово-кавернового и трещинно-каверново-порового типов, представленных доломитизированными известняками и доломитами, возникшими по органогенным постройкам в процессе их перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания, трещинообразования.

Центральная зона в течение задонско-елецкого времени являлась зоной формирования коллекторов преимущественно порового и трещинно-порового типов, сложенных песчаниками и алевролитами на западе и слабоглинистыми карбонатными породами в центральной части. Лишь в районе Петриковско-Шестовичского поднятия развивались коллекторы органогенного генезиса, связанные с локальными органогенными постройками. В южной зоне постоянно существовали условия для формирования преимущественно порового типа коллекторов. В соответствии с двумя типами разрезов они представлены на западе опесчаненными карбонатными породами (известняками и доломитами), а в центре и на востоке зоны терригенными (песчаниками, алевролитами). Накопление карбонатных пород, обогащенных органогенными остатками (Боровская, Туровская площади и др.) в верхнезадонских отложениях южной части прогиба, косвенно указывает на возможность наличия здесь органогенных построек типа биостром.

Однако если тип коллектора в пределах каждой из структурных зон в целом не изменился, то границы площади распространения коллекторов во времени претерпели заметные изменения. Участки распространения коллекторов ниже- и верхнезадонского подгоризонтов и елецкого горизонта не совпадают друг с другом в плане. Это свидетельствует о том, что условия осадконакопления несколько менялись со временем,

что отразилось в смене литологических типов пород в разрезе. Наблюдается чередование пластов-коллекторов с разделяющими их более плотными породами, возникшими вследствие изменения фациальной обстановки их образования. Так, например, в северной зоне породы-коллекторы развиты в ниже- и верхнезадонское время главным образом на Речицко-Вишанском валообразном поднятии, на северных склонах и северной прибортовой зоне. Открытая пористость их достигает 15—20% и более. В елецкое время процесс формирования органогенных построек и связанных с ними коллекторов сместился в основном в сторону северной прибортовой зоны. На Речицко-Вишанском валу коллекторы встречаются уже только на разрезах единичных скважин (Давыдовская и Мармовичская площади). На Червоно-Слободском валообразном поднятии коллекторы чаще наблюдаются в отложениях нижнезадонского подгоризонта и более высокого класса (II—III)—открытая пористость от 4,5—8 до 8—10%, тогда как в верхнезадонском и елецком горизонте их меньше и более низкого класса (II—I): открытая пористость от 4,5—8 до <4,5%. В пределах самого вала в нижнезадонском подгоризонте коллекторские свойства пород улучшаются к Северо-Домановичской площади, а в верхнезадонском — к Октябрьской. В елецком горизонте обе площади с точки зрения коллекторских свойств выражены почти одинаково (I—II класс): открытая пористость колеблется от 4,5 до 8%.

В центральной зоне породы-коллекторы в межсолевых отложениях встречаются реже. Наиболее развиты они на Найдовской площади, где накапливались и в ниже- и верхнезадонское, и елецкое время, причем наиболее высокого класса по сравнению с близлежащими площадями (открытая пористость пород до 20%). На Южно-Залесской площади коллекторы (песчаники и алевролиты) появляются в разрезе преимущественно только в верхнезадонское и елецкое время (открытая пористость до 18%), а на Кузьмической — только в верхнезадонское время (открытая пористость до 18,5%). Наиболее приподнятыми в верхнезадонское время были прилегающие участки Петриковско-Шестовичской, Копаткевичской и Западно-Гороховской площадей, где также отмечены породы-коллекторы в верхнезадонских отложениях, но уже связанные с карбонатными породами. В елецкое время коллекторов в разрезах скважин этих площадей не выделено.

В южной зоне породы-коллекторы наиболее широко распространены в нижнезадонское и елецкое время. Граница их выклинивания проходит севернее Каменской и Мозырской площадей. Наиболее опесчанены разрезы центральной и восточной частей Ельской депрессии. Здесь широко распространены коллекторы II—III (открытая пористость от 5 до 15%), участками даже IV класса (открытая пористость до 20%). В верхнезадонском подгоризонте породы-коллекторы (песчаники, алевролиты, открытая пористость от 18 до 5%) также развиты в пределах Ельской депрессии, но севернее Буйновичско-Наровлянского вала почти не встречаются. Следовательно, Буйновичско-Наровлянская зона поднятий начиная с верхнезадонского времени служила барьером для распространения терригенного материала, сносимого с Украинского кристаллического щита. Этот материал в виде полосы (протяженностью около 80 км) баров, кос, русловых образований осаждался в пределах Ельской депрессии вдоль ее северного склона от Боровской площади на западе до меридиана Восточно-Выступовичской на востоке. Данная зона баров, песчаных кос и пляжей содержит высокеемкие породы-коллекторы, выклинивающиеся на северном склоне Ельской депрессии (см. фигуру).

Таким образом, характер изменения пород-коллекторов по площади и разрезу определяется условиями их осадконакопления и последующего преобразования в ходе процессов литогенеза. Приуроченность

скоплений углеводородов к зонам резких литологических изменений наблюдается не только в Припятском прогибе. С зонами выклинивания песчаных пластов живетского и пашийского горизонтов и рифогенными коллекторами верхнего девона связаны нефтяные и газовые месторождения Тимано-Печорской провинции, залежи нефти и газа подсолевых отложений нижней перми Прикаспийской впадины и т. д. [1, 2]. К разнофациальным отложениям в зонах резких контактов галогенных или терригенных толщ с карбонатными приурочены крупнейшие нефтяные месторождения Ближнего Востока [1]. Изучение пространственного положения коллекторов в регионе необходимо для прогнозирования нефтегазоносности.

Литература

1. *Грачевский М. М., Берман Ю. М., Дубовский И. Т., Ульмишек Г. Ф.* Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1969.
2. Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы.— Тр. ВНИГНИ, 1976, вып. 194.

БелНИГРИ,
Минск

Поступила в редакцию
19.V.1980

УДК 551.243.18(574.1)

ОСАДОЧНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ «ГАДИЛЕВСКОЙ ТОЛЩИ» (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

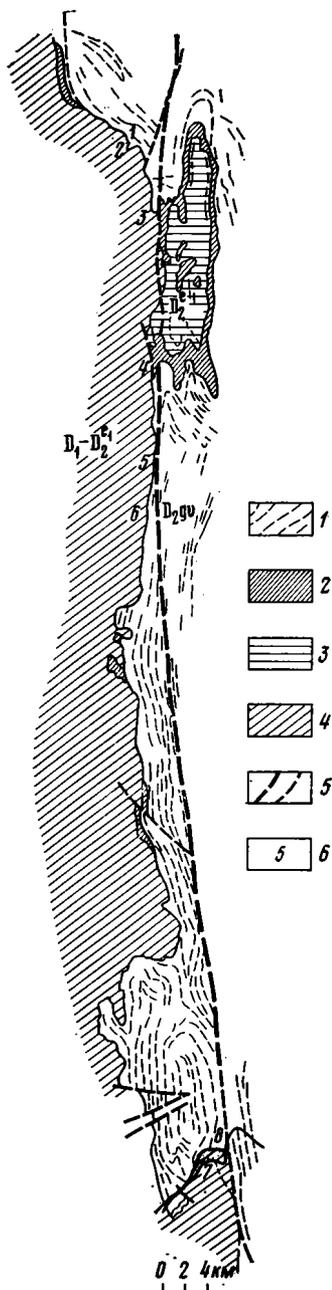
КОПТЕВА В. В.

Рассмотрен новый тип грубообломочных отложений—осадочно-тектонических брекчий,— характерных для зон конседиментационных разломов. Они сохранились и прослежены на Урале в зоне Восточно-Ирендыкского разлома в виде небольших (250 м—2 км) линзовидных тел на протяжении 100 км. Накопление обломочного материала происходило в эйфеле у подводного склона островной дуги при ее поствулканическом воздымании и разрушении и определялось наличием приразломного уступа и преобладанием вертикальных движений. Позднее, вероятно, в верхнем девоне при срыве и частичном надвигании подошвы перекрывающей толщи живета (в обстановке субширотного сжатия) обломочные породы в зоне разлома были расланцованы, претерпели низкотемпературный метасоматоз и превратились в осадочно-тектонические брекчии.

В последнее время изучены и описаны разные типы комплексов обломочных пород хаотического сложения, в том числе разные типы олистостром. При изучении структурно-формационных зон западного борта Магнитогорского прогиба выявлен новый тип грубообломочных отложений—осадочно-тектонические брекчии зон конседиментационных разломов. В настоящей статье обосновывается и характеризуется этот тип, несущий информацию о характере движений по разлому как в период отложения обломочного материала, так и в более позднее время, что позволит использовать подобные образования при изучении эволюции разломов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСАДОЧНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ БРЕКЧИИ ГАДИЛЕВСКОЙ ТОЛЩИ

В западном борту Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба выделено несколько структурно-формационных зон [1—3, 8, 11, 12]. В таких зонах вулканические и вулканогенно-осадочные формации, относимые к переходной стадии геосинклинального процесса, образовались не одновременно [5], и естественным их стыком стали конседиментационные разломы. Один из разломов—Восточно-Ирендыкский субмеридиональный конседиментационный—в среднем девоне разделял Ирендыкскую зону, сложенную вулканитами слабодифференцированной базальтоидной формации ирендыкской свиты ($D_1D_2^{e'}$), которая образовалась при режиме типа островной дуги, и более восточную зону, представленную недифференцированной базальтоидной формацией карамалыташской свиты (D_2^a), образовавшейся в подводных условиях [5]. Зона разлома на значительном протяжении и все его восточное крыло перекрыты вулканогенно-осадочной толщей улутауской свиты (D_2gv), залегающей на ирендыкских вулканитах с небольшим азимутальным и

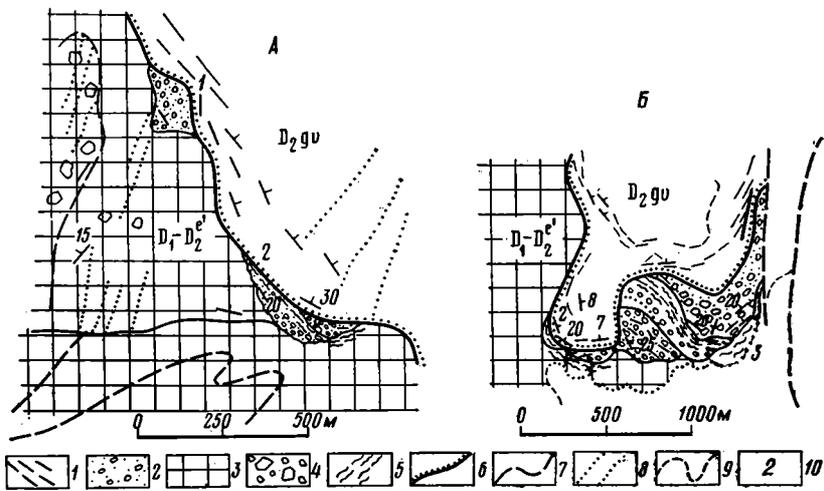


Фиг. 1. Схема расположения линзовидных тел осадочно-тектонических брекчий в зоне Восточно-Ирендыкского разлома по восточному краю Ирендыкской зоны в полосе контакта ирендыкской (D_1-D_2) и улутауской свит ($D_2 gu$)

1 — отложения улутауской свиты; 2 — яшмы бугулыгырского горизонта; 3 — отложения карамалыташской свиты; 4 — отложения ирендыкской свиты; 5 — трассируемый Восточно-Ирендыкский и более мелкие разломы; 6 — номера обнажений изученных тел

угловым несогласием. В зоне контакта этих двух толщ, пространственно совпадающей с зоной Восточно-Ирендыкского разлома, прослежены линзовидные тела специфических грубообломочных отложений — осадочно-тектонических брекчий. На многих участках указанной полосы в интервале 100 км от д. Абзаково на севере до д. Гадилево на юге (фиг. 1) нами проведен детальный анализ вулканических фаций, который позволил отделить грубообломочные отложения линзовидных тел (с существенной ролью осадочно-тектонических брекчий) от мелководных вулканических и вулканогенно-осадочных отложений верхов ирендыкской свиты [6]. Эти отложения ранее не расчленялись и рассматривались одними исследователями (О. А. Нестоянова, Ю. Л. Куваевский и др.) в составе верхов ирендыкской свиты, другие (Б. М. Садрисламов, В. В. Тамбовцев и др.) относили их к карамалыташской свите, третьи (Г. И. Водорезов, М. В. Лозовой, В. А. Маслов) выделили в самостоятельную «гадилевскую толщу». Их возраст всеми принимался как эйфель (верхний эйфель).

Линзовидные тела гравелитов и брекчий представляют собой фрагменты, сохранившиеся после предживетского размыва некогда более мощных грубообломочных отложений [6]. Вероятно, за этими образованиями следует сохранить название «гадилевская толща». Тектонизированные гравелиты и брекчий, часто с включенными в них свалами глыб и линзами известняков, обладают многими свойствами олистостром. Они слагают небольшие тела протяженностью от 250 м до 2 км при обычных средних размерах от 0,8 до 1,2 км. Мощность обломочных пород, слагающих их, 15—25 м, а в отдельных телах до 100 м. *Незначительное, но явное несогласие* наблюдается в основании обломочных пород, которые залегают на неровной поверхности ирендыкских вулканитов. Такое несогласие четко видно в обнажениях западнее д. Гадельша (фиг. 2, А), севернее д. Баймурзино, у д. Гадилево. Обычно оно подчеркнуто притыканием отдельных пачек обломочных пород и даже отдельных их прослоев к выступам поверхности ирендыкских вулканитов. При этом верхняя пачка ингрессивно перекрывает нижнюю, выступая на расстоянии до 250 м в сторону Восточно-Ирендыкского разлома, что можно наблюдать непосредственно в обнажениях западнее д. Гадельша (см. фиг. 2, А), на южном замыкании Абзаковской синклинали (см. фиг. 2, Б). *Небольшое угловое и азимутальное несогласие* наблю-



Фиг. 2. Геологические схемы карманообразных линзовидных тел А — тело 2, западнее д. Гадельша, Б — тело 3, севернее пионерского лагеря «Орленок» на водоразделе рек Худолаза и Карагайлы. 1 — слоистая толща улутауской свиты (D_{2gv}); 2 — осадочно-тектонические брекчии линзовидных тел; 3 — вулканическая толща ирендыкской свиты; 4 — вулканические туфобрекчии ирендыкской толщи; 5 — зоны рассланцевания и раздавливания; 6 — линия нижнего контакта толщи улутауской свиты; 7 — разломы; 8 — преобладающее направление кливажа; 9 — граница четвертичных отложений; 10 — номера обнажений линзовидных тел, соответствующие их обозначению на фиг. 1

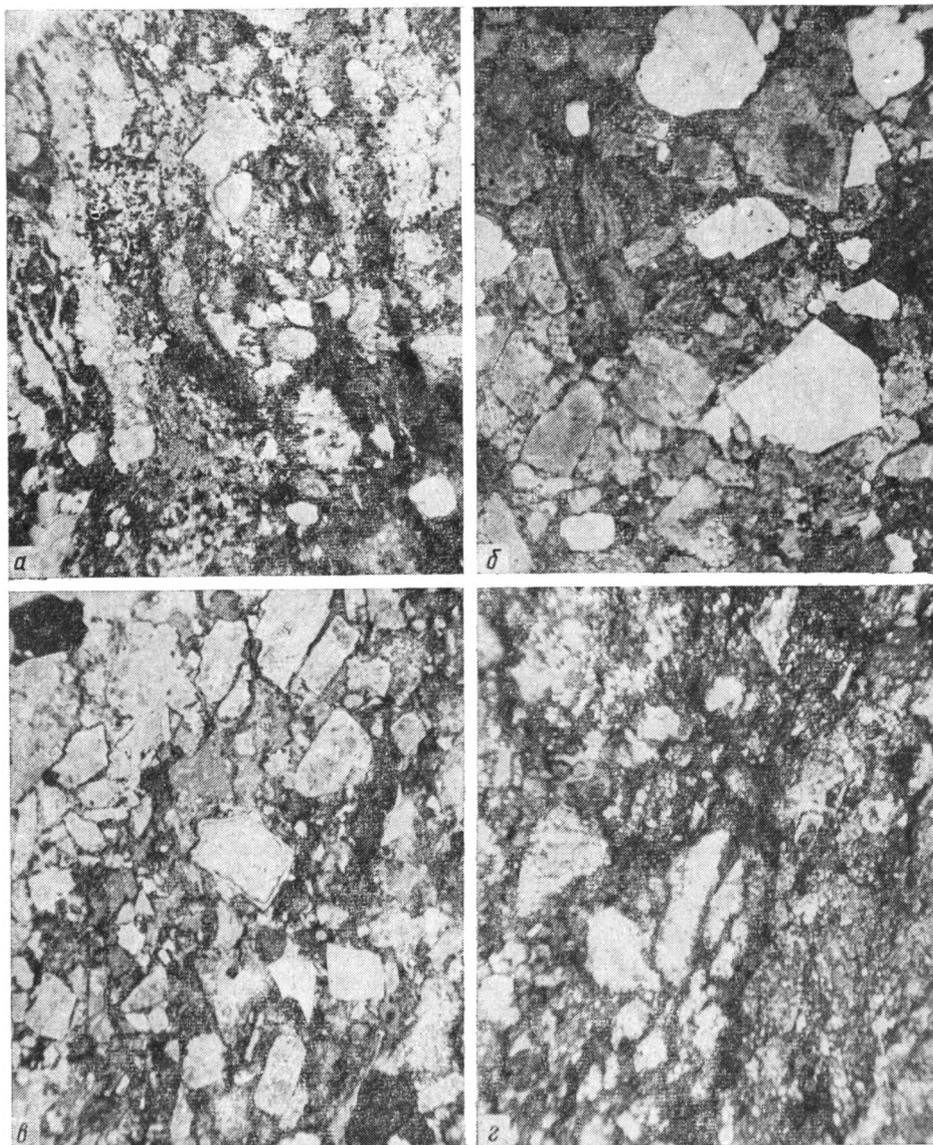
дается в основании вулканогенно-осадочной толщи улутауской свиты, перекрывающей обломочные породы линзовидных тел. Это хорошо видно на фиг. 2 и 4, а также из описания отдельных тел [6]. Часто подшоша перекрывающей толщи представляет собой зону рассланцевания.

АНАЛИЗ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

В линзовидных телах обломочный материал характеризуется отсутствием окатанности, угловатой формой. Обломки представлены тремя группами пород: 1) ирендыкские вулканыты, включающие обломки плагиоклазовых вкрапленников, их опаловых и кварцевых миндалин, прослоев тонких кремнистых туфов; 2) известняки из верхних частей ирендыкской толщи, часто с органическими остатками; 3) липарито-дациты неясного происхождения.

Во всех телах обломочный материал варьирует как по качественным соотношениям обломков перечисленных групп пород, так и по соотношению крупно- и мелкообломочных разновидностей. По особенностям строения все тела разделяются на два типа. Для разрезов линзовидных тел первого типа характерны переслаивания песчаников, гравелитов и мелкообломочных брекчий с размером обломков 3—5 см, слабо выражены элементы флишоидности. Состав обломков смешанный или закономерно меняющийся от слоя к слою. Однообразный состав встречен только в двух малых телах 1 и 6 (см. фиг. 1), сложенных известняковыми песчаниками. В телах другого типа (5 и 7) обломочный материал включает линзы крупнообломочных и глыбовых свалов хаотического сложения с отдельными глыбами, достигающими 1,5—2 м.

К линзовидным телам первого типа относится карманообразное тело, расположенное севернее пионерского лагеря «Орленок» (фиг. 2, Б). Оно сложено двумя пачками пород, каждая из которых обособляется не столько по составу, сколько по характеру залегания. Нижняя пачка начинается с прослоев (2—3 м), обогащенных угловатыми неокатан-



Фиг. 3. Породы линзовидных тел 3 (а, б, з) и 2 (в)
 а — слабо рассланцованный песчаник, нижняя пачка тела 3 (увел. 12); б — нерассланцованный песчаник, характерна неокатанная форма обломков, нижняя пачка тела 3 (увел. 12); в — песчаник из неокатанных обломков в гематитизированном цементе, тело 2 (увел. 12); з — сильно рассланцованный песчаник, видны реликты обломков, раздавленные на клиновидные фрагменты и замещенные вторичным кварцем и эпидотом; первичный кремнисто-карбонатный цемент замещен гематитовым, по которому развит гётит

ными обломками кварца и кремнистых пород (фиг. 3, а) размером 0,2—1,5 мм. Включенные в обломки андезиты претерпели гидротермальную переработку: лейсты плагиоклаза замещены тонкозернистым агрегатом бесцветной слюдки (гидрослюда?), поздним альбитом; реликты вкрапленников темноцветного вещества — хлоритом и эпидотом; обломки основной массы превращены в агрегат криптозернистого халцедона, бесцветной слюдки и хлорита. Цемент тонкозернистый, первично-халцедоновый, позднее замещен гематитом, инъекции которого местами как бы раздвигают обломочную массу. В выходе обломочных

пород, с запада подстилающих слоистую толщу живета, четко прослеживается горизонт мелкозернистых песчаников, зерна в которых измельчены, раздавлены и замещены низкотемпературным кварцем, эпидотом и гематитом. В вышележащих прослоях изменение и рассланцевание слабее. Здесь преобладают обломки дацито-липаритов, среди которых встречаются обломки и вкрапленники кварца (фиг. 3, б), сохранившие бипирамидальную форму, обломки основной массы липарито-дацитов фельзитовой и микрофельзитовой раскristализации, реже с мелкими вкрапленниками кварца. В некоторых фенокристаллах кварца края как бы изъедены основной массой породы с микрогранитовой, сферолитовой и микропегматитовой раскristализацией, что характерно для субвулканических тел этого состава. Вверх по разрезу материал становится все более грубозернистым с преобладанием обломков 0,3—1,5 см. Встречаются обломки известняков, возникает грубая слоистость, выраженная чередованием тонких прослоев гравелитов (2 см) и песчаников (0,5 см). Появляются следы окатанности и элементы сортировки.

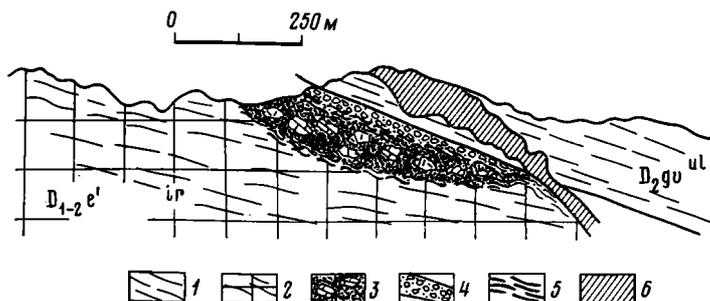
Самые верхние слои нижней пачки значительно рассланцованы и гематитизированы, из них наиболее сильно — верхние 3 м. Рассланцованные разности пород сложены продолговатыми обломками кварца и гематитизированных ирендыкских порфиритов, ориентированными вдоль плоскости рассланцевания, совпадающей здесь с первичной слоистостью. Обломки погружены в гематитовый цемент. Некоторые обломки расщеплены в результате раздавливания и имеют остроугольно-клиновидную форму, первичный материал их замещен низкотемпературными минералами. Наиболее раздавленные разности пород состоят из скоплений миндалевидной формы низкотемпературного кварца, эпидота, сферокристаллического халцедона, а также опалосерицитовых скоплений, погруженных в гематитовый и гётитовый цемент (фиг. 3, г). Мощность нижней пачки изменчива и достигает 50—70 м.

Верхняя пачка отличается от нижней полным отсутствием рассланцевания и гематитизации и еще более крупными обломками. Ее нижний контакт задернован. Эта пачка сложена светло-серыми грубослоистыми гравелитами и брекчиями, где среди обломочного материала выделяются зерна прозрачного кварца (до 5 см) и обломки известняков (до 2—4 см) с остатками морских лилий. При выветривании последних образовались каверны до 3—4 см глубиной. Количественно преобладают обломки субвулканических тел дацито-липаритов размером до 15—20 см. Грубая слоистость пород верхней пачки выражена чередованием грубообломочных прослоев, состоящих из обломков ирендыкских порфиритов и среднезернистых песчаников с преобладанием обломков кварца и плагиоклаза. Цемент хлоритовый с примесью эпидота. Гравелиты верхней пачки несут следы незначительной динамической нагрузки в виде чешуек хлоритизированного биотита и бесцветной слюдки, ориентированных в одном направлении, близком к первичной слоистости.

Сходство с приведенным имеет разрез обломочных пород линзовидного тела, расположенного западнее д. Гадельша (см. фиг. 2, А)¹. Для обломочного материала тела 2 также характерны отсутствие окатанности, преобладание ирендыкских порфиритов и липарито-дацитов (фиг. 3, в) неясного происхождения, отсутствие известняковых обломков. В целом для разрезов обоих тел характерны: присутствие песчаников и гравелитов, изредка переходящих в брекчии; увеличение грубости обломочного материала вверх по разрезу; элементы флишoidности, выраженные появлением грубой слоистости, возникновением некоторой сортировки материала по размеру обломков и реже по составу; отсут-

¹ Описание приведено в работе [6].

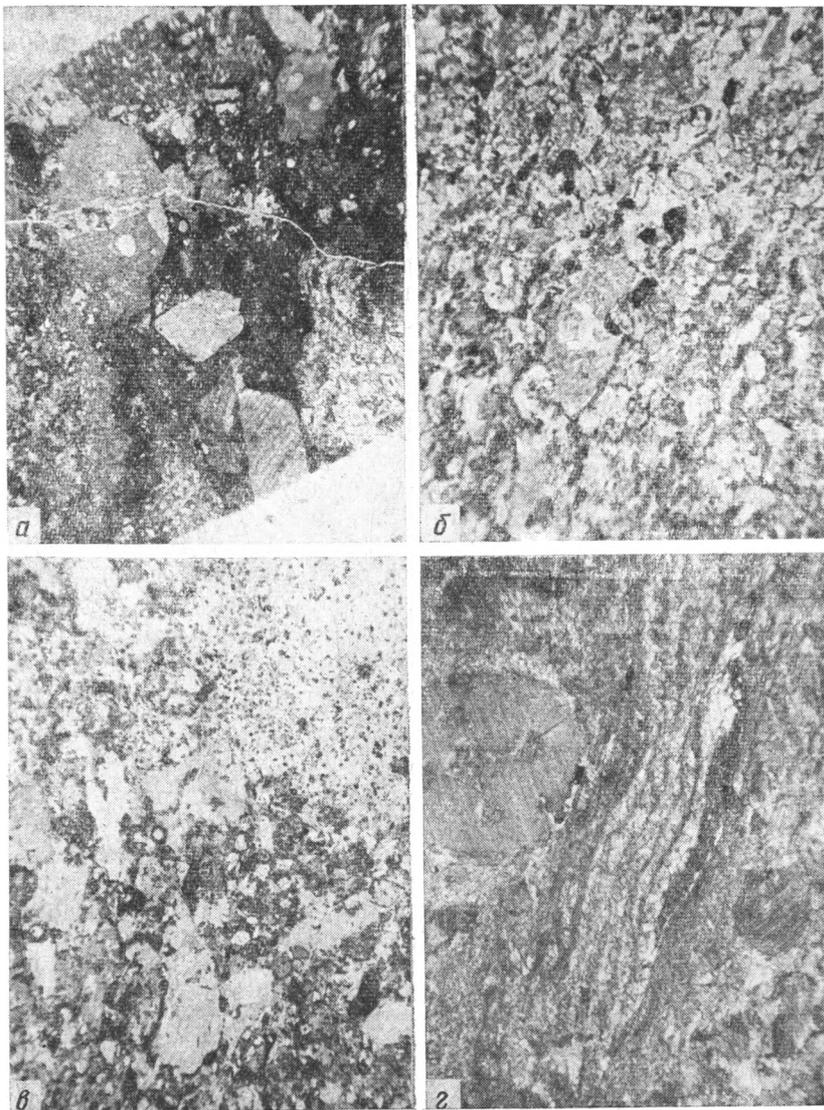
ствие известнякового материала или его наличие в подчиненном количестве. Сходство строения обоих тел состоит также и в одинаковой приуроченности зоны расланцевания и гидротермального метасоматоза к контакту между двумя пачками обломочных пород. Близкие черты строения имеет и самое восточное из линзовидных тел, расположенное к северо-востоку от д. Гадилево. Его средняя часть сложена пачкой переслаивающихся гравелитов и песчаников мощностью в 3,5 м. В переслаивании выражены элементы флишности. Имеются участки с косою слоистостью.



Фиг. 4. Линзовидное тело осадочно-тектонических брекчий вблизи г. Арал-Тау

1 — вулканогенно-осадочная толща улутауской свиты; 2 — толща вулканитов ирендыкской свиты; породы, слагающие линзовидное тело: 3 — олистострома с обломками и глыбами известняков и липарито-дацитов; 4 — гравелиты и песчаники; 5 — зоны расланцевания и милонитизации; 6 — вращенное тело пироксен-плагиоклазовых порфиритов

Представителем второго типа является линзовидное тело, расположенное западнее д. Бахтигореево, в районе г. Арал-Тау (см. фиг. 1, обл. 5 и фиг. 4). Здесь обломочные породы залегают на расланцовой и гидротермально измененной кровле ирендыкских вулканитов, отделяясь от нее зоной расланцевания с шириной выхода 10 м. Самые нижние прослои обломочных пород представлены мелкообломочными брекчиями, в которых еще преобладают обломки подстилающих ирендыкских порфиритов, однако выше по разрезу их сменяет масса крупных обломков и глыб розово-фиолетовых дацитов. Беспорядочное нагромождение угловатых глыб и обломков флюидалных розовых дацитов составляет нечетко оформленный прослой мощностью 4—5 м. Самые крупные из глыб имеют до 2 м в длину и расположены длинной стороной вдоль напластования. Их цементирует гематитизированная, легко разрушающаяся брекчия с мелкими (0,5—2 см) обломками тех же дацитов. Дациты обладают порфировой структурой с порфиробластами плагиоклаза и пироксена (в реликтах). Их обломки образованы, вероятно, при размыве субвулканических тел, так как имеют основную массу породы, сложенную кварцем и плагиоклазом с микролитовой и микрогранитовой раскристаллизацией, что характерно для субвулканических тел. Обломки флюидалных разностей с миндалинами, вытянутыми строго по флюидалности, представляют, по всей вероятности, краевые части субвулканических тел или экструзий. Выше свалов дацитовых лав прослеживается такой же нечеткий прослой свалов глыб известняка мощностью 5—6 м. Известняки розоватые, даже в крупных обломках, из-за проникшего по трещинам гематита. Часть обломков представляет собой известняковую брекчию, сцементированную кальцитом, очевидно, еще до размыва известняков. Крупные обломки и глыбы известняка (до 0,5—2 м) погружены в мелкообломочную растертую массу гематитокarbonатного состава. Тонкозернистая, хрупкая, существенно гематитовая составляющая является наиболее поздним образованием, вобрав-



Фиг. 5. Породы линзовидного тела осадочно-тектонических брекчий вблизи г. Арал-Тау
a — измененный и рассланцованный гравелит из обломков базальтов и известняков, цемент гематитовый (увел. 12); *б* — гравелит из неокатанных обломков андезито-базальта, известняка, кремнистых пород и кварца в хлорит-эпидотовом цементе, элементы рассланцевания (увел. 12); *в* — обломочная порода с обломками известняков, при раздавливании породы часть материала известнякового обломка как бы становится цементом, окружая и цементируя обломки другого состава (увел. 12); *г* — раздавленный и как бы «потекший» известняк, в котором более устойчивы органогенные остатки, обтекаемые перекристаллизованной массой; струйчатость известняка подчеркивается тонкими нитевидными инъекциями проникающего гематита

шим в себя глинисто-карбонатную. Последняя, возможно, была цементом еще в период накопления обломочного материала, а гематитизация проявилась позднее, в процессе рассланцевания и раздавливания обломочных пород. Сложный гематито-карбонатный цемент повсеместно включает членики криноидей. Обломки известняков содержат многочисленные обломки криноидей, мшанок и брахиопод (верхний эйфель, по В. Л. Бородиной). Верхняя часть разреза обломочных пород представлена осадочными брекчиями, где карбонатный материал сменяется

обломками дацитов гравелитовой размерности. Эти прослои мелкообломочных брекчий окремнены, рассланцованы и пропитаны многочисленными инъекциями кварц-гематитового материала. Ширина выхода пород 3—4 м. Разрез обломочных образований завершают среднезернистые песчаники смешанного состава, содержащие обломки измененных ирендыкских порфиритов, дацитов и известняков. Обломки не окатаны, цемент сложный — эпидот-кварцевый с последующей цементацией гематитом. Общая мощность обломочных пород составляет 20—25 м. Выше залегают слои улутауской свиты, начинающиеся в этом разрезе с грубозернистых гравелитов и переходящие выше в тонкозернистые разности. Сам контакт не обнажен и осложнен послойным телом пироксен-плагиоклазовых порфиритов (см. фиг. 4).

Отсутствием грубой слоистости и элементов флишоидности, а также беспорядочно-хаотическим строением характеризуются и мелкие линзовидные тела, залегающие под основанием улутауской свиты к северо-востоку от д. Гадилево. Самое западное из них (почти на окраине Гадилева) с мощностью отложений 8—10 м сложено известняками, известковистыми песчаниками и органогенными известняками. В их нижней части шурфами вскрыты выходы органогенных известняков, полностью состоящих из обломков и целых форм криноидей, брахиопод, кораллов (верхний эйфель, по В. Л. Бородиной и Б. М. Садрисламову). Восточнее расположено линзовидное тело, в обломочном материале которого преобладают известняки. Обломочные породы здесь, как и в других телах, залегают на сильно рассланцованных и раздавленных породах, собственно представляющих зону рассланцевания. Как и в других случаях, наблюдается постепенный переход от ирендыкских базальтоидов с включениями известняка и тектонической дезинтегрированной брекчи с карбонатно-гематитовым цементом. Последняя переходит вверх по разрезу в тектонизированную такситовую породу, представляющую собой зону рассланцевания мощностью 1—1,5 м. Обломочные прослои начинаются с метрового слоя гравелитов, состоящих из обломков известняков, ирендыкских базальтов, обломков фауны и липарито-дацитов.

Гравелиты значительно рассланцованы с небольшой деформацией известняковых обломков (фиг. 5, а), изменением базальтоидов, иногда вплоть до кварцево-эпидотовой породы, некоторые из обломков претерпели раздавливание уже в обломочной породе, в этих случаях в шлифе видны более мелкие части обломков, что происходило одновременно с проникновением цементирующей гематитовой массы. Иногда вместе с угловатыми обломками присутствуют единичные галечки известняков. Выше наблюдается прослой органогенных известковистых песчаников в 3—5 м, на которых залегают известняки, представляющие собой рассланцованные и брекчированные разности. Они слагают отдельные линзы клиновидной формы. В одних линзах известняк брекчирован и цементирован белым кальцитом еще до захоронения среди обломочного материала, что устанавливается при изучении шлифов. В других известняк раздроблен и залечен тонкими прожилками кварц-гематитового вещества, образование которого тесно связано с процессом рассланцевания уже сформированных отложений. Рассланцевание выражено в раздроблении известняка до мелкозернистой массы, как бы обтекающей более крупные (до 3—4 см) обломки фауны: кораллов, брахиопод, криноидей. По границе обломков с мелкозернистой, как бы «потекшей» массой, проникают тонкие нитевидные прожилки гематита, окрашивающие породу в розовый цвет (фиг. 5, б). Частичная мраморизация известняков связана с их рассланцеванием. Иногда известняки засорены редкими обломками базальтов диаметром до 0,5 м или содержат тонкие прослои окрашенных гематитом туфопесчаников. Мощность известняковой линзы не выдержана и варьирует от 0 до 5—7 м. На известняках с угловым и азимутальным несогласием залегают улутауская свита. Вбли-

зи контакта параллельно и вкрест его направления наблюдаются прожилки кварц-гематитовой породы. Известняковый материал в линзовидных телах этого типа часто характеризуется неоднородным строением, проявившимся еще до захоронения обломочного материала. Так, тело вблизи д. Баймурзино (см. фиг. 1, обн. 6), сложенное гравелитами, почти полностью состоит из обломков крупнокристаллического неравномернoзернистого известняка, раздробленного известняка, цементированного кальцитом, и известняка с реликтами обломков хлоритизированных эффузивов. Многие обломки содержат включения криноидей, брахиопод и мшанок. В гравелитах линзовидного тела вблизи д. Файзуллино (см. фиг. 1, обн. 4) и возле д. Гадилево обломки известняка претерпели раздавливание и расщепление вместе со всем обломочным материалом. Они частично раздавлены, «расташены», имеют рваные края, испытывающие внедрение гематито-карбонатного цемента. Иногда при раздавливании известняковых обломков часть материала обломка как бы становится цементом, окружая и цементируя обломки другого состава (фиг. 5, в, г).

Проведенный анализ обломочного материала показывает, что обломки ирендыкских вулканитов, будь то обломки лав, туфов, материал, выполняющий миндалины, или прослой кремнистых пород, представлены всегда местными породами, аналогичными подстилающим породам данного участка. Этот факт, а также отсутствие окатанности в обломках свидетельствуют о непосредственной близости участков размыва и отложения. Обломки липарито-дацитов присутствуют почти во всех телах. В некоторых (у г. Арал-Тау) их глыбы достигают 2 м в длину. Судя по облику этих флюидальных липарито-дацитов, микроструктурам их основной массы, это материал однотипных и, вероятно, одновременных субвулканических или экструзивных тел. Угловатая форма обломков свидетельствует о недалеком переносе в каждом случае, однако местные особенности этих пород позволяют предполагать множественность их источников. Местонахождение их неясно. Среди толщи ирендыкских вулканитов вблизи изученных объектов, таких образований нет. Возможно, их надо искать среди позднекарамалыташских образований в восточном крыле разлома. Обломки известняков, как уже отмечалось, содержатся во всех телах в разном количестве. Часто в них присутствует эйфельская и даже верхнеэйфельская фауна (по Б. М. Садрисламову и В. Л. Бородиной) криноидей, кораллов и брахиопод, которая вместе с содержащими их обломками находится в переотложенном залегании. Известняковый материал, вероятно, был местным, из поздних образований ирендыкской толщи. Отдельные его глыбы и включения наблюдаются в мелководных позднеирендыкских отложениях на участках вулканических островов, возвышавшихся над остальной частью Ирендыкской зоны, в изученных участках д. Гадельша и оз. Сары-Куль, д. Гадилево.

Наличие обломков вулканитов только в переотложенном виде и отсутствие туфовых частиц в изначально осадочном цементе позволяют считать, что накопление обломочного материала происходило уже после окончания ирендыкского вулканизма во время размыва и выравнивания вулканического рельефа Ирендыкской зоны².

Изучение обломочного материала линзовидных тел, а также особенностей его накопления показало, что и обломочные отложения типа свалов, которые полностью могут быть отнесены к олистостромам, и включающие их гравелиты и песчаники с «элементами флишoidности» образовались при размыве одних и тех же геологических объектов. Состав обломков везде аналогичен. Родство тех и других образований проявлено и в наличии отложений, стоящих как бы между этими двумя разно-

² Установлено, что в этом их главное отличие от позднеирендыкских синвулканических мелководных образований [6].

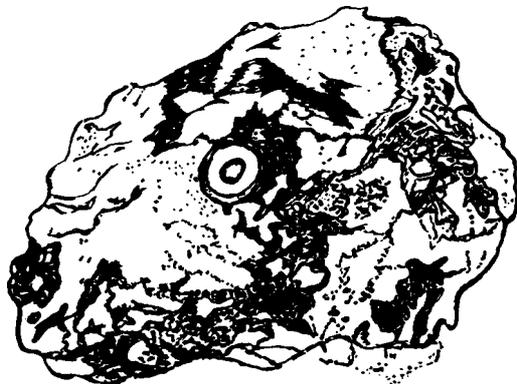
видностями. Здесь имеются в виду крупнообломочные брекчии с обломками до 15—20 см с «элементами флишоидности» верхней пачки карманообразного линзовидного тела (см. фиг. 1 и 2, обн. 3). Все изученные грубообломочные породы были отложены в течение единого процесса осадконакопления. Вероятно, размыву в первую очередь подвергались выступы рельефа, тогда как в понижениях и западинках склона восточного края Ирендыкской зоны происходило отложение обломочного материала [7]. Быстрая изменчивость материала по разрезу вверх и по простиранию, линзовидное строение прослоев и частые проявления косякой слоистости свидетельствуют о мелководной и неустойчивой обстановке их отложения. На это же указывает и формирование рядом (на расстоянии до 300 м) линзовидных тел с разным составом обломков (тела 1, 2, 7 и 8). Возможно, это были разновозрастные подводные конусы выноса, кратковременно существовавшие на склоне вулканической гряды. На фоне более устойчивого процесса отложения гравелитов и песчанников с нечеткой слоистостью, по всей вероятности, выделялись отдельные моменты, характеризующиеся образованием глыбовых свалов, оползающих линз и пластов известняка. Медленное воздымание и размыв Ирендыкской зоны в предживетское время, очевидно, осложнялись моментами более резких движений — землетрясений, вызвавших обвалы и оползни. Установленные нами несогласие и размыв обломочных пород линзовидных тел и перекрывающей их толщи улутауской свиты [6] позволяют предполагать первоначально большие массы и мощности обломочного материала.

ЗОНЫ РАССЛАНЦЕВАНИЯ, ИХ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Размыв, накопление и захоронение обломочного материала в предживетское время — лишь первый этап формирования этих специфических образований. В более позднее время они были перекрыты вулканогенно-осадочной толщей живета и испытали значительное избирательное рассланцевание и гидротермальный низкотемпературный метасоматоз, что превратило их из гравелитов и брекчий в осадочно-тектонические брекчии. Как было показано при рассмотрении типовых разрезов обломочных пород, эти изменения проявлены во всех изученных телах, но развиты неравномерно. Плоскости рассланцевания обычно совпадают с некоторыми поверхностями определенных пачек внутри тел с самой подошвой улутауской свиты или с основанием обломочного материала, т. е. с кровлей ирендыкских вулканитов. Линзовидные тела подстилаются ирендыкскими вулканитами, которые в разных участках изученной полосы (см. фиг. 1) представлены разными породами: туфобрекчиями андезито-базальтов, андезитовыми лавами и лавовыми брекчиями, плагиобазальтами. Для всех пород характерны рассланцевание, раздавливание и гидротермальная переработка. Степень изменения уменьшается по направлению от рассматриваемого контакта в глыбу ирендыкской толщи.

Такие изменения наиболее ярко выражены восточнее д. Файзуллино, где ирендыкские плагиобазальты, подстилающие линзовидное тело, превращены в своеобразный тектонит. Приближаясь к контакту с линзовидным телом, подстилающая порода постепенно дезинтегрируется на крупные (20—40 см) обломки и желваки, обрамленные и сцементированные гематитизированной массой, и становится своеобразной тектонической брекчией (фиг. 6). Ее цементом является тонкозернистая кремнисто-гематитовая масса, включающая мелкие (0,5—1 мм), похожие на вкрапленники «оплавленные» обломки карбоната, что придает ей сходство с кислой порфириновой породой. Ближе к контакту с линзовидным телом обломки уменьшаются до 4—10 см и далее до гравелитовой размерности, а гематитизированная масса приобретает вид окрашенного

гематитом алевролита, обладающего местами своеобразной струйчатостью, несколько сходной со слоистостью, обтекающей порфириновые и известняковые обломки. У самого контакта с рассматриваемым телом описанная брекчия превращена в порфиритоид, где миндалевидные клинья сложены кремнисто-карбонатно-хлоритовой массой и сцементированы гематитом. К сожалению, сам контакт рассланцованных подстилающих вулканитов с обломочными породами здесь не обнажен. Однако в линзовидном теле, расположенном южнее, близ г. Арал-Тау, западнее Бахтигореева (см. фиг. 4), нижний контакт обнажен и выражен зоной тех же измененных плагиобазальтов, но превращенных в сланцы, которые рассыпаются на отдельные «обдавыши» кремнисто-карбонатной породы, сцементированные гематито-карбонатной массой. Ширина выхода таких пород около 10 м. Некоторые из «обдавышей» окружены и сцементированы кварц-гематитовыми прожилками.



Фиг. 6. Глыба из тектонической брекчии, в которую превращены ирендыкские плагиобазальты, подстилающие линзовидное тело у д. Файзуллино. Плагиобазальты (светлое) разбиты на отдельные клинья и желваки, сцементированные кремнисто-гематитовой массой (черное) с мелкими обломками карбоната, рисунок по фото, для масштаба дана крышечка от фотоаппарата диаметром 3—4 см

В других случаях рассматриваемые тела (см. фиг. 1, обн. 1, 2, 5, 7, 8) подстилаются ирендыкскими вулканитами, претерпевшими не столь сильное гидротермальное воздействие. Оно обычно выражено во вторичном окварцевании, гематитизации и карбонатизации. При этом сохраняются реликты первоначальной вулканической породы. Наиболее сильное изменение характерно для сравнительно узкой полосы (до 10 м) практически бывшей кровли ирендыкских вулканитов. В тех случаях, когда рассланцованный тектонизированный прослой лежит с первичным притыканием к неровной поверхности ирендыкских вулканитов (см. фиг. 2, тела 2 и 3), тектонизация и низкотемпературный метасоматоз прослеживаются далее по этой поверхности. Выше при описании типовых разрезов были рассмотрены примеры рассланцевания отдельных прослоев осадочно-тектонических брекчий внутри линзовидных тел. В телах 2 и 3 рассланцеванию и гидротермальному метасоматозу подвергнуты поверхности и верхние слои нижних пачек, тогда как верхние оставались неизменными. О достаточно высокой степени изменения пород свидетельствуют их микрофото (см. фиг. 3, 5).

Зоны рассланцевания в подошве слоистой толщи живета в целом параллельны плоскости напластования обломочных пород и полого (20—30°) падают на восток. Интересно подчеркнуть, что степень рассланцевания и гидротермального изменения пород вблизи плоскости подошвы улутауской зоны находится в прямой зависимости от содержания материала известняков в обломках. Чем больше содержание известняковых

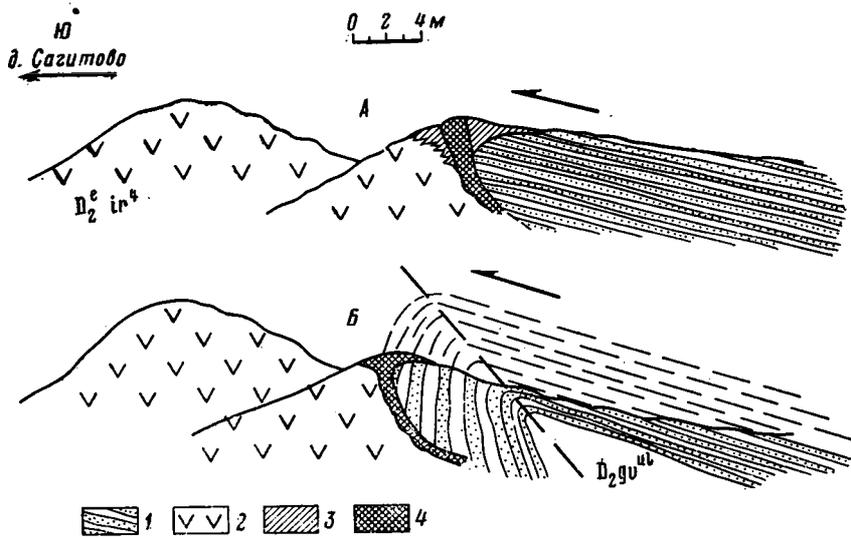
обломков в данном теле, тем сильнее деформация рассланцевания и гидротермальные метасоматические изменения. Характер строения зон рассланцевания позволяет предполагать, что по ним происходило надвигание с раздавливанием, возможно, срывы, впоследствии залеченные, и циркуляция гидротермальных растворов. При этом в интервалах между отдельными линзовидными телами признаки срыва и деформаций по подошве улутауской свиты обычно выражены плохо или незаметны. Однако в районе д. Гадилево, где улутауская толща живета подстилается мелководными верхнеирендыкскими вулканитами с многочисленными пропластками и глыбами известняков, следы рассланцевания, срывов и кварц-гематитового метасоматоза наблюдаются и в интервалах между линзовидными телами. Так, к северо-востоку от д. Гадилево вблизи подошвы улутауской свиты наблюдаются тела разнообразной формы и кварц-гематитовые жилы. Тонкие кварц-гематитовые прожилки идут параллельно и вкрест плоскости контакта и рассланцевания в разных направлениях.

На выклинивании линзовидных тел и к западу и востоку от него вдоль того же контакта кровля позднеирендыкских вулканитов превращена в тектоническую брекчию, где перемешаны рассланцованные обломки подстилающих базальтоидов, известняков и кварц-гематитовой породы, много мелких рвущих кварц-гематитовых тел. Проследивая тот же контакт к западу, в сторону д. Мамбетово, на правом берегу р. Таналык, юго-западнее д. Гадилево можно видеть хорошо обнаженный контакт улутауской толщи с ирендыкскими вулканитами (фиг. 7). Здесь основание улутауской толщи надвинуто вверх по рельефу (с севера на юг) на ирендыкскую. При этом в зоне контакта рассланцованы и испытали низкотемпературный метасоматоз породы обеих толщ. То же явление, но слабее выраженное, установлено в подошве улутауской свиты в районе д. Назаркино, где она залегает на верхнеирендыкских вулканитах, обогащенных пропластками известняков [6]. Таким образом, изучение зон рассланцевания внутри тел осадочно-тектонических брекчий и в их контактах позволило установить надвигание слоистой вулканогенно-осадочной толщи живета (улутауская свита) по неровной поверхности ирендыкской вулканической толщи. Имеются неясные моменты в понимании процесса тектонизации в зоне Восточно-Ирендыкского разлома. В частности, тектонизация и рассланцевание, проявленные значительно позже формирования толщи улутауской свиты, могли затушевывать более раннюю тектонизацию тех же участков. В этом отношении наиболее интересна тектонизированная кровля ирендыкской толщи в районе д. Файзуллино, где своеобразная тектоническая брекчия (см. фиг. 6) могла быть образована и ранее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение специфических грубообломочных образований — осадочно-тектонических брекчий — в зоне Восточно-Ирендыкского разлома позволило прийти к выводам о движениях, которые происходили по этому разлому, начиная с эйфеля, со времени отложения обломочного материала. В эйфеле Восточно-Ирендыкский разлом ограничивал с востока не только Ирендыкскую зону, но и всю включающую ее зону нижнедевонско-эйфельской островной дуги [5]. Он служил в предживетское время естественной линией ограничения зоны островной дуги с востока и явился причиной образования приразломного уступа, на склоне которого формировались обломочный материал и свалы олистостром. В пользу существования уступа свидетельствует наличие приразломной Абзакской синклинали, выполненной живетской толщей, основание которой сложено осадочно-тектоническими брекчиями линзовидного тела 3 (см. фиг. 2), что проследивается в районе деревень Гадельша и Абзаково и севернее д. Файзуллино. Такая приуроченность к приразломному усту-

пу характерна и для олистостром, что неоднократно отмечалось многими исследователями [9, 10, 13]. Формирование и накопление обломочного материала изученных линзовидных тел оказывается, таким образом, тесно связанным с наличием приразломного уступа, самым разломом, с движениями по нему. Эти движения не были значительными и сводились к неравномерному воздыманию крыльев разлома, вызывали усиление размыва и отдельные обвалы и оползни. Следовательно, осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи», прослеженные на расстоянии 100 км, содержащие типичные олистостромы типа свалов, образовались



Фиг. 7. Типы контакта поздних мелководных слоев базальтовых лав ирендыкской толщи ($D_1-D_2e_1^{ir}$) с полого надвинутой на них вулканогенно-осадочной толщей живета (D_2gv) в районе правобережья р. Таналык между деревнями Гадилево и Сагитово. А — пологое надвигание, Б — надвигание с подвертыванием фронтальной части надвигаемой толщи об упор, роль которого играет позднеирендыкский вулканический массив у д. Сагитово; 1 — слоистая толща улутауской свиты; 2 — позднеирендыкские вулканы; 3 — зона гематитизированных, окварцованных и рассланцованных пород; 4 — кварц-гематитовая порода без реликтов первичных пород, сильно перемятая с фрагментами зеркал скольжения

в зоне Восточно-Ирендыкского разлома, совпадающего с восточным краем вулканической островной дуги. Движения по этому разлому и явились причиной их формирования.

Изучение тектонизации и рассланцевания обломочных пород в подошве улутауской свиты позволило установить тектонический срыв и локальные надвиги толщи улутауской свиты на ирендыкскую. Явление надвигания четко выражено как на меридионально ориентированном отрезке контакта ирендыкской и улутауской толщ от д. Файзуллино до Баймурзино (см. фиг. 1, обн. 4—6), так и на тех участках, где линия контакта переходит с меридионального направления на субширотное. Надвигание происходило с востока на запад, юго-запад. В интервале к югу от д. Файзуллино и севернее д. Гадельша Восточно-Ирендыкский разлом с живетского времени был перекрыт вулканогенно-осадочными отложениями улутауской свиты. Эта толща единственная из сохранившихся и самая нижняя из перекрывающих отложений, поэтому ее тектонические преобразования отражают все движения по разлому, начиная от живета. Надвигание, вероятно, было вызвано надвиго-взбросовыми движениями по Восточно-Ирендыкскому разлому при режиме общего субширотного сжатия уже после окончательного формирования толщ нижнего и среднего девона ($D_3?$).

Литература

1. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
2. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П., Мареница Т. Ю.* Формационный анализ колчеданосных областей как основа составления карт прогнозов на колчеданные руды на примере Южного Урала.— Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
3. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* История развития магматизма и тектоники структурно-формационных зон силуро-среднедевонского этапа Магнитогорского мегасинклинория.— Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
4. *Водорезов Г. И., Лозовой М. В., Маслов В. А.* К вопросу о выделении на Южном Урале в среднем девоне гадиловской толщи.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, М.: Недра, 1965, вып. 4.
5. *Коптева В. В.* О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
6. *Коптева В. В.* Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчи в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба.— В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и вопросы колчеданосности вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.
7. *Коптева В. В., Самыгин С. Г.* Об особенностях палеогеографии западного борта Магнитогорского прогиба на рубеже ирендыкского и улутауского времени.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Урала (чтения им. акад. А. Н. Заварицкого, III). Уфа, 1975.
8. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук. М.: 1975.
9. *Леонов М. Г.* Тектонический режим эпох образования олистостром.— Геотектоника, 1976, № 3.
10. *Леонов М. Г., Соколов С. Д., Щерба И. Г.* Олистостромы в структуре Альпийского пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
11. *Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б., Уразаев К. А., Бояркин А. П., Кулагина М. А., Родичева З. И.* Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. Уфа, 1975.
12. *Сопко П. Ф., Исмаилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н.* Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М.: Наука, 1973.
13. *Щерба И. Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 97—108.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
1.IV.1980

УДК 551.861/862(55)

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ НАКОПЛЕНИЯ
НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ИРАНЕ**

БРАГИН Ю. Н., ГОЛУБЕВ С. А., ПОЛЯНСКИЙ Б. В.

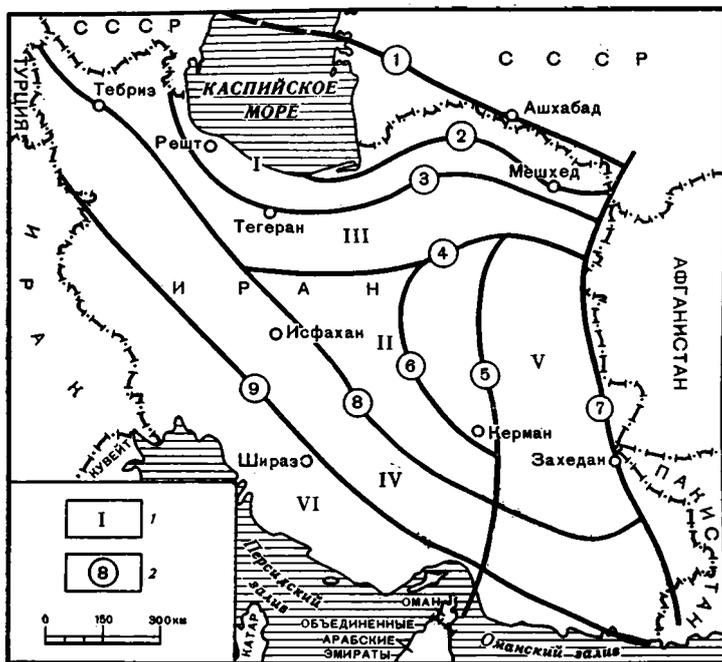
Накопление верхнетриасово-юрских угленосных отложений Ирана происходило в пределах тектонически-разнородной территории Средиземноморского пояса на стыке с Туранской платформой в условиях аллювиально-дельтовых равнин, которые к югу сменялись морскими условиями седиментации. Эта палеогеографическая обстановка осложнялась вторичной палеоландшафтной зональностью, обусловленной в значительной степени блоковым строением территории Ирана. Отдельные блоки, приподнятые вдоль ограничивавших их разломов, образовывали архипелаг низменных островов и оказывали влияние на распределение торфонакопления и морских фаций.

Впервые на новой стратиграфической основе путем корреляции более чем 40 литолого-стратиграфических разрезов показана смена во времени и пространстве палеоландшафтных обстановок для трех основных этапов поздне триасово-юрского осадко- и торфонакопления.

В последние годы благодаря работам советских, югославских и иранских геологов накоплен большой фактический материал по геологии нижнемезозойских угленосных отложений Ирана, который в большой степени уже опубликован как в СССР, так и за рубежом. Этот материал позволяет реконструировать условия накопления этих отложений, что дает возможность прогнозировать распространение угленосности на малоизученных площадях не только Ирана, но и сопредельных районов. Настоящая работа посвящена подобным реконструкциям и подготовлена на основе опубликованных исследований.

С триасово-юрской историей развития Ирана связан непрерывный процесс накопления континентальных, прибрежно-морских и морских отложений в пределах конседиментационных прогибов, развивавшихся на активизированной палеозойской платформе. Этот процесс ограничен во времени двумя перерывами: ладинско-карнийским и предбаррем-аптским. Между этими перерывами палеогеографические условия осадко- и торфонакопления определялись положением Ирана в общей структуре Средиземноморского пояса и, в частности, близостью его к Туранской палеоплатформе. В прилегающих к ней участках на территории Ирана преобладала обстановка континентального торфонакопления, которая к югу сменялась обстановками прибрежно-морского и морского осадконакопления. Морские условия в раннем мезозое господствовали на значительной территории Средиземноморского пояса, а также на Аравийской платформе.

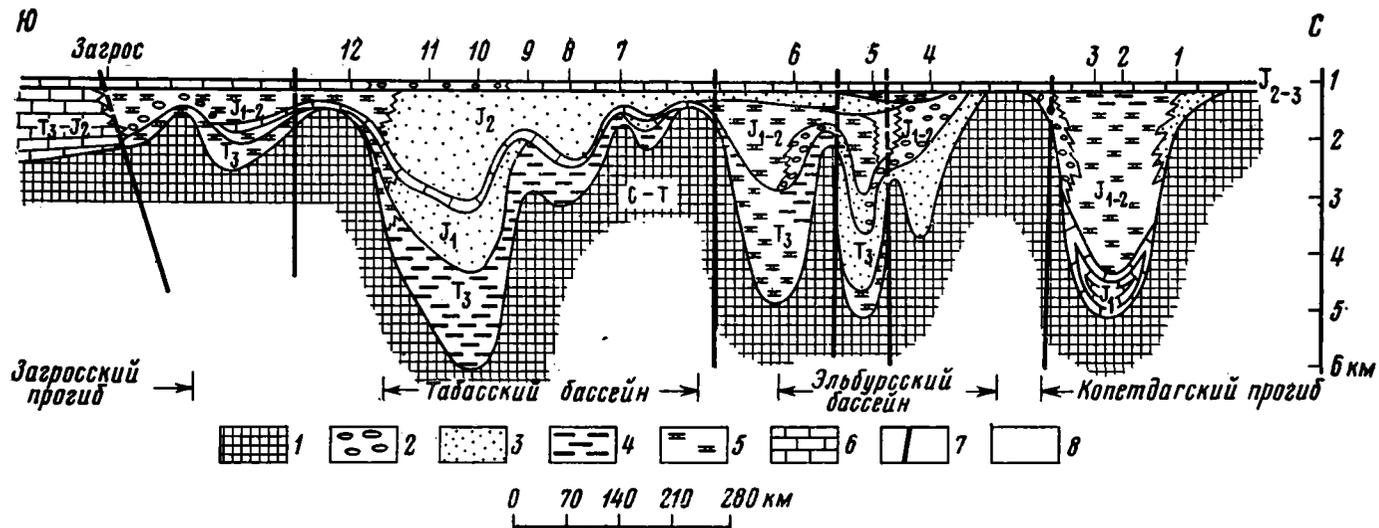
Указанная региональная палеогеографическая зональность была осложнена вторичной палеоландшафтной и структурно-фациальной зональностью, связанной с блоково-надвиговым строением территории Ирана. Эти структурно-фациальные зоны были ограничены, как правило, конседиментационными разломами (фиг. 1, 2). Смена обстановок



Фиг. 1. Структурно-тектоническая схема Ирана
 1 — тектонические блоки: I — Эльбурс-Копетдагский, II — Центрально-Иранский, III — Кавирский, IV — Хамадан-Сирджданский, V — Восточно-Иранский, VI — Загросский; 2 — основные разломы: 1 — Южно-Туркменский, 2 — Центрально-Эльбрусский, 3 — Южно-Эльбрусский, 4 — Южно-Кавирский, 5 — Оман-Табасский, 6 — Кухбананский, 7 — Ирано-Афганский, 8 — Табриз-Базманский, 9 — Загросский

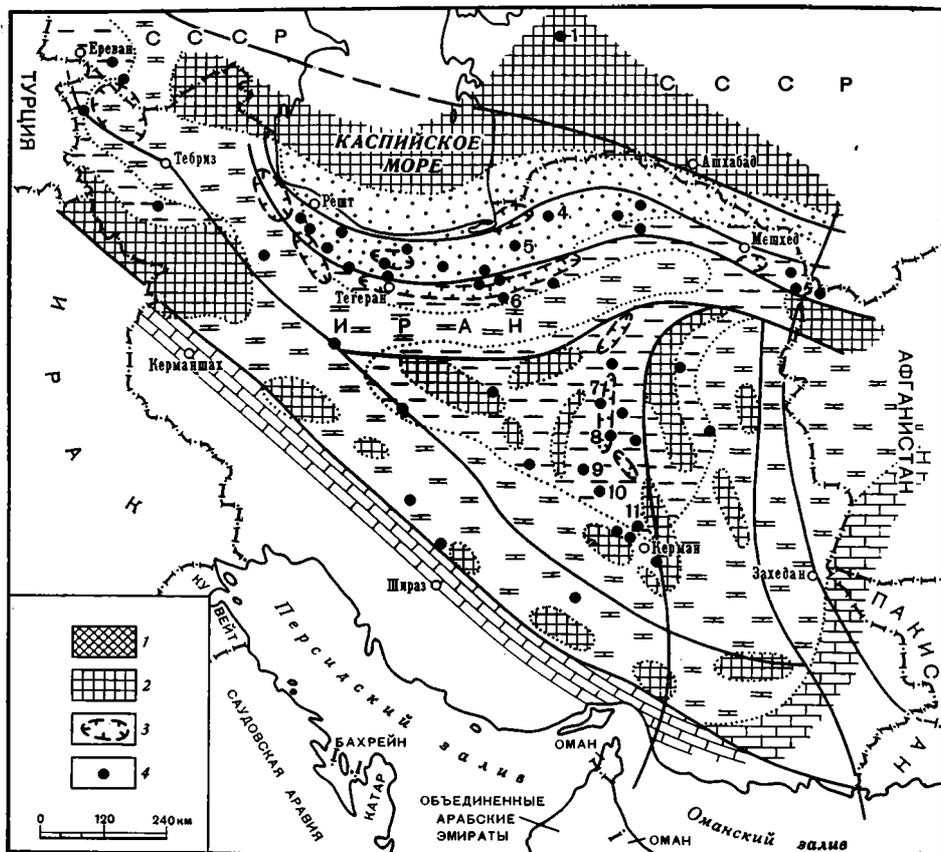
осадко- и торфонакопления в раннем мезозое лишь иногда приурочена к определенным стратиграфическим уровням, а чаще характеризуется сложным соотношением во времени и пространстве. Тем не менее можно наметить два рубежа, где она проявляется наиболее контрастно: на границе триаса — юры и в конце средней юры. Это положение наглядно иллюстрируют палеогеографические карты трех этапов осадко- и торфонакопления (фиг. 3, 4, 5): средне- и позднетриасовый — отложения серий Нейбанд, Экрасар, нижней части серии Шемшек, Джерманисской серии Закавказья; ранне-среднеюрский — отложения верхней части серии Шемшек, аалена — байоса Туаркыра и средне-позднеюрский — отложения серий Багамшах, Ассадабад, Даличай, Кале-Дохтар, Эсфандиар, Лар, Шал (фиг. 6).

Средне-позднетриасовый этап. В конце среднего триаса значительная часть территории Ирана представляла собой расчлененную сушу с широко развитыми процессами латеритизации. Морской бассейн с преимущественно карбонатной седиментацией располагался к югу от зоны Загросских разломов. Лишь отдельные заливы его проникали в глубь рассматриваемой территории и обуславливали почти непрерывное осадконакопление в Нейбандском, Кашанском и, вероятно, Мешхедском прогибах. Возможно, что в Мешхедский прогиб море проникало со стороны Банди-Туркестанского прогиба Афганистана, где происходила непрерывная морская седиментация. Начало позднего триаса (карнийский век) знаменуется широкой трансгрессией Загросского моря далеко на север, которая к началу норийского века охватила всю территорию Ирана вплоть до южной окраины Туранской платформы и значительную часть территории Закавказья. Результатом трансгрессии явился довольно однообразный комплекс мелководных карбонатно-терригенных осад-



Фиг. 2. Структурно-фациальный профиль вкрест простирания основных структур Ирана
 1 — расчлененный рельеф фундамента; 2 — аллювиально-пролювиальные осадки, слаботорфоносные; 3 — торфоносные осадки аллювиально-дельтовой равнины; 4 — торфоносные прибрежно-морские осадки; 5 — терригенные и карбо-

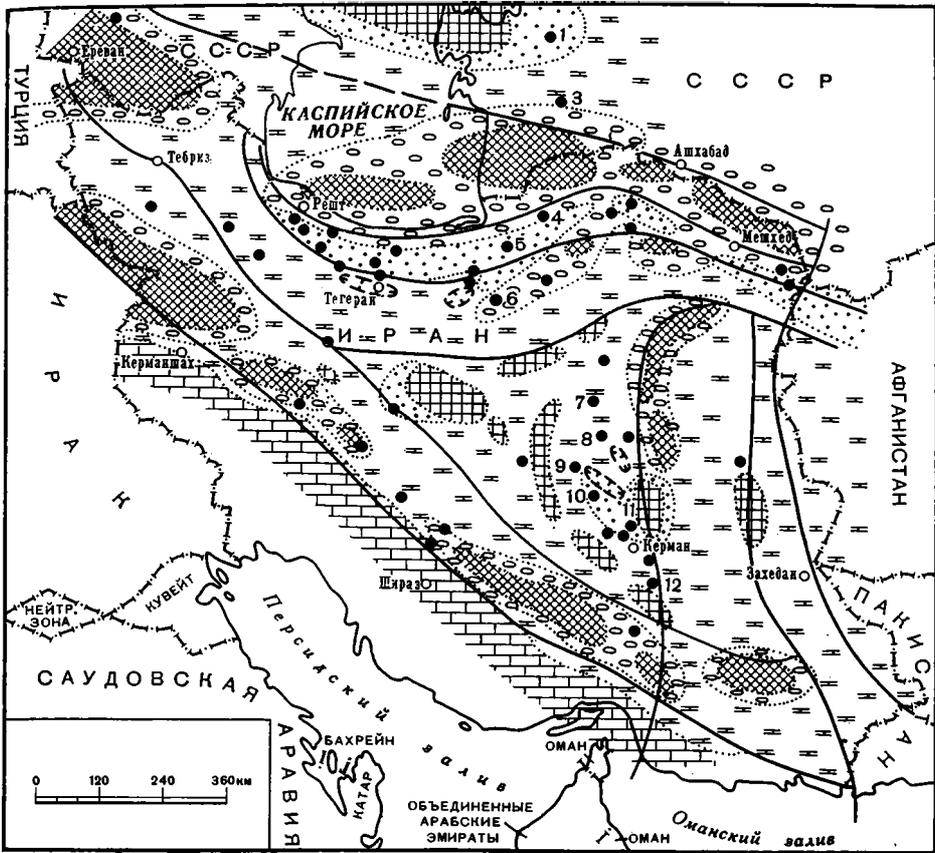
натно-терригенные морские осадки; 6 — карбонатные морские осадки; 7 — глубинные разломы; 8 — номера опорных разрезов: 1 — Туаркы, 2 — Большой Балхан, 3 — Западный Копетдаг, 4 — Гешлаг, 5 — Тазаре, 6 — Джам, 7 — Кучек-Али, 8 — Калишур, 9 — Бухабад, 10 — Пабеда, 11 — Бабнису, 12 — Райн



Фиг. 3. Схематическая фациально-палеогеографическая карта Ирана в средне-поздне-триасовое время (ладинский — рэтские века)
 1 — гористая суша; 2 — равнинная суша; 3 — островная суша, периодически покрываемая осадками; 4 — точки использованных разрезов; остальные условные обозначения см. на фиг. 2

ков: алевролиты, мелкозернистые карбонатные песчаники, оолитовые и детритовые известняки серий Нейбанд, Экрасар и Джерманис.

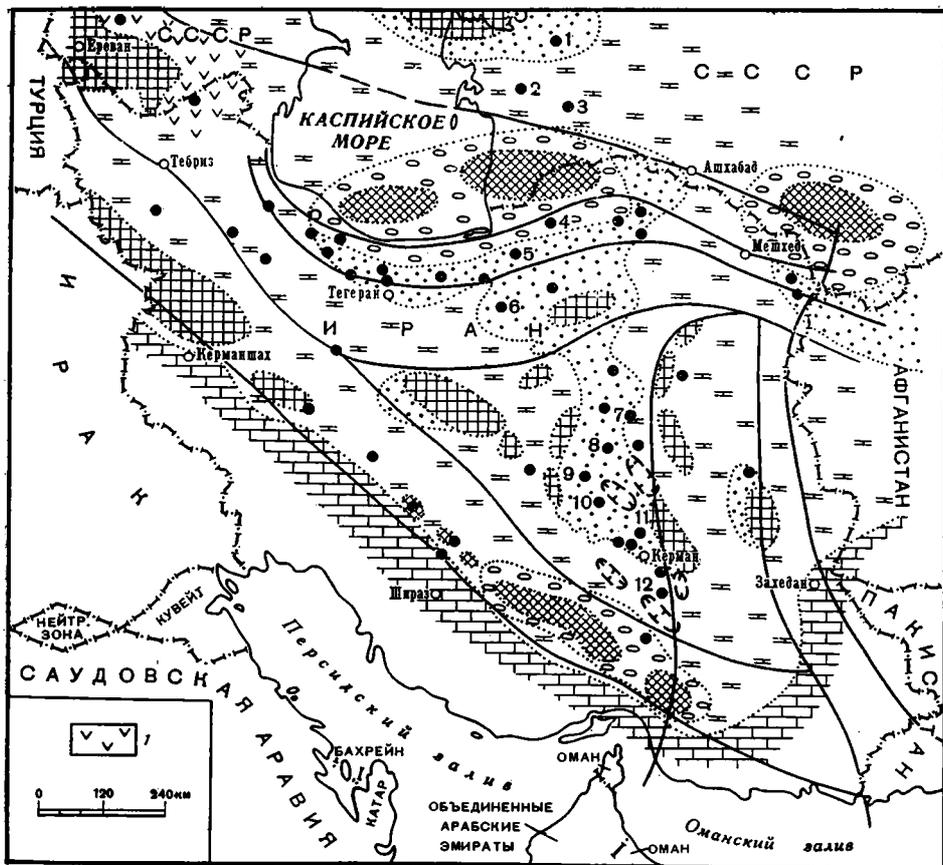
Довольно устойчивый режим морского осадконакопления нарушался вблизи редких поднятий, связанных с начальными этапами тектонической активизации Оман-Табасского, Южно-Эльбурсского и Табриз-Базманского разломов (см. фиг. 1). Приуроченное к первому из них Дарбанд-Шахдадское поднятие представляло собой низменную сушу, окруженную сравнительно узким шлейфом лагуно-дельтовых отложений. Последние подвергались периодическому заболачиванию с образованием неустойчивых на площади, относительно небольших торфяников. Подобная обстановка торфонакопления существовала вблизи Нахичеванского поднятия, связанного с начальными этапами активизации Табриз-Базманского разлома. К Мешхедскому поднятию, возникшему вблизи Южно-Эльбурсского разлома, приурочена более обширная площадь торфонакопления. Но торфяники здесь формировались в зоне прибрежно-морских осадков и дали начало паралическому углям. В конце норийского века тектонические движения достигли своего максимума и окончательно сформировали структурно-палеогеографический план позднего триаса. Территория Ирана была разделена на шесть блоков, каждый из которых представлял определенную палеоландшафтную область (см. фиг. 1). Хамадан-Сирджанский и Восточно-Иранский субмеридиональ-



Фиг. 4. Схематическая фашиально-палеогеографическая карта Ирана в ранне-среднеюрское время; условные обозначения см. на фиг. 2, 3

ные блоки, охватывающие архипелаг низменных островов, были покрыты эпиконтинентальным морем. Наиболее крупная цепь островов располагалась вдоль зоны Загросских разломов, отделяя эпиконтинентальное море с карбонатно-терригенной седиментацией от открытого моря Загроса, где преобладали карбонатные осадки. Развитие в позднем триасе на территории Ирана обширных аллювиально-дельтовых равнин и приморских низменностей в условиях гумидного климата способствовало произрастанию пышной растительности.

Основной областью торфонакопления в позднем триасе (время накопления осадков свиты Калариз) был Эльбурс-Копетдагский блок (см. фиг. 3), который обособился к югу от Туранской платформы. Он представлял собой обширную аллювиально-дельтовую равнину, созданную системой крупных рек. Истоки этих рек находились в пределах Туранской платформы, южная граница которой примерно совпадает с Южно-Туркменским разломом. Существование в позднем триасе Туранской платформы подтверждается весьма незначительной мощностью (40—50 м) верхнетриасовых (норий — рэт?) отложений на Туаркырском поднятии, представленных в основном породами переотложенной латеритной коры выветривания: аллитами, песчаниками, глинами [1]. Об этом же свидетельствуют резкое сокращение мощностей каларизской свиты (до 120—150 м) и крайне низкая ее угленосность в разрезах Боджнурд и Джаджарм, расположенных довольно близко к южному краю платформы. Туранская платформа, очевидно, простиралась в пределы За-

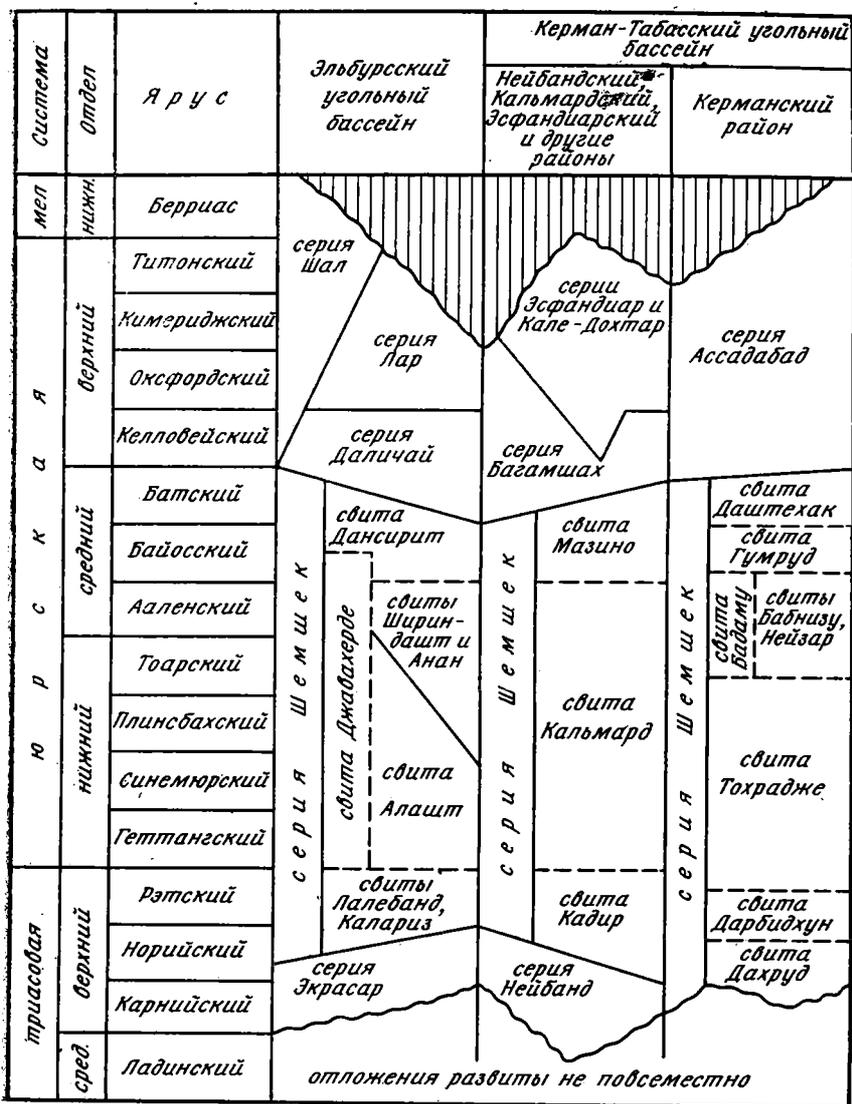


Фиг. 5. Схематическая фашиально-палеогеографическая карта Ирана в среднеюрское время (батский век)
 1 — вулканогенные осадки, морские и континентальные; остальные условные обозначения см. на фиг. 2, 3

кавказья, на значительной части которого отсутствуют верхнетриасовые отложения [2].

Аллювиально-дельтовая равнина была осложнена локальными поднятиями, служившими дополнительными источниками сноса мелкообломочного терригенного материала. К югу от современных горных сооружений Эльбурса эта равнина переходила в приморскую низменность с сетью мелких островов. Максимальная протяженность аллювиально-дельтовой равнины от области сноса до перехода ее в приморскую низменность достигла, по-видимому, 300 км (см. фиг. 3). Такая протяженность этой равнины обусловлена значительной площадью водосбора, т. е. размером палеосуши, а также ее равнинным характером. Аллювиально-дельтовая равнина периодически покрывалась системой крупных и мелких заболачивавшихся озер. Эта периодичность, связанная с многократным оживлением и затуханием деятельности рек, является причиной циклического строения разреза отложений каларизской свиты и наличия в ее составе многочисленных угольных пластов. Следует отметить, что продолжительно существовавшие озерно-болотные обстановки, наиболее благоприятные для образования лимнических торфяников, имели место только в северной части Эльбурсского блока.

Центрально-Иранский блок во время накопления осадков свиты Кадир и нижнетохраджехской подсвиты представлял собой архипелаг низменных островов среди мелководного моря, пространственно тяготею-



Фиг. 6. Схема стратиграфии нижнемезозойских угленосных отложений Ирана [6, 7]

ших к разломам. Сложены они метаморфическими породами протерозоя и карбонатными породами палеозоя — среднего триаса. Судя по литологическому составу окружающих их отложений (алевролиты, мелкозернистые песчаники), отдельные останцы которых можно наблюдать среди пород протерозойского метаморфического комплекса (Чадор-Малю, Кашан), эти острова не подвергались активному размытию. Крупная цепь островов простиралась вдоль Оман-Табасского глубинного разлома. Узкие шлейфы аллювиально-дельтовых отложений окружали острова этой цепи. С Шахрудским островом связана аллювиально-дельтовая равнина. Расположенный к западу от нее Восточно-Иранский блок был осложнен только подводными грядами. Последние представляли собой конседиментационные поднятия и существенного изменения в общий ход морского осадконакопления не вносили, хотя и ограничивали распространение болотных фаций. Наиболее крупным конседиментационным поднятием на территории Восточно-Иранского блока в позднем

триасе было Кальмардское, которое протягивалось в субмеридиональном направлении более чем на 150 км при средней ширине 15—20 км. При такой же ширине Дарбандское и Раварское поднятия имели длину 40—60 км.

Периодические регрессии эпиконтинентального моря за пределы Центрально-Иранского блока создавали благоприятные обстановки для формирования торфяников. Последние были довольно широко распространены в пределах этого блока, за исключением зон конседиментационных поднятий, с чем связаны значительные колебания угленосности отложений свиты Кадир. Паралическое торфонакопление позднего триаса, доминировавшее на площади Центрально-Иранского блока, сочеталось с лимническим торфонакоплением в его юго-восточной части (Керманский район), где наибольшее развитие торфяников наблюдалось в верховьях аллювиально-дельтовой равнины. По мере продвижения на северо-запад они сменялись лагунно-дельтовыми фациями при полном подавлении озерно-болотных. Эта закономерность хорошо подтверждается фактическим материалом по Керманскому месторождению. В юго-восточной части его на участках Бабнису, Эшкели, Дарегор отложения нижнетохраджехской подсвиты имеют максимальную угленосность, а в северо-западной части на участке Пабеда — минимальную. В небольших масштабах паралическое торфонакопление происходило вблизи некоторых островных поднятий Кавирского, Хамадан-Сиджанского и Восточно-Иранского блоков. Более значительная площадь торфонакопления располагалась в восточной части Кавирского блока. По-видимому, она является продолжением крупной угленосной зоны Банди-Туркестанского прогиба Северного Афганистана.

Ранне-среднеюрский этап. На границе триаса и юры в Иране имели место перемещения блоков по разломам, которые не сопровождались складчатостью и не привели к заметным перерывам в осадконакоплении. Однако они существенно изменили общий палеогеографический план позднего триаса, резко сократив площадь торфонакопления (см. фиг. 4). К северу от Эльбурса в связи с воздыманием Эльбурс-Копетдагского блока возникла субширотная система горных цепей (Копетдагская палеосуша), которая стала основным источником терригенного материала при накоплении осадков в ранней юре. Ее окаймляла полоса аллювиально-пролювиальных отложений, служившая основной областью торфонакопления. Далее к югу подавляющая часть Ирана была занята морским эпиконтинентальным бассейном. В центральной его части (Центрально-Иранский блок) располагалась группа низменных и гористых островов. Некоторые из них были окружены узким шлейфом континентальных осадков, к которым приурочены локальные участки торфонакопления. Этот эпиконтинентальный бассейн на западе через проливы соединялся с раннеюрскими морями Закавказья и Турции, а на востоке имел прямое продолжение на территорию Афганистана. От открытого моря Загроса он был отделен цепью островов, возникших в результате воздымания южной части Хамадан-Сирджанского блока вдоль системы Загросских разломов. Как уже указывалось, основной площадью раннеюрского торфонакопления являлся Эльбурс-Копетдагский блок. Древнекиммерийскими движениями он был разбит на три узких субширотных блока (или структурно-фациальные зоны) с присущими каждому из них фациальными обстановками и скоростями погружения.

В северной структурно-фациальной зоне происходило накопление грубообломочного материала (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники свиты Джавахерде), переносимого горными реками. Изредка возникали озерные обстановки с весьма кратковременными периодами заболачивания. Условия, благоприятные для произрастания и захоронения растительности, почти не существовали. В Центральной

структурно-фациальной зоне интенсивность гидродинамического режима рек постепенно снижалась и они приобретали равнинный характер. Происходило отложение более тонкого терригенного материала (отложения свиты Алашт). Слившись между собой, долины рек образовали аллювиально-дельтовую равнину небольшой протяженности (20—35 км). Масовые замеры ориентировки галек из основания отложений свит Алашт, Джавахерде, произведенные в различных пунктах Эльбурса, показывают, что палеодолины рек имели субмеридиональное простирание, а реки текли с севера на юг. Основная разгрузка водных потоков происходила в Южной структурно-фациальной зоне, где господствовала типичная лагунно-дельтовая обстановка. В условиях аллювиально-дельтовой равнины многократно формировались озера с продолжительными периодами заболачивания. Следствием этого является относительно высокая, но очень неустойчивая в пространстве, угленосность отложений верхней части свиты Алашт в Центральной структурно-фациальной зоне.

Южная структурно-фациальная зона Эльбурса, как указывалось выше, в начале раннеюрской эпохи представляла область развития лагунно-дельтовых фаций. Начиная с синемюрского века, эта зона была постоянно связана с морем, которое периодически подтапливало отдельные участки дельты. Неустойчивая гидродинамическая обстановка не благоприятствовала развитию болот, которые отличались кратковременностью существования и небольшими размерами. Вследствие этого отложения свиты Алашт в южной зоне практически не угленосны. Протяженность подводных дельт и входящих в их состав лагун, вероятно, не превышала 25—75 км. Рассмотренная структурно-фациальная зональность Эльбурса в ранней юре осложнена системой небольших гористых поднятий, приуроченных к Южно-Эльбурсскому разлому. Последние, по-видимому, были источниками грубообломочного материала, который присутствует в составе отложений свиты Алашт в районах Джам и Торуд.

Очень ограниченная площадь торфонакопления существовала в ранней юре в пределах Восточно-Иранского блока. Пространственно она была связана с южной оконечностью равнинной суши Шотори, приуроченной к Оман-Табасскому глубинному разлому. Торфонакопление происходило в условиях аллювиально-дельтовой равнины, образованной мелкими реками, стекавшими с этой суши. Песчано-глинистые отложения равнины характеризуются непосредственным переходом в морские известняково-глинистые отложения, который можно наблюдать на угольном месторождении Бадаму и у пос. Буль-Булю [4]. В составе их заметно преобладают лагунные фации при резкой подчиненности озерных и озерно-болотных, что обуславливает весьма низкую угленосность средней и верхней подсвиты Тохрадже. Весьма сходная по масштабам и характеру торфонакопления фациальная обстановка существовала в западной части Кашанского поднятия, расположенного в пределах Центрально-Иранского блока.

Конец плинсбазского — начало тоарского веков знаменуется широкой трансгрессией Загросского моря, которая охватила подавляющую часть территории Ирана. Ее северная граница проходила примерно в центральной части Эльбурса. Эта трансгрессия просуществовала до конца ааленского — начала байосского веков и обусловила отложение довольно неоднородных в литологическом отношении осадков. В южной части Эльбурсского блока и, по-видимому, на всей площади Кавирского блока, преобладали песчано-глинистые отложения свиты Шириндашт. На площади остальных структур Ирана наряду с ними присутствуют оолитовые и органогенно-детритовые известняки с обилием пелелипод и кораллов [5]. Карбонатные породы наиболее развиты в пределах Восточно-Иранского блока (отложения свиты Кальмард). С одним из этапов этой трансгрессии, который отвечает ее максимуму, связано отложе-

ние оолитовых известняков, слагающих горизонт Бадаму. Море в это время покрыло почти все ранее существовавшие острова, включая унаследованные с палеозоя поднятия вблизи Загросского и Оман-Табасского разломов. Об этом свидетельствуют полученные в последнее время данные о непосредственном залегании известняков горизонта Бадаму на порогах палеозоя в Ардеканском районе, в районе Шотори [10] и юго-восточнее г. Кермана у дер. Райен (наши наблюдения).

В рассматриваемое время торфонакопление происходило только в Эльбурсе и характеризовалось весьма незначительными масштабами. Копетдагская палеосуша продолжала подвергаться активной денудации и оставалась основным источником сноса обломочного материала. Судя по его крупности (конгломераты средней части свиты Джавахерде, крупнозернистые песчаники и конгломераты свиты Анан), эрозионные процессы проходили очень активно. Однако трансгрессия моря привела к сокращению площади континентальных осадков до ширины 75—80 км. Аллювиально-дельтовая равнина как единица ландшафта потеряла свое самостоятельное значение. Из континентальных водоемов основное значение приобрели озера, приуроченные к речным долинам. По сравнению с озерами аллювиально-дельтовых равнин они имели гораздо меньшие размеры. При дальнейшем заболачивании на их месте возникали также весьма ограниченные по размерам торфяники. Озерно-болотные обстановки этого времени характеризовались непродолжительностью своего существования. И только на отдельных участках в Центральной структурно-фациальной зоне Эльбурса процессы заболачивания приводили к накоплению довольно мощных торфяников, из которых образовались угольные пласты рабочей мощности.

В начале ааленского века море заняло почти всю площадь Центральной структурно-фациальной зоны Эльбурса. Область континентального осадконакопления еще больше сократилась до пределов Северной структурно-фациальной зоны. Естественно, что отдельные ингрессии моря проникали по наиболее крупным депрессиям еще дальше на север. Активный гидродинамический режим рек, почти на всем протяжении обусловленный близостью источников питания (Южно-Каспийская суша), отрицательно сказался на возникновении оптимальных условий для торфообразования. В конце ааленского — начале байосского веков произошла крупная перестройка палеогеографического плана Ирана. Благодаря подвижкам по Оман-Табасскому и Бухабадскому разломам образовалась крупная меридиональная структурно-фациальная зона, которая соединяла Эльбурс-Копетдагский блок с Центрально-Иранским. Протяженность ее составила свыше 700 км при средней ширине 120—150 км. В байосе эта зона представляла собой аллювиально-дельтовую равнину и являлась самой крупной площадью раннемезозойского торфонакопления в Иране (см. фиг. 4).

Основным источником поступавшего в нее терригенного материала служила Копетдагская горная цепь. Ее продолжением на востоке являлась Южно-Таджикская палеосуша, с которой, очевидно, была пространственно связана следующая крупная площадь байосского континентального торфонакопления, находящаяся преимущественно на территории северного Афганистана (Банди-Туркестанский прогиб). От равнинной палеосуши Закавказья на западе Копетдагская горная цепь отделена крупным морским проливом. Подобный же пролив на месте Копетдагского прогиба отделял ее от Туаркырской равнинной палеосуши и приуроченной к ней площади континентального торфонакопления. Островные участки равнинной суши в байосское время имелись на территории Центрально-Иранского и Восточно-Иранского блоков. К некоторым из них приурочены небольшие площади паралического торфонакопления (Тарг и др.). Крупная горная суша располагалась в районе г. Сирджана. Вблизи ее в средней юре накопилась толща туфогенных конгло-

мератов и песчаников мощностью 960 м [9]. Цепью мелких поднятий она соединялась с равнинной сушей Санандаджа. Все эти участки суши возникли в байосское время благодаря подвижкам вдоль зоны Загросских разломов.

Преобладающую часть Ирана в байосе занимало эпиконтинентальное море, которое господствовало в это время на территории Средиземноморского пояса. В нем происходило накопление преимущественно карбонатно-терригенных осадков. Лишь в юго-восточной части Хамадан-Сирджанского блока и в Закавказье отлагались вулканогенные осадки. Северная граница акватории открытого моря с карбонатным осадконакоплением совпадала с зоной Загросских разломов и на меридиане Оман-Табасского разлома резко поворачивала на север, уходя в сторону Аргандабского и Кабульского поднятий Афганистана [8].

Палеогеографическая обстановка осадко- и торфонакопления в Иране имела ряд особенностей в байосское время. Привносимый горными потоками с Копетдагского хребта грубообломочный материал (гравелиты, конгломераты свиты Джавахерде) отлагался в северной части Эльбурса. Далее на юг размер обломков постепенно уменьшался и на остальной площади Эльбурс-Копетдагского, а также частично Кавирского блоков преобладали алеврито-песчаные осадки озерно-аллювиального генезиса (отложения свиты Дансирит). В пределы Восточно-Иранского блока поступал уже хорошо отсортированный песчано-алевритовый материал, который накапливался в условиях наземных и подводных дельт, лагун и озер (отложения свиты Мазино). Некоторое изменение литолого-фациального состава байосских осадков наблюдается в Керманском районе и выражается в появлении аллювиальных крупнозернистых песчаников и конгломератов среди отложений свит Гумруд и Даштехак. Особенно интересны так называемые чешуйчатые песчаники, содержащие плоские обломки и чешуйки метаморфических глинистых сланцев палеозоя [6]. Присутствие аллювиальных осадков в низовьях аллювиально-дельтовой равнины вблизи от ее перехода в морской бассейн может быть объяснено только размывом местных источников терригенного материала. Одним из них могло быть Дарбандское поднятие, расположенное к северо-востоку от Керманского района вдоль Оман-Табасского разлома [3].

Грубообломочный материал, который поставляла Сирджанская горная суша, не достигал пределов Керманского района. В разрезе у дер. Райен, находящемся юго-восточнее г. Кермана, байос представлен морскими, преимущественно алевритовыми отложениями, которые свидетельствуют о наличии морского бассейна, отделявшего эту сушу от низовьев аллювиально-дельтовой равнины. Аллювиально-дельтовая обстановка осадконакопления, существовавшая в байосское время в пределах Северного и Центрального Ирана, была весьма благоприятной для торфонакопления. Периодическое заболачивание обширных пространств лагунных и озерных водоемов приводило к образованию протяженных торфяников, а довольно интенсивное опускание этой тектонически активной зоны — к накоплению значительного количества биомассы. Следствием этого является высокая угленосность отложений свит Гумруд, Мазино и наличие в их составе самых мощных в триас-юрском разрезе угольных пластов. Следует отметить, что прибрежно-морские обстановки осадконакопления в байосское время были менее благоприятны для развития торфяников. Об этом свидетельствует крайне низкая угленосность морских отложений свиты Мазино в восточной части Керман-Табасского угольного бассейна (район Парварде-Кадир).

Средне-позднеюрский этап. В конце байосского — начале батского веков последовала наиболее крупная трансгрессия Загросского моря, которая охватила практически всю территорию Ирана и распространилась далеко за его пределы (см. фиг. 5). С начальным этапом этой трансгрес-

сии связано отложение известняка Табас в пределах Центрально-Иранского, Восточно-Иранского и частично Кавирского блоков. По-видимому, к этому же времени приурочено начало накопления осадков серии Ассадабад в Керманском районе. Возможно, базальные конгломераты серии Ассадабад, содержащие прослой алевролитов с морской фауной и даже линзы известняка, являются возрастным аналогом известняка Табас. Образование конгломератов связано с размывом островной Раварской палеосуши, которая благодаря активизации Оман-Табасского разлома в позднебайосское — батское время приобрела горный характер. На протяжении поздней юры (и частично раннего мела) на территории рассматриваемых блоков господствовала обстановка морского осадконакопления. В позднем бате отлагались преимущественно песчано-алевритовые осадки (отложения серии Багамшах), которые в оксфорде (местами в кимеридже) сменялись карбонатными. Вся остальная часть Ирана с позднего байоса до берриаса была областью устойчивого морского карбонатного осадконакопления (отложения серий Даличай, Лар, Шал).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье впервые даны палеогеографические реконструкции, основанные на детальной поэтапной корреляции процессов накопления парагенетически единой угленосной формации Ирана. Каждая из составляющих ее подформаций отражает определенный трансгрессивно-регрессионный этап развития: поздне триасовый, раннеюрский и среднеюрский.

Главная трудность в решении задач палеогеографических построений на основе литолого-фациального анализа — достоверно воссоздать сложные процессы накопления угленосной формации в палеотектонически и палеогеографически неоднородном регионе на стыке обширной зоны накопления чередующихся континентальных, прибрежно-морских и морских отложений Тетиса с зонами континентальной седиментации на Туранской платформе. Такая общая субширотная палеоландшафтная зональность осложнилась вторичной структурно-фациальной зональностью, связанной с блоково-надвиговым строением территории Ирана. Осадконакопление происходило в пределах полуизолированных прогибов, развивавшихся на активизированном палеозойском платформенном основании. Прогибы были разделены, особенно в позднем триасе, конседиментационными поднятиями, местами ограниченными разломами.

Временные границы трех этапов накопления формации обоснованы сменой обстановок осадко- и торфонакопления и не всегда приурочены к стратиграфическим уровням. Можно наметить три рубежа резкого изменения палеоландшафтов: на границе триаса — юры, на границе нижней — средней и в конце средней юры, которые определялись как тектоническими причинами, так и палеогеографическими, — морскими трансгрессиями в карнии — рэте, тоаре — байосе и бате — кимеридже.

Для средне-поздне триасового этапа характерно широкое распространение морского бассейна, который в нории охватил большую часть территории Ирана вплоть до южной окраины Туранской платформы. В Северном Иране, южнее Туранских поднятий, образовалась обширная аллювиально-дельтовая равнина, где формировались торфяники лимнического типа. Эта равнина к югу переходила в приморскую низменность с системой небольших поднятий, ориентированных в основном вдоль конседиментационных разломов. К поднятиям приурочены зоны прибрежно-морской седиментации и торфонакопления, давшие начало паралическим углям в районе Нейбанда и местами в районе Кермана. На границе триаса — юры существенно изменился общий палеогеографический план Ирана, значительно сократились области торфонакопления. Южная окраина Туранской платформы расчленилась на ряд воз-

вышенностей. Центральнo-Туранская суша сохранила в юре преемственность с триаса, но некоторые поднятия, как и на севере Ирана, приобрели гористый характер, особенно вдоль разломов. В конце плинсбаха — начале тоара произошла вторая в мезозое широкая трансгрессия Тетиса, охватившая вплоть до начала байоса практически всю территорию Ирана. Этот морской бассейн на западе соединялся с эпиконтинентальными морями Закавказья и Турции, а на востоке проникал в Афганистан. При этом вдоль Загросских разломов с триаса сохранилась цепь островов.

С началом байоса связана крупная ландшафтная перестройка Ирана. Благодаря поднятиям по субмеридиональным разломам образовалась обширная структурно-фациальная зона, объединившая Эльбурс-Копетдагский и Центральнo-Иранский блоки. Это была выступающая к югу в виде островной суши аллювиально-дельтовая равнина с самым мощным в мезозое торфонакоплением в Иране. Копетдагские поднятия служили основным источником поступления обломочного материала. Остальную часть Ирана занимал эпиконтинентальный морской бассейн, который в поздней юре уже охватил весь Иран и распространился далеко за его пределы. Большинство поднятий было сивелировано, сохранились лишь в Центральном Иране отдельные унаследованные с триаса острова.

Рассмотренные палеогеографические реконструкции трех основных этапов накопления триасово-юрской угленосной формации Ирана дают общую картину эволюции палеоландшафтов и могут служить основой прогноза угленосности на закрытых и малонизученных площадях Ирана и прилегающих территориях.

Литература

1. Баранова З. Е., Буракова А. Т., Бекасова Н. Б. Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Новая серия. М., Гостоптехиздат, 1963, т. 88, вып. 13.
2. Объяснительная записка к проектам схемы стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Под ред. Л. Л. Кипарисовой, Л., ВСЕГЕИ, 1973.
3. Полянский Б. В. Основные циклы формирования триасово-юрских прогибов и максимумы угленакопления в Центральном Иране.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10.
4. Полянский Б. В., Кушлин Б. К. Верхнетриасовые отложения и граница триаса и юры в Иране.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9.
5. Полянский Б. В., Рейман В. М. Тоар-байосская трансгрессия в Центральном Иране и тоарский агерматипный коралл.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2.
6. Полянский Б. В., Сафронов Д. С., Сикстель Т. А. Верхнетриасовые и юрские отложения Юго-Восточного Ирана (Керманский район).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. L (6).
7. Садовников Г. Н. Флора угленосной формации Эльбурса. Рукопись депонирована в ВИНТИ 11.6.80., № 2322-80 Деп.
8. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
9. Dimitrijevič D. M., Djoković I., Dimitrijevič M. N., Cvetič S. Geology of Kerman Region.— Inst. for Geol. and Mining Exploration. Rep. No. Yu/52, Beograd, 1973.
10. Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A. Geology of Shotory Range (Tabas area, East Iran).— Geol. Surv. Iran, Rep., 1965, No. 3.

Трест «Артемгеология»,
Артемовск
ВНИИЗарубежгеология,
ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.II.1980

УДК 553.44 : 552.54 : 551.72 (571.56)

О ПРИРОДЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРДАНА

МИНАЕВА М. А., ИОГАНСОН А. К.

Приводятся результаты литолого-фациального изучения рудовмещающих карбонатных отложений верхней подсвиты юдомской свиты на месторождении Сардана и в долине р. Юдомы. Охарактеризованы главные типы карбонатных пород и определены ряды последовательных преобразований фитогенных доломитов в доломиты, полностью перекристаллизованные («неясного генезиса»), в приближении к рудоносным площадям и в их пределах. Показано, что постлитификационные преобразования на участках взаимоперехода доломита в известняк незначительны по масштабам. Подтверждено представление о телах рудовмещающих доломитов как о былых органигенных постройках типа биостромных массивов первично-доломитового состава. Термальные преобразования таких построек выразились не в широком фронте метасоматической доломитизации, а в гидротермальной перекристаллизации доломита. Рассмотрены особенности фациальных обстановок на месторождении Сардана и сделан вывод о ведущей роли в контроле рудных тел доломитовых органигенных построек (биостромных массивов) и их краевых частей. Разработка литолого-фациальной модели рудовмещающей толщи выдвигается как первоочередная задача для определения дальнейшего направления в изучении и оценке месторождения.

В последние годы стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных отложениях венда Юго-Восточной Якутии (Майско-Кыллахская зона) были объектом серьезных исследований. Опубликован ряд работ, посвященных характеристике этих месторождений, вопросам их генезиса и закономерностям размещения оруденения [2, 4, 7, 12, 15]. Получены новые данные о составе и строении вендских отложений в связи с их цинк-свинцовоносностью [3, 8, 11]. Свинцово-цинковое оруденение локализуется в разрезах юдомского типа, который в пределах Майско-Кыллахской зоны наиболее распространен и соответствует юдомской свите в ее типичном проявлении [13]. В направлении на восток существенно карбонатные вендские отложения сменяются безрудными карбонатно-терригенными — чухонной-хандинский тип и терригенными — сытыгинский тип разреза [3].

Юдомская свита в разрезах одноименного типа разделяется на две подсвиты: нижнюю терригенно-кремнисто-карбонатную и верхнюю карбонатную. Значительные колебания мощности (от 60 до 300 м) и состава (от существенно доломитового до существенно известнякового) верхней карбонатной части юдомской свиты послужили основой для деления разрезов юдомского типа на три подтипа: кыллахский, сарданинский и нуучаллахский [8]. В разрезах кыллахского подтипа, распространенного на северо-западе территории, преобладают известняки; мощность верхней подсвиты редуцирована (60—80 м). Нуучаллахский подтип, занимающий юг территории, отличается наибольшей мощностью карбонатной подсвиты (220—300 м) и существенно доломитовым составом ее. Сарданинский подтип, расположенный между первыми двумя, характе-

ризуется переменной мощностью (100—200 м) верхней подсвиты и в среднем равным соотношением известняков и доломитов в ее составе; при этом на коротком расстоянии существенно доломитовые разрезы могут сменяться существенно известняковыми. Большинство известных проявлений свинцово-цинкового оруденения, в том числе основные скопления массивных руд, связаны с сарданинским подтипом разреза.

Главный рудовмещающий тип пород — светлые разнородные («сахаровидные») доломиты, проблема происхождения которых остается дискуссионной. Геологи ЦНИГРИ [5, 12] отстаивают точку зрения о метасоматическом происхождении «сахаровидных» доломитов на этапе эпигенетических преобразований литифицированных или полулитифицированных осадков. В коллективной монографии новосибирских и якутских геологов [15] обосновывается раннедиагенетическое происхождение тех же доломитов за счет «термальной доломитизации еще не литифицированных карбонатных илов». Один из авторов настоящей статьи защищает представление о телах «сахаровидных» доломитов как о перекристаллизованных органогенных постройках (типа биостромных массивов) первично-доломитового состава [7]. Для решения этого дискуссионного вопроса нами в 1977—1978 гг. проведено специальное литологическое исследование. Объектом изучения служили карбонатные отложения верхней подсвиты юдомской свиты в разрезах юдомского типа на разном удалении от рудных тел. Изучались разрезы месторождения Сардана и по р. Юдоме (фиг. 1). Для района Сардана принято расчленение верхнеюдомской подсвиты на пять пачек [7], которые хорошо выделяются в самом восточном разрезе долины рек Юдомы и Кеатан, также относящемся к сарданинскому подтипу. В более западных разрезах р. Юдомы (нуучаллахский подтип) стратификация менее отчетлива, но и здесь в большинстве случаев удается выделить пачку переменной мощности слабобитуминозных горизонтально-слоистых карбонатных пород, аналогичную черной битуминозной пачке jd_2^2 , характерной для Сарданы.

МЕТОДИКА РАБОТ

При полевых исследованиях проводилась постоянная обработка пород 5%-ной HCl, что позволило в обнажениях и керне не только диагностировать породу, но и выявлять характер распределения участков кальцитового и доломитового состава, особенности их контактов и нередко структурные соотношения доломита и кальцита. В сочетании с текстурными наблюдениями это дает возможность для подробной характеристики и предварительного определения типа породы, что затем корректируется изучением окрашенных шлифов, данными карбонатного и ряда дополнительных анализов. Все шлифы были окрашены раствором кислого ализарина, что позволяет четко различать в шлифах красный кальцит и бесцветный доломит. С целью выявления различий в составе доломитов и установления разных стадий их генераций большая часть шлифов обработана трехкомпонентным красителем по методике Л. Е. Штеренберга [16], рекомендованной для карбонатных пород Сарданы геологами ЦНИРГИ [5]. Электрокинетический потенциал определялся по методу, разработанному Т. С. Берлин, А. В. Хабаковым [1] и основанному на измерении суммарной разности потенциалов, возникающей на границе твердых частиц измельченной карбонатной породы и жидкости (дистиллированной воды или слабого раствора KCl). Многолетние исследования, проведенные на большом фактическом материале, позволили создателям метода установить, что различие электрокинетических потенциалов карбонатных пород является отражением условий их образования. Карбонаты неорганического происхождения имеют положительный ζ -потенциал, а биогенного — отрицательный.

ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы разделены по вещественному составу на три группы: известняки, смешанные известково-доломитовые породы, доломиты и по генетическому признаку — на четыре группы: фитогенные, хемогенные, обломочные и неясного генезиса (таблица). Фитогенные породы включают известняки и доломиты преимущественно пелитоморфной или тонко-микрозернистой структуры, в составе которых существенную роль играют различного рода фитолитовые образования — пластовые или столбчатые строматолиты, онколиты, катаграфии. Фитолитовые известняки подразделяются на два типа: микрофитолитовые и строматолитовые. На месторождении Сардана эти породы не установлены, а в разрезе р. Юдомы они распространены весьма ограниченно. Фитолитовые известняки детально описаны в монографии М. А. Семихатова с соавторами [13] и нами не рассматриваются.

Значительно более широко фитогенные структуры в разрезах р. Юдомы представлены в доломитах. Среди них также выделяются микрофитолитовые и строматолитовые разновидности. Микрофитолитовые доломиты обычно окрашены в светло-серый, желтоватый или коричневатый цвет, имеют массивную текстуру, пористы, кавернозны. Оболочки онколитов и ограниченных пузырьков катаграфий представлены пелитоморфным доломитом, их центральные части состоят из агрегата зерен микро- и тонкозернистого доломита со сгустками и прослойками пелитоморфного. Отмечается избирательная перекристаллизация фитолитов (фиг. 2, б). Вмещающая фитолиты масса породы имеет микро- и тонкозернистую структуру. В обнажениях часто наблюдаются доломиты с послыно и линзовидно распределенными порами округлой и неправильной формы размером 1,5—2,0 мм — следами выщелачивания фитолитов (фиг. 2, а). Обработка шлифов фитолитовых доломитов трехкомпонентным красителем показала, что доломит, слагающий и вмещающий фитолиты, не окрашивается (маложелезистый), тогда как наиболее поздние прожилки и гнезда крупнокристаллического доломита окрашиваются в голубо-синий цвет, что указывает на его железистую разновидность. Для фитолитовых доломитов установлены отрицательные значения ζ -потенциала (см. фиг. 1).

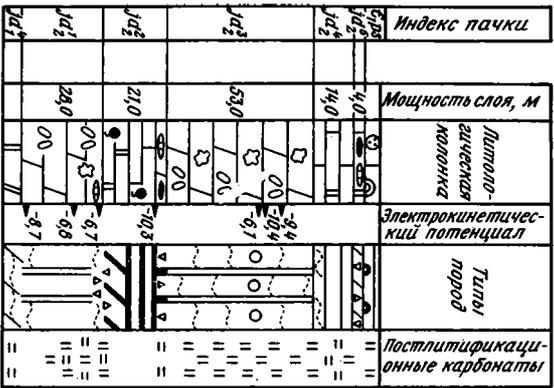
Строматолитовые доломиты обычно ассоциируются с микрофитолитовыми разновидностями. На Сардане и в Ытыгском разрезе по р. Юдоме

Фиг. 1. Типы карбонатных пород в разрезах верхнеюдомских отложений месторождения Сардана (А) и среднего течения р. Юдомы (Б). Масштаб колонок 1 : 1000. Положение разрезов см. на фиг. 5

1 — доломит; 2 — известковый доломит; 3 — доломитовый известняк; 4 — известняк; 5 — карбонатные (известково-доломитовые) разнообломочные брекчии; 6 — песчаники; 7 — песчанистость; 8 — алевритовый материал; 9 — плоские обломки доломитов; 10 — глинистый материал; 11 — битумы; 12 — желваки кремней; 13 — глауконит; 14 — линзы битуминозных известняков; 15 — катаграфии; 16 — онколиты (в том числе оолиты, оолиты); строматолиты: 17 — пластовые, 18 — столбчатые; 19 — слоистость водорослевого типа; 20 — обломки окаменелостей (хиолиты и др.); 21 — кавернозность; реликтовая структура доломита; 22 — пелитоморфная, микрозернистая, 23 — микро-тонкозернистая; типы пород: 24 — хемогенные доломиты, 25 — доломиты неясного генезиса (предположительно хемогенно-фитогенные), 26 — хемогенные битуминозные доломиты, 27 — хемогенные известняки, 28 — хемогенные битуминозные известняки, 29 — смешанные известково-доломитовые породы, 30 — смешанные известково-доломитовые битуминозные породы; фитогенные карбонатные породы: 31 — микрофитолитовые, 32 — онколитовые, 33 — катаграфиевые, 34 — строматолитовые пластовые, 35 — строматолитовые столбчатые, 36 — полосчатые (водорослевого типа), 37 — доломиты «зебра», 38 — микрослоистые (водорослевые) битуминозные, 39 — обломочные карбонатные породы; руды: 40 — вкрапленные, 41 — сплошные; постлитификационные карбонаты: 42 — доломит средне-крупнокристаллический (обычно железистый), 43 — кальцит средне-крупнокристаллический (часто железистый); 44 — смена доломитов известняками. I — урочище Нуучаллах; II — пр. Курукан-Аласа (Сордонгнох); III — руч. Улахан-Ытыга, IV — р. Ытыга, 12 км выше устья (руч. Кеатан)

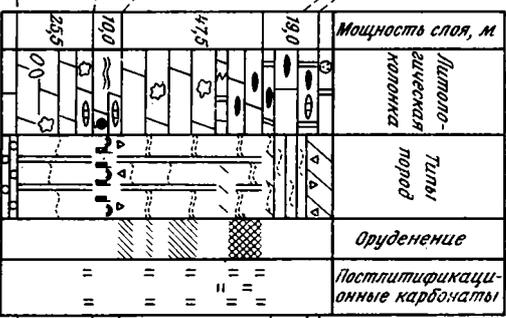
Южный тип разреза

Скв. 76



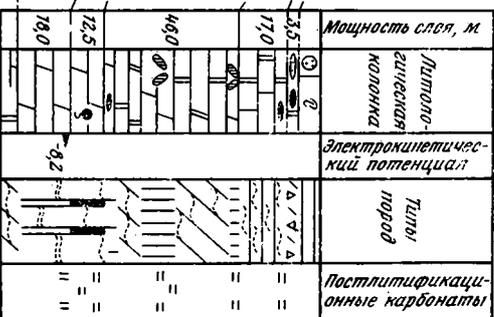
Промежуточный тип разреза

Скв. 43

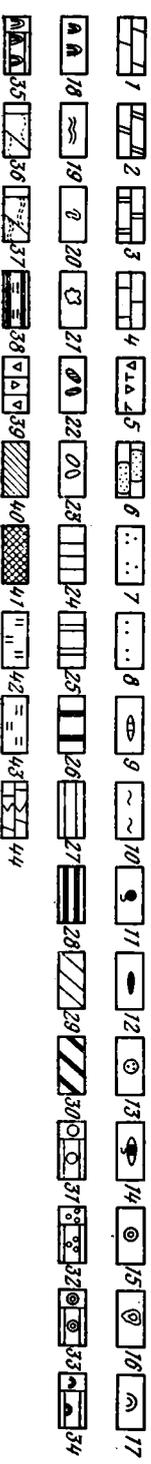


Северный тип разреза

Скв. 51



Скв. К-219



Б

Г

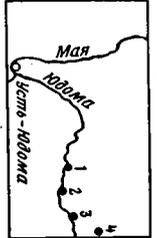
Индекс пачки	Мощность слоя, м	Литогеохимическая колонка	Электрохимический потенциал	Типы пород	Оруденение
Jd ₂	16,0	[Diagram]	-9,7	[Diagram]	" "
Jd ₃	13,0	[Diagram]	-12,5	[Diagram]	" "
Jd ₄	22,0	[Diagram]	-7,8	[Diagram]	" "
Jd ₅	9,5	[Diagram]	-9,7	[Diagram]	" "
Jd ₆	18,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
Jd ₇	21,0	[Diagram]	-4,4	[Diagram]	" "
Jd ₈	22,0	[Diagram]	-7,0	[Diagram]	" "
Jd ₉	28,0	[Diagram]	-8,0	[Diagram]	" "
Jd ₁₀	3,3	[Diagram]	-7,0	[Diagram]	" "
Jd ₁₁	6,4	[Diagram]	-7,0	[Diagram]	" "
Jd ₁₂	7,0	[Diagram]	-2,7	[Diagram]	" "

II

Мощность слоя, м	Литогеохимическая колонка	Электрохимический потенциал	Типы пород	Оруденение
4,3	[Diagram]	-10,0	[Diagram]	" "
2,0	[Diagram]	-10,0	[Diagram]	" "
1,0	[Diagram]	-9,4	[Diagram]	" "
16,0	[Diagram]	-9,4	[Diagram]	" "
17,0	[Diagram]	-9,4	[Diagram]	" "
4,2	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
4,4	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
1,4	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
25,0	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
3,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
20,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
21,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
9,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
21,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
3,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
2,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
3,4	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
3,4	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
10,0	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
14,0	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "
12,0	[Diagram]	-9,6	[Diagram]	" "

III

Мощность слоя, м	Литогеохимическая колонка	Электрохимический потенциал	Типы пород	Оруденение
16,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
12,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
32,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
9,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
17,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
6,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
9,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
20,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
30,0	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "
60	[Diagram]	-9,0	[Diagram]	" "



IV

Мощность слоя, м	Литогеохимическая колонка	Типы пород	Оруденение
16,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
7,5	[Diagram]	[Diagram]	" "
20,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
32,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
18,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
12,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
15,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
20,0	[Diagram]	[Diagram]	" "
25,0	[Diagram]	[Diagram]	" "

Схема расположения разведки

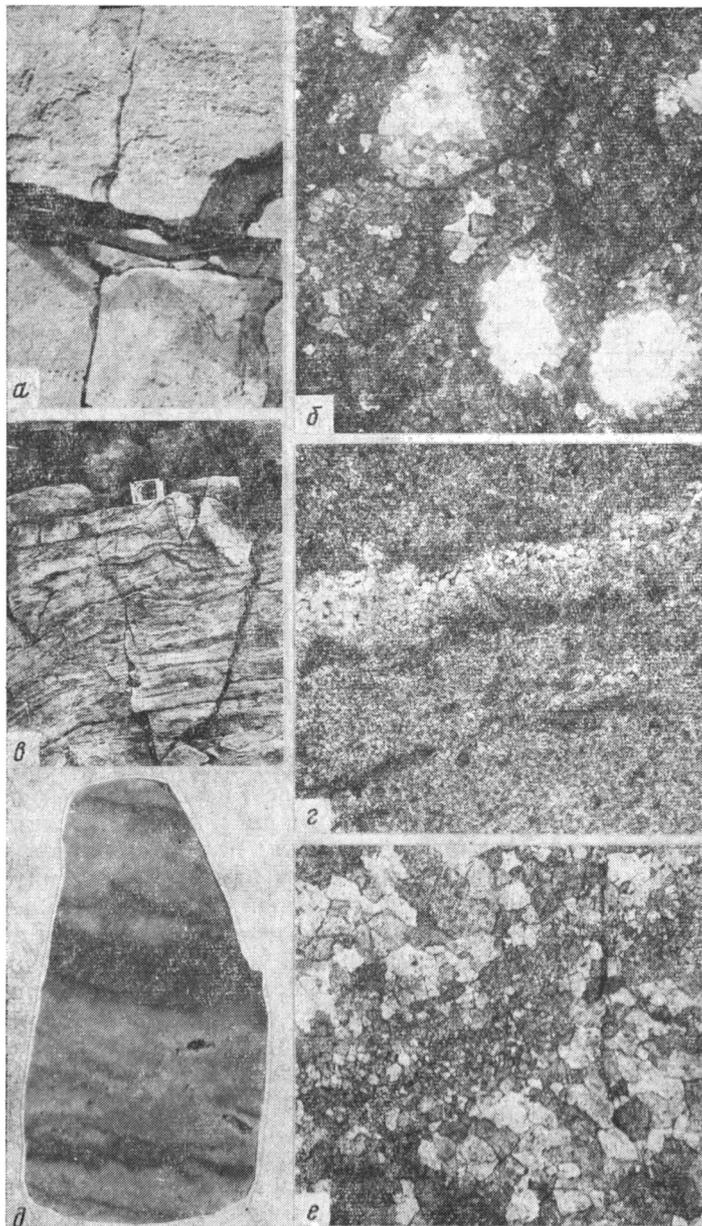
**Типы карбонатных пород верхней подсвйты юдомской свиты
в разрезах юдомского типа**

Состав	Генетический тип			
	фитогенные	хемогенные	обломочные	неясного генезиса (предположительно хемогенно-фитогенные, перекристаллизованные)
Известняки	Микрофитолитовые (в том числе онколитовые) Строматолитовые	Светлые полосчатые (в том числе кремнистые) Темные битуминозные, микрослоистые		
Смешанные известково-доломитовые породы		Светлые пятнисто-полосчатые Темные битуминозные, микрослоистые	Седиментационные разно-обломочные	
Доломиты	Микрофитолитовые (в том числе онколитовые, катаграфиевые) Строматолитовые (в том числе пластовые, столбчатые) Полосчатые водорослевого типа	Темные битуминозные, микрослоистые	Седиментационные брекчии плоскообломочные То же, разно-обломочные, остроугольные	С реликтами микрозернистого доломита Массивные Пятнисто-полосчатые Нацело перекристаллизованные Массивные Полосчатые («зебра»)

установлена форма *Gongylina nodulosa* (Kom. et Semikh). Породы окрашены в светло-серый и желтовато-серый цвет, на выветрелых поверхностях в них постоянно отмечается четкое микро- и тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием выдержанных волнистых слоек, сложенных пелитоморфным и тонко-мелкозернистым доломитом (см. фиг. 2, в). Полосчатость нередко подчеркивается последними прожилками белого крупнокристаллического доломита. В обнажении строматолитовые доломиты выделяются массивной караваеобразной отдельностью, свойственной органогенным постройкам. Микроскопические исследования показывают, что темные слои пелитоморфного доломита имеют сгустковое и сгустково-нитчатое строение (см. фиг. 2, г). Доломиты, вмещающие строматолитовые постройки, пористые, кавернозные, мелко-среднезернистые со сгустками и скоплениями пелитоморфного доломита.

Полосчатые доломиты водорослевого типа обладают ясной полосчатой текстурой и внешне сходны со строматолитовыми доломитами. Однако в отличие от последних образуемые ими слои и прослои не имеют очертаний, свойственных органогенным постройкам (биостромам, биогермам). Микроскопически различается чередование прослоек, состоящих из прихотливой формы скоплений пелитоморфного доломита, тонко-мелкозернистого доломита и мелко-среднезернистого по структуре. Для доломитов строматолитовых и водорослевого типа получены отрицательные значения ζ -потенциалов, что подтверждает преобладание в них материала биогенного происхождения.

Хемогенные карбонатные породы объединяют известняки, доломиты и известково-доломитовые породы, сохранившие преобладающе тонкие структуры (пелитоморфную, микро- и тонкозернистую), в которых фитогенные образования не установлены. В составе этой группы выделяются два ряда карбонатных пород, различающихся условиями залегания, текстурными особенностями, характером взаимоотношений с другими



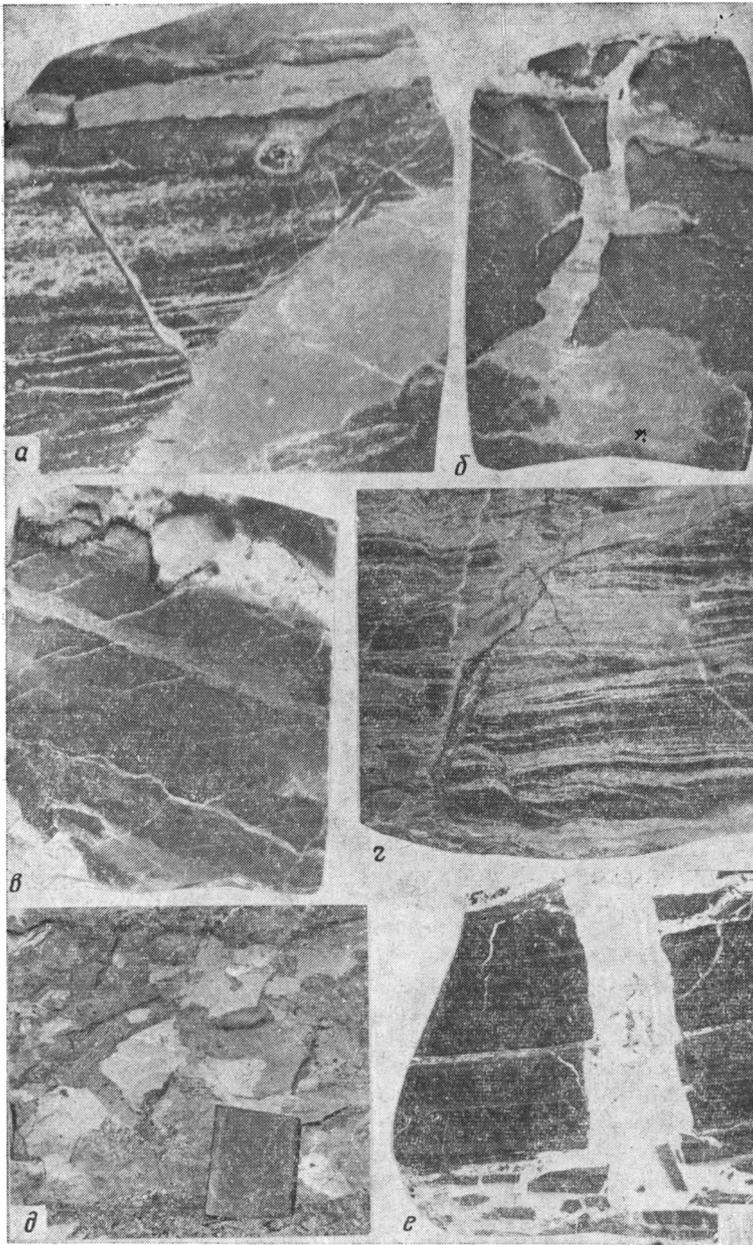
Фиг. 2. Доломиты фитогенные и перекристаллизованные
a — вид в обнажении доломитов микрофитолитовых (реки Юдома, Нуучаллах); *б* — микрофитолиты (онколиты) перекристаллизованы, часто выщелочены, сложены мелкозернистым доломитом, цемент — микро-тонкозернистый доломит, шлиф, без анализатора, увел. 25 (реки Юдома, Нуучаллах, пачка jd_2^3); *в* — вид в обнажении микро- и тонкослоистых доломитов водорослевого типа (реки Юдома, Тыллах); *г* — доломит водорослевого типа, в прослойках и сгустках (темное) — пелитоморфный доломит, серое и светло-серое — тонко-мелкозернистый доломит (реки Юдома, Нуучаллах, обр. 198), шлиф, без анализатора, увел. 15; *д* — пятнисто-полосчатый доломит, светлое — доломит мелко-среднезернистый до крупнокристаллического (почти белое), темное — тонко-мелкозернистый доломит (Сардана, южный участок, скв. 76, пачка jd_2^3 , обр. 44), пришлифовка, натуральная величина; *е* — мелко-среднезернистый доломит с прослоеобразными скоплениями тонкозернистого доломита (Сардана, участок южный, к-327, обр. 32, пачка jd_2^3), шлиф, без анализатора, увел. 25

литологическими типами: 1) полосчатые (и неяснослоистые) известняки и смешанные известняково-доломитовые породы и 2) темные битуминозные микрослоистые известняки и доломиты. Внутри каждого ряда породы разного состава обычно связаны постепенными переходами.

Полосчатые известняки и смешанные известково-доломитовые породы слагают четвертую пачку верхней подсвиты юдомской свиты в разрезах по р. Юдоме и на южном фланге месторождения Сардана. Кроме того, в разрезах северного и промежуточного типов на Сардане они играют существенную роль в составе главной рудовмещающей пачки jd_2^3 . Полосчатые известняки окрашены в светло-серый, серый и темно-серый цвет. Слоистость в них обусловлена линзовидным и пятнистым распределением глинисто-органического материала и подчеркивается тонкими прерывистыми прослойками и пленками глинисто-карбонатного (фиг. 3, в) материала, вблизи которых нередко фиксируется доломит. Содержание доломита в породе колеблется от 5—10 до 20—30%. По структуре известняки микро- и тонкозернистые до тонко-мелкозернистых. Микрозернистый кальцит отмечается обычно в виде скоплений неправильной формы, не имеющих четких ограничений в массе мозаичного кальцита. Доломит присутствует в виде единичных зерен размером 0,1—0,3 мм или их агрегатов либо слагает тонкие (от долей мм до 1—2 мм, реже 1—1,5 см) прослойки. Довольно часто в известняках фиксируются стяжения кремня концентрического строения и призматической формы, кристаллы кварца, содержащие включения кальцита и являющиеся, возможно, раскристаллизованными сгустками кремнезема.

В смешанных известково-доломитовых породах содержание доломита составляет от 30 до 80%. Они представляют собой желтовато-серые (см. фиг. 3, г) плотные породы, характеризующиеся четким пятнисто-полосчатым строением (фиг. 3, а—г). По структуре кальцит и доломит сходны с рассмотренными выше составляющими полосчатых известняков. Те же структурные соотношения — микрозернистый кальцит и мелко-среднезернистый доломит — сохраняются и в зонах взаимоперехода кальцита и доломита. Переход резкий, быстрый. Агрегаты зерен кальцита в межзерновых пространствах доломита фиксируются на глубину всего несколько миллиметров в доломитовом участке породы. В приконтактовых участках отмечается перекристаллизация с увеличением размерности зерен как кальцита, так и доломита; кальцит при этом часто характеризуется пойкилобластовой структурой. Доломит образует обычно кристаллы правильной ромбоэдрической формы, в которых изредка присутствуют включения кальцита. В участках перехода наблюдаются и процессы кальцитизации, проявляющиеся в коррозии кальцитом ромбоэдров доломита.

Тонкие прослойки доломита нередко бывают смяты (гофрированы), разорваны и смещены (см. фиг. 3, а, г). Наличие таких текстур является показателем обособления доломита в виде прослоек до нарушения их сплошности в еще не полностью литифицированном осадке. Среди известково-доломитовых пород отмечаются разновидности брекчиевидного облика, отличающиеся прожилково-пятнистым распределением доломитовой составляющей (см. фиг. 3, б). Доломитом в этом случае выполнены трещины различного масштаба, что обусловило сложный ветвящийся рисунок породы. Формирование таких обособлений произошло в полупластичном осадке, подвергшемся растрескиванию и брекчированию в результате незначительных деформаций. В смешанных известково-доломитовых породах наряду с примесью глинистого материала отмечаются включения глауконита и фосфатов. Чешуйки фосфатов обычно ориентированы субпараллельно наслоению пород. В целом наблюдения характера доломитовой и кальцитовой составляющих в породе подтверждают сделанный ранее вывод [7] о первичной природе рассматриваемых известково-доломитовых пород.



Фиг. 3. Доломитовые известняки и известково-доломитовые породы (месторождение Сардана, пачка jd_2^4)

a — взламывание и смещение прослойки доломита (обведено), внизу справа — доломитовый участок в форме крупного обломка (центральный участок, к-63, обр. 42), шлифовка, натуральная величина; *b* — доломитовый (светло-серое) брекчиевидный известняк (серое), центральный участок, к-232, обр. 1, шлифовка, натуральная величина; *в* — доломитовый известняк, доломитовые прослои и участки (светло-серое), участок южный, скв. 76, обр. 33, шлифовка, натуральная величина; *г* — смятие и брекчирование тонких доломитовых прослоек (светло-серое), центральный участок, к-63, обр. 42, шлифовка, натуральная величина; *д* — известково-доломитовые брекчии, обломки светло-зеленовато-серого глинистого доломитового известняка в массе серого доломитового известняка (Сардана, центральный участок, расчистка обнажения у устья скв. 4, пачка jd_2^5); *e* — битуминозный микрогоризонтально-слоистый доломит с прожилком крупнокристаллического доломита (центральный участок, пачка jd_2^2), шлифовка, натуральная величина

Битуминовые микрослоистые карбонатные породы на месторождении Сардана слагают пачку jd_2^2 . В разрезах, где эта пачка имеет малую мощность (менее 10 м), она обычно представлена битуминозными доломитами; при большей мощности пачка сложена известняками и смешанными известково-доломитовыми породами. Последние образованы чередованием тонких (около 1 мм) слоев существенно доломитового и известкового состава. Структура основной массы породы обычно пелитоморфная и микрозернистая, карбонатные частицы замутнены битумным веществом. В перекристаллизованных разновидностях органическое вещество оттеснено в интерстиции крупных зерен. Устойчивые признаки породы — темно-серая (до черной) окраска, горизонтальная слоистость (см. фиг. 3, е), вкрапленность пирита и наличие округлых и эллипсоидальных желваков кремнисто-фосфатного состава. Образование данных пород происходило в застойных участках бассейна в относительно спокойной среде при одновременном накоплении карбонатного и аутигенного органического материала.

Обломочные карбонатные породы (брекчии) слагают небольшие линзы и маломощные тела неправильной формы вблизи контакта с фитогенными или другими разновидностями карбонатных отложений. По составу брекчии разделяются на доломитовые и известково-доломитовые, по условиям образования они относятся к внутриформационным осадочным, возникшим в процессе размыва или разрушения отложений разной степени литификации. По конфигурации и размеру обломков различаются плоскообломочные и разнообломочные брекчии.

Плоскообломочные доломитовые брекчии присутствуют в разрезах по р. Юдоме, где ими сложены маломощные (0,1—0,5 м) прослой и линзы среди фитогенных доломитов. Обломки доломита уплощенной, прямоугольной или неправильной формы представлены микро- и тонковолокнисто-слоистыми доломитами (водорослевого типа). Цементированы обломки доломитом микро-тонкозернистым, содержащим онколитовые образования. Размер наиболее крупных обломков достигает 10—20 см в длину и 2,5—8 см в ширину. По простирацию плоскообломочные брекчии переходят в прослой слоистых доломитов водорослевого типа. Условия залегания брекчий и форма обломков свидетельствуют о местном происхождении их за счет взламывания и разрушения прослоев доломитов водорослевого типа.

Разнообломочные доломитовые брекчии менее широко распространены и залегают в подошве верхнеюдомской подсвиты (р. Юдома, Нуучаллах), а также в подошве и кровле пачки битуминозных карбонатных пород jd_2^2 (месторождение Сардана, реки Юдома, Кеатан). В составе обломков преобладают темно-серые (до черных) микрослоистые доломиты. Обломки заключены в сером и буровато-сером доломите, неравномерно-зернистом, с онколитами. Размер обломков колеблется в широких пределах — от нескольких миллиметров до 10—15 см и более, форма обломков остроугольная, реже неправильная. Наряду с обломками битуминозных доломитов присутствуют черные фосфатно-кремнистые желваки, обломки известняков битуминозных и смешанных известково-доломитовых пород. Во всех случаях устанавливается местное происхождение обломков, которые поступали при кратковременных подводных размывах из подстилающих пород, практически без переноса обломочного материала.

Известково-доломитовые брекчии на месторождении Сардана слагают пачку jd_2^5 . По конфигурации, составу и цвету обломков выделяются две их разновидности. Обломки сложных очертаний неправильной формы либо прямоугольные; размер их резко колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 см и более. Они представлены светло-серым доломитовым известняком (см. фиг. 3, д) или темно-серым (до черного) известняком, пропитанным органическим веществом. Цементирует обломки

пелитоморфный до микрозернистого кальцит, в котором фиксируются фитолитовые образования. Эти брекчии также являются местными седиментационными образованиями, обломочным материалом для которых послужили в разной степени литифицированные известково-доломитовые осадки, о чем свидетельствует форма обломков.

Неравномерно-зернистые (перекристаллизованные) доломиты неясного генезиса широко развиты в восточных разрезах по р. Юдоме и во всех разрезах месторождения Сардана. Среди доломитов этой группы выделяются массивные разновидности и доломиты с визуально четким тонко- и микропятнисто-полосчатым строением. Доломиты данной группы отличаются высокой чистотой состава: они содержат 0,6—2,5% нерастворимого в 5%-ной HCl остатка, от 1,2—3 до 7% кальцита и 87,5—96% доломита. Массивные доломиты окрашены в однородный светло-серый с желтоватым оттенком цвет, обычно пористы, кавернозны. По структуре породы мелко-среднезернистые, с неправильной многоугольной или ромбоэдрической формой зерен. Реликтовые скопления микро- и тонкозернистого доломита не имеют обычно четких ограничений.

Тонко- и микропятнисто-полосчатые доломиты характеризуются наличием сероцветных участков и прослоек, отличающихся четкими ограничениями в основной массе светло-серого цвета (см. фиг. 2, *д*). Микроскопически установлено, что в темноцветных обособлениях доломита преобладает микро-тонкозернистая структура, в основной массе — мелко-среднезернистая (см. фиг. 2, *е*). Внутри участков тонкого по структуре доломита нередко фиксируются скопления пелитоморфного доломита, также имеющие субпараллельную наслоению ориентировку. Нечеткие сутурные швы и пленки глинисто-карбонатного материала в ряде случаев подчеркивают слоистость в таких темноцветных участках микро-тонкозернистого доломита. Смена структурных разновидностей происходит в породе быстро, резко. Микроскопически выявляются прихотливые очертания поверхности раздела. В доломитах отмечаются призматические кристаллы кварца и выделения кремния. Последние имеют нередко форму, близкую к округлой, и отчетливо выраженное концентрическое строение. В наиболее перекристаллизованных разновидностях доломитов кремнистое вещество образует выделения неправильной формы, повторяющие очертания межкристаллических пространств в доломите. Кальцит наблюдается исключительно в виде новообразований по прожилкам либо в пустотах. Наблюдения в шлифах показывают, что часть пород, определенных в поле как известково-доломитовые, является кальцитизированными доломитами. Содержание кальцита в них достигает 30%. Кальцит обычно крупнокристаллический пойкилобластовой структуры.

Характерная особенность пятнисто-полосчатых доломитов — наличие в участках-прослоях мелко-среднезернистого доломита пустот неправильной формы. К таким послойно каверзным участкам приурочены многочисленные прожилки и гнезда белого крупнокристаллического доломита. При обработке шлифов трехкомпонентным красителем установлено, что новообразованный крупнокристаллический доломит практически во всех изучавшихся разрезах по р. Юдоме и на месторождении Сардана в той или иной мере железистый. Доломит в основной массе породы не окрашивается.

Доломиты «зебра» (нацело перекристаллизованные полосчатые доломиты) сложены чередующимися прерывисто-волнистыми прослоями белого крупнозернистого и светло-серого, желтовато-серого и мелко-среднезернистого доломита. В последних иногда присутствуют реликты тонкозернистого доломита. Полосчатая текстура породы четко проявляется в шлифах при обработке трехкомпонентным красителем: прослой мелко-среднезернистого доломита остаются бесцветными, а полосы крупнозернистого доломита приобретают синюю окраску. Доломиты «зебра»

на месторождении Сардана обычно располагаются в краевых частях тел, сложенных массивными или пятнисто-полосчатыми доломитами неясного генезиса, и связаны с ними постепенными переходами. Граница их с пятнисто-полосчатым доломитовым известняком всегда отчетливая и резкая. Для всех исследованных образцов доломитов неясного генезиса (в том числе доломитов «зебра») установлены отрицательные значения ζ -потенциала, как и для охарактеризованных выше фитогенных доломитов (см. фиг. 1).

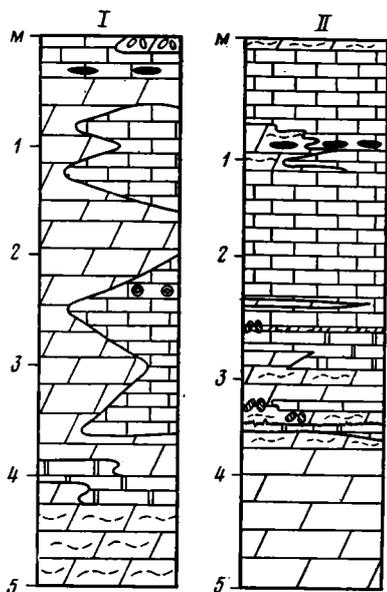
ПРИРОДА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ

Важно отметить существенно различный характер контактов между породами разных групп. Хемогенные карбонатные породы имеют, как правило, резко выраженные отчетливые латеральные и вертикальные границы с фитогенными образованиями и доломитами неясного генезиса. В одних случаях на их контакте располагаются маломощные зоны карбонатных брекчий и значительно реже наблюдаются постепенные переходы между ними (от битуминозных доломитов подошвы и кровли пачки jd_2^2 к окружающим светлым фитогенным или неясного генезиса доломитам). С другой стороны, переходы между фитогенными доломитами неясного генезиса в тех разрезах, где они встречаются совместно, в подавляющем большинстве случаев постепенны. Особенно показательны в этом отношении разрезы по р. Юдоме. В самом западном (Нуучаллахском) разрезе онколитовые и катаграфиевые доломиты резко преобладают, но уже здесь наблюдаются участки перекристаллизации и выщелачивания, которым в первую очередь подвергаются катаграфиевые доломиты. В Тыаллахском разрезе визуально (на выветрелой поверхности) отчетливо различаются катаграфиевые и онколитовые разновидности, совершенно идентичные таковым в Нуучаллахском разрезе. Однако наблюдения в шифах показывают, что тонкая структура онколитовых и катаграфиевых оболочек уничтожена частичной перекристаллизацией, поэтому диагностировать тип фитолитов не представляется возможным. В разрезе рудопоявления Сордонгох фитолитовые разности еще более перекристаллизованы, а в Ытыгском разрезе фитогенные реликты сохраняются настолько редко, что почти все массивные доломиты, слагающие толщу, отнесены нами к группе образований неясного генезиса. Аналогичную последовательность преобразований можно проследить для пластовых строматолитов.

Сказанное выше позволяет наметить два ряда последовательных преобразований фитогенных доломитов: 1) онколитовые, катаграфиевые → частично перекристаллизованные микрофитолитовые массивные перекристаллизованные доломиты с реликтами тонких структур → полностью перекристаллизованные массивные доломиты; 2) пластовые строматолиты (типа *Congylina podulosa*) полосчатые доломиты водорослевого типа → пятнисто-полосчатые перекристаллизованные доломиты (неясного генезиса) → доломиты «зебра».

По мере приближения к рудоносным площадям и в пределах их происходит полное уничтожение фитогенных структур (Сардана, Кеатан), столь отчетливо выраженных в Нуучаллахском разрезе. Однако текстуры преобразованных карбонатных пород четко отражают особенности первичного наложения структурно-текстурно неоднородных фитогенных доломитов. Необходимо подчеркнуть, что изменению в первую очередь подвергаются тонкие фитогенные структуры, а цементирующая их масса оказывается более устойчивой к процессам перекристаллизации и выщелачивания. В связи с этим можно предположить, что в доломитах «зебра» послойные выделения белого кристаллического доломита занимают место собственно водорослевых слоев. Ряд исследователей [15] рассматривает темноцветные прослойки и участки тонкозернистого до-

ломита на месторождении Сардана как образования раннедиагенетического доломита в исходной известковой породе, пассивно перешедшие в новообразованную (метасоматически по известняку) доломитовую породу. Выше при характеристике пятнисто-полосчатых доломитовых известняков отмечалось, что наблюдаемая в них доломитовая составляющая представлена исключительно мелко-среднезернистым доломитом. Эти породы рассматриваются нами как первично-неоднородные перекристаллизованные известково-доломитовые осадки. Выводы основаны на анализе текстурных особенностей известково-доломитовых пород и отсутствии в них четких признаков доломитового метасоматоза по кальциту.



Фиг. 4. Смена в разрезе и по латерали перекристаллизованных доломитов фитогенно-хемогенными известняками
 I—р. Юдома, Бтыгский разрез, контакт пачек jd_2^3 — jd_2^4 ; II—месторождение Сардана, центральный участок, к-43, пачка jd_2^3 ниже главного рудного тела. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

Как показали наши наблюдения, масштабы постлитофикационных преобразований на границах отложений разного состава во всех изученных разрезах невелики. На фиг. 4 приведены детальные зарисовки участков прихотливых «пилообразных» переходов между фитогенными в разной степени преобразованными доломитами неясного генезиса, с одной стороны, и хемогенными пятнисто-полосчатыми известково-доломитовыми породами — с другой. Константы всюду резкие, выделяются отчетливо как по окраске пород, так и при обработке соляной кислотой расчищенных поверхностей в обнажениях. Микроскопически устанавливается, что зона взаимоперехода доломита в известняк составляет обычно первые миллиметры, редко достигая 10—12 мм. В интерстициях доломита кальцит тонко-мелкозернистый по структуре, реже в виде монокристаллов и единично в виде включений в зернах доломита. С другой стороны, наблюдается раздоломичивание таких зерен — замещение их кальцитом. Вблизи «пилообразных» переходов фигурируют также проявления более позднего крупнокристаллического железистого кальцита и железистого доломита. Пределы их распространения несколько шире — первые метры в удалении от контакта. В таких выделениях фиксируются как существенно кальцитовые или доломитовые участки, так и зональное распространение этих минералов: по периферии прожилков — доломит, в центральной части — кальцит. Рассматриваемые новообразования железистого доломита являются в основной массе не метасоматическими, а представляют собой образования выполнения в зонах трещиноватости и дробления. В связи с этим привлечение исследо-

вателями ЦНИГРИ [5] фактов наличия железистого доломита в качестве доказательства метасоматического (гидротермального) образования рудовмещающих доломитов месторождения Сардана по известнякам представляется неправомерным. Во всех изучавшихся разрезах (р. Юдома, Сардана) железистый доломит зафиксирован только в наиболее поздних по времени обособлениях типа выполнения.

В качестве доказательства метасоматической природы сахаровидных доломитов исследователями ЦНИГРИ [5], а также ЯФ АН СССР [15] проводились такие цепочки раннедиагенетических кремней, которые в пределах одного слоя известняков прослеживаются в замещающих их доломитах. Этот факт изучался нами на месторождении Сардана (см. фиг. 4). Наблюдения в шлифах показывают, что желваки кремня, залегающие в известняке, включают реликты корродированных зерен кальцита, тогда как внутри доломитового участка в центральной части кремниевых стяжений можно наблюдать частично замещенные кварцем зерна доломита. Это указывает на обособление кремниевых образований после формирования отложений существенно кальцитового и доломитового состава со сложной конфигурацией контакта между ними.

Таким образом, приведенные исследования позволяют заключить, что утверждение о метасоматическом развитии рудовмещающих доломитов по первично-известняковым породам (или осадкам) не согласуется с фактическими данными. Взаимные метасоматические замещения на контактах (доломита по известняку и кальцита по доломиту) ничтожны по масштабам, и ныне наблюдаемая сложная картина сочетания известняковых и доломитовых тел в разрезах рудовмещающей толщи переходного типа на месторождении Сардана отражает первичные особенности осадконакопления. Приведенные выше свидетельства фитогенной природы доломитов «неясного генезиса» подтверждают представление о телах рудовмещающих доломитов как о бывших органогенных постройках типа биостромных массивов первично-доломитового состава.

Как известно, аналогичные сахаровидные или яснозернистые доломиты широко распространены в вендских и кембрийских отложениях Восточной Сибири. Вопрос о природе этих доломитов неоднократно обсуждался в литературе. К. К. Зеленов [6] приводит наиболее аргументированные доказательства происхождения яснозернистых доломитов в результате диагенетической перекристаллизации первично-доломитового осадка. Причинами столь значительной повсеместной перекристаллизации он считает, во-первых, отсутствие примеси глинистого материала и, во-вторых, первичную неоднородность строматолитовых, оолитовых (онколитовых) и других структур, что объясняет также высокую первичную пористость осадка, запечатленную в породе. Разделяя в целом представления К. К. Зеленова, подчеркнем, что фитогенное происхождение рассматриваемых доломитов определяет не только их первичную структурную неоднородность и пористость, но и морфологию образуемых ими тел. На участках латеральной смены хемогенными слоистыми доломито-известковыми осадками биостромная природа тел яснозернистых доломитов проявляется наиболее отчетливо.

Вместе с тем нельзя не отметить, что формирование рудных тел месторождения Сардана происходило при относительно высоких температурах. На это указывают как температуры гомогенизации первично-газово-жидких включений в ассоциирующих сфалеритах и доломитах (от 135 до 380° С) [12, 15], так и единичные покровы щелочных лав, залегающие среди известняков рудовмещающей толщи. Органогенные постройку, несомненно, испытали термальные преобразования, которые проявились, однако, не в широком фронте метасоматической доломитизации, а в гидротермальной перекристаллизации доломита. На необходимость различать эти явления в свое время справедливо указывал И. И. Князев [9]. При термальных преобразованиях, имевших место,

очевидно, непосредственно после формирования органогенного массива или (пульсационных) еще в период его роста, происходило в первую очередь растворение (выщелачивание) тонких фитогенных структур и заполнение образовавшихся пор и полостей рудным веществом, кремнеземом, переотложенным доломитом и кальцитом. Стадии преобразования рудовмещающих доломитов, последовательность генераций рудных минералов достаточно подробно рассмотрены в работах других исследователей [12, 15].

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ И РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Фациальные реконструкции М. А. Семихатова с соавторами [13], а также наши материалы по ряду опорных разрезов юго-востока Сибирской платформы (реки Лена, Алдан, Учур, Гыным) и Майско-Кыллахской зоны свидетельствуют о существовании в позднеюдомское время на данной территории единого мелководного бассейна с преобладающе доломитовым типом осадконакопления. Локально в ряде центральных районов бассейна (реки Лена, Алдан, Учур) происходило незначительное по масштабам сульфатонакопление.

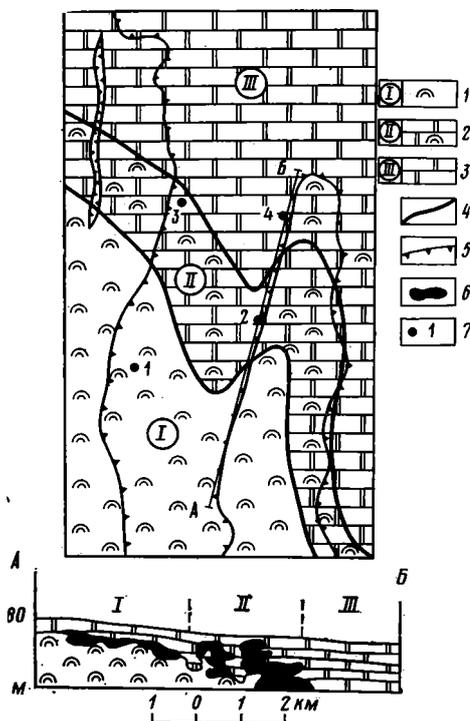
Большая часть территории Майско-Кыллахской зоны занимает окраину данного мелководного бассейна. В направлении на восток здесь наблюдается быстрая смена существенно карбонатных отложений (юдомский тип разреза) карбонатно-терригенными (чухоний-хандинский) и терригенными (сытыгинский), что связано с переходным положением Майско-Кыллахской зоны между Сибирской платформой и Верхоянской геосинклинальной областью [10]. В пределах юдомского типа разреза фиксируется резкая смена карбонатных отложений разного типа. На юге территории преобладали условия фитогенного доломитообразования, сменившегося в самом конце юдомского времени накоплением известковых фитогенно-хемогенных осадков (нуучаллахский подтип). На северо-западе с середины позднеюдомского времени накапливались уже существенно известковые осадки (кыллахский подтип). Между этими двумя областями с разными, но относительно устойчивыми режимами осадконакопления располагалась своеобразная переходная зона, где формирование фитогенных доломитовых отложений, в том числе и биостромных массивов, неоднократно чередовалось с накоплением хемогенных известковых осадков — сарданинский подтип (фиг. 5). Формирование осадков переходной зоны (и сарданинского подтипа в целом) происходило в относительно напряженной тектонической обстановке, что выразилось в более резких колебаниях мощностей верхней (рудовмещающей) и нижней подсвет, чем в разрезах нуучаллахского и кыллахского подтипов [10].

Рассмотрим особенности распределения локальных фациальных обстановок в пределах переходной зоны для месторождения Сардана. Южная часть месторождения с существенно доломитовым типом разреза главной рудовмещающей пачки соответствует зоне формирования крупного доломитового водорослево-биостромного массива. На северном фланге месторождения находилась зона преимущественного накопления хемогенных слоистых известково-доломитовых пород. Южная и северная зоны шириной более 10 км каждая распространяются соответственно к югу и северу от месторождения. Между этими зонами находится узкая зона (1,5—2,0 км) фациального перехода, в которой условия, благоприятные для формирования органогенных построек, сменялись неоднократно накоплением хемогенных известково-доломитовых отложений (см. фиг. 5). Максимально рудоносной на месторождении Сардана является фациально переходная зона — окраинная часть биостромного массива. Более 90% свинцово-цинковой минерализации ме-

сторождения Сардана располагается в органогенных постройках и локализовано преимущественно в двух типах фациальных «ловушек»: а) в верхней части биостромного массива (южный тип разреза) и б) в узких изолированных постройках и ответвлениях краевой части массива (промежуточный тип разреза). В биостромном массиве основная масса рудной минерализации локализуется близ его кровли. Тела сплошных руд, как правило, контролируются локальными выступами кровли, а под участками ее понижения залегают вкрапленно-прожилковые руды и рассеянная свинцово-цинковая минерализация. В пределах краевой части биостромного массива распределение рудных тел, обладающих достаточно сложной морфологией, определяется размещением доломитовых построек и характером их контакта с безрудными известняками. Изолированные биостромы и штокообразной неправильной конфигурации ор-

Фиг. 5. Фациальная схема позднеюрдомского времени и фациальный профиль по линии АБ, иллюстрирующий размещение оруденения (район месторождения Сардана)

Фациальные зоны: 1 — центральная часть биостромного массива (фитогенные доломиты), 2 — краевая часть биостромного массива (сложное сочетание доломитовых биостромов с хемогенными доломитовыми известняками), 3 — открытый бассейн (доломитовые известняки, известняки); 4 — границы фациальных зон; 5 — контуры современного распространения верхнеюрдомских отложений; 6 — свинцово-цинковое оруденение; 7 — разрезы, показанные на фиг. 1



ганогенные постройке местами целиком представляют собой рудные тела (см. фиг. 5).

Определенную роль в контроле свинцово-цинковой минерализации играют также битуминозные доломиты, представляющие собой отложения локальных застойных участков мелководного бассейна. Битуминозные доломиты слабо рудоносны: они постоянно содержат рассеянную галенит-сфалеритовую минерализацию, прожилково-вкрапленное оруденение, а в единичных случаях — тела сплошных руд. Таким образом, фациальные особенности рудовмещающей толщи в значительной степени определяют характер размещения свинцово-цинкового оруденения на месторождении Сардана. При этом ведущая роль в контроле рудных тел принадлежит доломитовым органогенным постройкам (биостромным массивам) и их краевым частям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволяет заключить, что главной особенностью фациального контроля месторождения Сардана в региональном плане является его положение в краевой части обширного мелко-

водного бассейна, в пределах зоны перехода области фитогенного доломитового накопления к существенно хемогенным доломито-известковым осадкам. Сложная структура рудовмещающей карбонатной толщи месторождения (и определяемые ею главные особенности размещения и морфологии рудных тел) обусловлена различием обстановок осадконакопления, в первую очередь ростом крупного биостромного массива и характером его перехода в краевой части в слоистые хемогенные карбонатные осадки.

По главным особенностям состава и строения рудоносной толщи и характеру размещения в ней рудных тел месторождение Сардана оказывается сходным со свинцово-цинковыми месторождениями, приуроченными к карбонатной рифовой формации: Пайн-Пойнт (Западная Канада), Олд, Лид Белт (штат Миссури, США), Реосин (Испания), Бу-Беккер и Буиссит (Марокко) и др. Большинство из перечисленных месторождений хорошо изучено и в значительной степени обработано, однако вопросы их генезиса остаются до сих пор дискуссионными. Это относится главным образом к проблемам источника рудного вещества, состава и путей привноса рудоносных растворов и времени рудоотложения. Несмотря на то что такие исследователи, как Х. Сколл [17], Ф. Снайдер, П. Гердеман [14] и др., отстаивают эпигенетическое происхождение оруденения, тем не менее литолого-фациальный анализ рудовмещающей толщи выдвигается ими как главный метод познания закономерностей размещения рудных тел. В этой связи нам представляется, что первоочередной задачей на месторождении Сардана является создание литолого-фациальной модели рудовмещающей толщи как основы для анализа закономерностей размещения рудных тел, а также для определения задач дальнейшего изучения и оценки этого интересного объекта.

Литература

1. Берлин Т. С., Хабаков А. В. Методика и результаты определения электрокинетического потенциала карбонатов в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследований осадочных пород и минералов. Изд-во АН СССР, Л., 1962.
2. Быланенко В. А., Боговин В. Д., Волкодав И. Г. и др. Прогнозная оценка свинцово-цинкового оруденения Майско-Кыллахской зоны (юго-восточная Якутия).— В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., 1977 (Тр. ЦНИГРИ).
3. Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К. Вендско-нижнекембрийские отложения Сеттэ-Дабана.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978.
4. Горбунов А. И., Иноземцев И. Н., Старников А. И. Свинцово-цинковое оруденение силезского типа в кембрийских отложениях Восточного Алдана.— Разведка и охрана недр, 1972, № 5.
5. Донец А. И., Конкин В. Д., Крутий В. М. Метасоматические доломиты — основные рудовмещающие породы Сарданского рудного района (Якутия).— Геол. рудн. месторожд., 1978, № 6.
6. Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис, 1956 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4).
7. Иогансон А. К. Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (юго-восточная Якутия).: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
8. Иогансон А. К., Кропачев А. П. Особенности строения вендских отложений юго-восточной Якутии.— Геол. и геофиз., 1979, № 10.
9. Князев И. И. Гидротермально-измененные карбонатные породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
10. Кропачев А. П., Иогансон А. К. Палеотектоника вендско-алданских отложений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия).— Сов. геология, 1978, № 10.
11. Мезенцев А. В., Несененко А. П., Сухоруков В. И., Ян-Жин-Шин В. А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия.— Геол. и геофиз., 1978, № 3.
12. Ручкин Г. В., Боговин В. Д., Донец А. И. и др. Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных толщах Юго-Восточной Якутии (Сарданский рудный район).— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 4.

13. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 210.
14. Снайдер Ф., Гердеман П. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части Миссури.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., Мир, 1972.
15. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии.— Тр. ИГИГ СО АН СССР, 1979, вып. 415.
16. Штеренберг Л. Е., Гречин В. И., Соловьев А. А. и др. К методике окрашивания карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
17. Scall H. The paleoenvironment of the Pine Point leadzinc district.— Econ. Geol., 1975, v. 70, № 1.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
30.V.1980



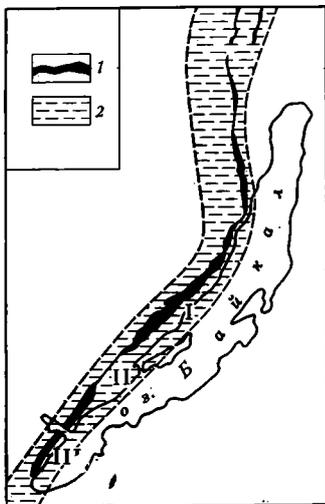
УДК 553.44(571.53)

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ
КОНТРОЛЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

СИНЧУК Ю. А., КИЧКО А. И.

Рассмотрены вопросы палеотектонического и литолого-фациального контроля локализации свинцово-цинковых проявлений Западного Прибайкалья; приводятся новые данные о строении рудовмещающей толщи. Основной особенностью литолого-фациального контроля проявлений свинца и цинка является их приуроченность к органогенным постройкам (биогермам и биостромам), сложенным строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатными породами. Устанавливается латеральная зональность в рудовмещающей терригенно-карбонатной толще проявлений железа, марганца, фосфора, свинца и цинка.

Известные в Западном Прибайкалье свинцово-цинковые проявления стратиформного типа локализованы в карбонатно-терригенной толще байкальской серии Байкало-Патомского миогеосинклиналиного прогиба. Некоторые исследователи [2] полагают, что образование формаций байкальской серии происходило в начальные этапы платформенного развития Ангарского кратона. Байкало-Патомский прогиб трогового типа окаймляет узкой полосой западную и северную окраины Байкальской горной области, приурочиваясь к шовной зоне платформы и складчатой области. Протяженность прогиба 1550 км при ширине (по геофизическим данным) от 50—60 на юге до 100—150 км на севере. В продольном палеотектоническом профиле прогиба четко выражены три основные палеоструктуры — Байкальская и Приленская впадины (зоны по Л. И. Салопу) [7] и разделяющее их Северо-Байкальское поднятие (фиг. 1).

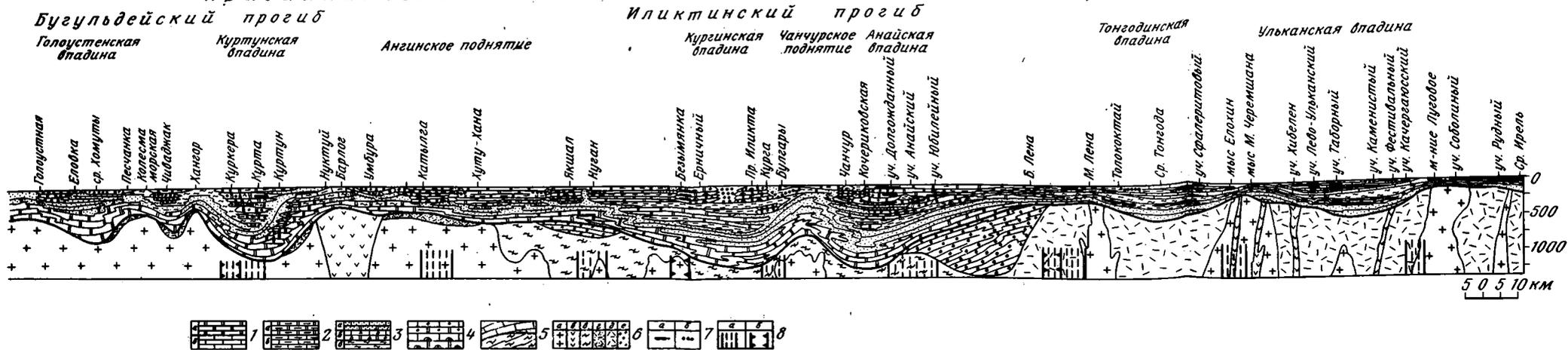


Фиг. 1. Схема выхода на поверхность верхнепротерозойских образований Прибайкальской впадины
I — Иликтинский прогиб; II — Ангинское поднятие; III — Бугульдейский прогиб; 1 — образования байкальского комплекса; 2 — зона среднерифейского трюга

Прибайкальская впадина (палеоструктура второго порядка по отношению к Байкало-Патомскому прогибу) выполнена морскими и прибрежно-морскими геосинклинальными отложениями байкальской серии (фиг. 2). Впадина протяженностью 380 км разделяется Ангинским поднятием на две части — Бугульдейский и Иликтинский прогибы (палеоструктуры третьего порядка). Последние в свою очередь «пережимами» палеоструктурного профиля подразделяются на ряд локальных впадин (четвер-

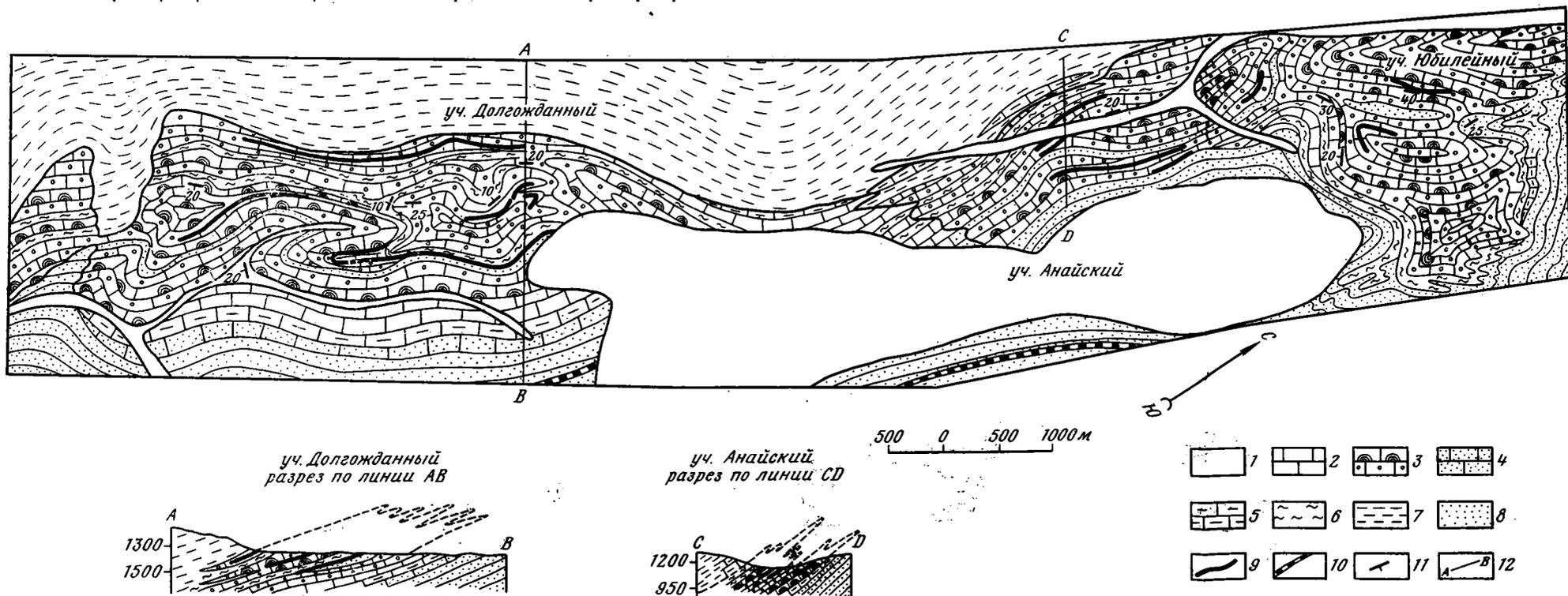
Прибайкальская впадина

Северо-Байкальское поднятие



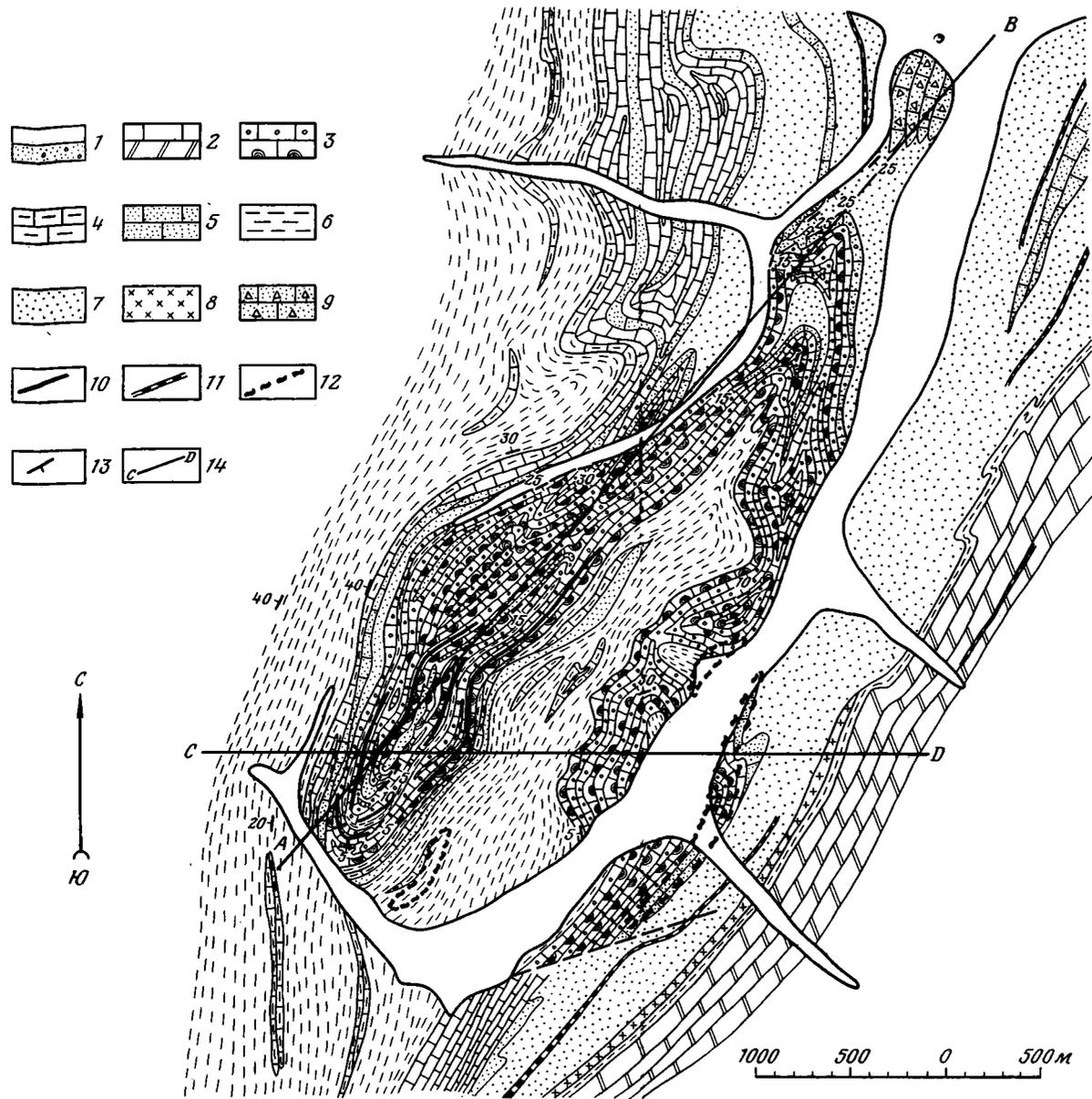
Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль голоустанских образований Прибайкальской впадины (составил Ю. А. Синчук с использованием материалов В. Д. Маца, В. Г. Рыбакова, В. К. Маслова и др.)
 1 — хемогенные доломиты (а) и известняки (б); 2 — глинистые доломиты (а), глинистые известняки (б); 3 — известняки и песчанистые доломиты (а), карбонатные седиментогенные брекчии (б), алевролиты и аргиллиты (в); 4 — известняки и органогенные (строматолитовые и микрофитолитовые) доломиты; 5 — граница стратиграфического несогласия верхнепротерозойских образований и образований доверхнепротерозойского

фундамента; 6 — образования фундамента — гранитоиды (а), породы основного состава (б), метаморфизованные породы нижнего протерозоя (в), вулканогенно-терригенные породы анайской свиты среднего протерозоя (д), терригенные породы анайской свиты среднего протерозоя (е); 7 — рудные тела и зоны свинцово-цинковой минерализации: установленные (а), предполагаемые (б); 8 — зоны глубинных разломов: субширотные (а), северо-западные (б)



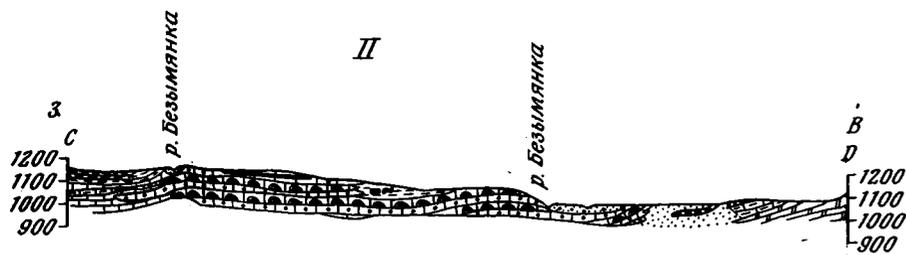
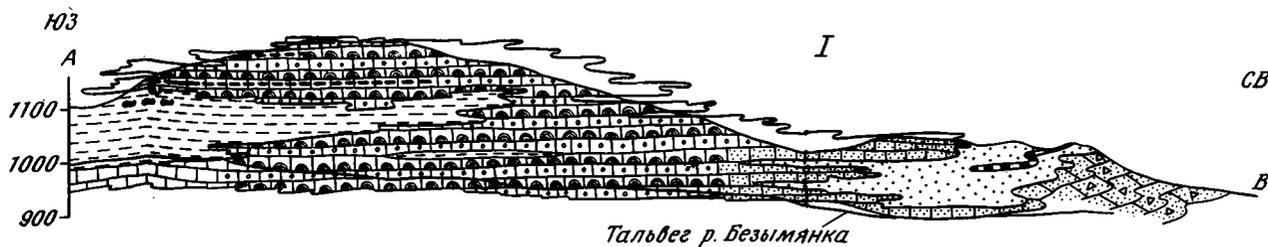
Фиг. 4. Геологическая карта и разрезы Новоанайского месторождения (составили Ю. А. Синчук, А. И. Кичко с использованием материалов В. Д. Маца, В. Г. Рыбакова, В. И. Устинова)
 1 — четвертичные образования; 2 — хемогенные доломиты; 3 — органогенные (строматолитовые и микрофитолитовые) доломиты; 4 — песчанистые доломиты; 5 — мергели;

6 — глинистые сланцы; 7 — алевроито-глинистые сланцы; 8 — песчаники; 9 — зоны свинцово-цинковой минерализации; 10 — зоны марганцевой минерализации; 11 — элементы залегания напластования пород; 12 — линии разрезов



Фиг. 5. Геологическая карта и разрезы уч. Безымянка (составили Ю. А. Синчук, А. И. Кичко с использованием материалов В. Т. Кардаша, А. М. Рябых)

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — хемогенные доломиты; 3 — органогенные (строматолитовые и микрофитолитовые доломиты); 4 — мергели; 5 — песчанистые доломиты; 6 — алевролитоглинистые и глинистые сланцы; 7 — кварцевые песчаники и кварциты; 8 — туфопесчаники; 9 — карбонатные седиментогенные брекчии; 10 — зоны свинцово-цинковой минерализации; 11 — зоны железомарганцевой минерализации; 12 — зоны фосфатной минерализации; 13 — элементы залегания поверхностей наложения; 14 — линии разреза и проекции. I — продольная проекция (разрез) на вертикальную плоскость; II — схематический геологический разрез по линии СД



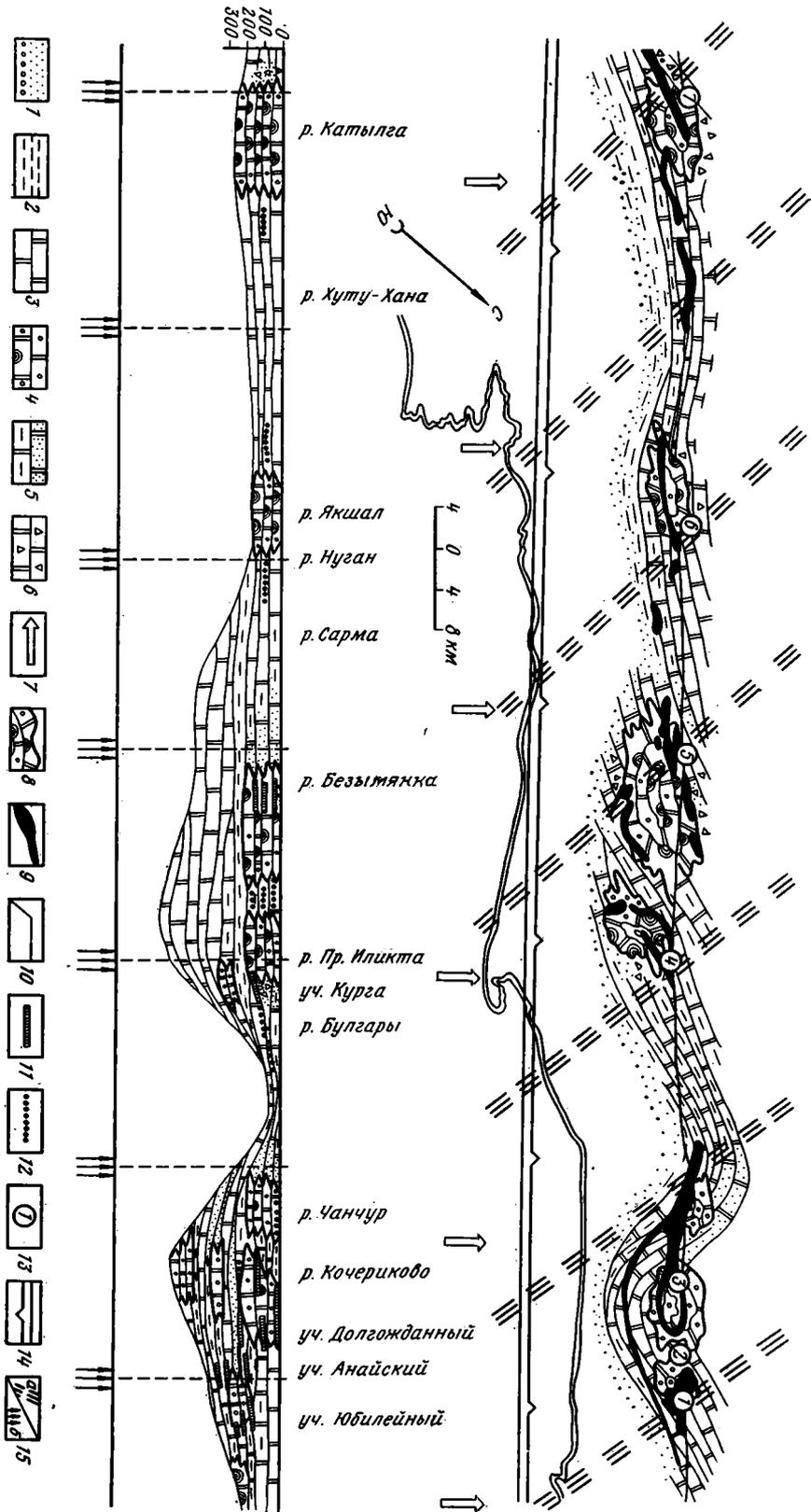
тый порядок) — Голоустенскую и Куртунскую, Кургинскую и Анайскую. Севернее Иликтинского палеопрогиба, от истоков р. Лены до истоков р. Ср. Ирели, располагается полоса пород, образовавшихся в субплатформенных условиях в зоне южного склона Северо-Байкальского поднятия. В пределах этой части выделяются две локальные впадины четвертого порядка — Тонгодинская и Ульканская, разделенные зоной сокращения мощностей разреза на широте мыса Елохин. Описанный характер строения палеотектонического профиля предопределен развитием доверхнепротерозойского фундамента, разбитого системой продольных и поперечных разломов на блоки, имевшие различную степень mobility относительно друг друга [1].

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

Байкальская серия объединяет в своем составе карбонатно-терригенные формации голоустенской и улунтуйской свит и флишоидную песчано-черносланцевую формацию качергатской свиты [6]. Причем допускается, что отдельные свиты, пачки и горизонты близких по составу пород коррелируются по простиранию на многие десятки километров. Однако исследования, проведенные нами в последние годы, а также рядом других авторов [4, 5], убедительно показали, что геологический разрез формаций байкальской серии чрезвычайно изменчив по латерали и вдоль береговой линии палеобассейна. Приведем более подробные сведения о литолого-фациальных особенностях голоустенской свиты, являющейся основной рудовмещающей толщей [8] свинцово-цинкового оруденения.

В голоустенской свите выделяются три основные литолого-фациальные группы, картируемые обычно как подсвиты. Нижнюю часть свиты слагают доломиты, серицит-хлоритовые и серицит-хлорит-карбонатные сланцы с горизонтами пестроцветных карбонатно-глинистых сланцев и доломитов. В низах базальных горизонтов отмечаются гравелиты и конгломераты, туфопесчанистые и туфокарбонатные породы. Первичные текстуры характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью и микрослоистостью, обусловленной чередованием карбонатного, карбонатно-терригенного и терригенного материалов. К средней части голоустенской свиты относится кремнисто-карбонатно-песчаная ассоциация с горизонтами кварцевых песчаников и кварцитов, гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов и туфопесчаников. Выделяются горизонты светлосерых песчанистых массивных и тонкослоистых доломитов, среди которых часто встречаются седиментогенные карбонатные брекчии, сцементированные халцедоновидным кварцем или карбонатно-песчанистым материалом. Отмечается также цементация обломков корковыми строматолитами. Брекчии обычно картируются в виде линз и отдельных изометрических блоков, выклинивающихся по простиранию горизонта. Состав средней подсвиты весьма изменчив по простиранию. Как правило, доля песчано-кремнистого материала и кварцитов значительно возрастает в центральных частях палеопрогибов и слагающих их более мелких отрицательных палеоструктур. Для этих частей разрезов характерны косослоистые текстуры, знаки ряби, оползневые текстуры, что в совокупности с литологическим составом пород и их частой перемежаемостью указывает на седиментацию данных образований в мелководных или прибрежных условиях.

К верхней части разреза голоустенской свиты обычно относят ассоциацию карбонатных пород с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, сланцев, мергелей, талькитов, тальково-карбонатных пород и седиментогенных брекчий с кремнисто-карбонатным цементом. В разрезе преобладают доломиты и доломитизированные известняки, реже встречаются известняки и окремненные онколитовые известняки и доломиты



(джаспериоды); широко представлены линзы карбонатных седиментогенных брекчий с карбонатно-песчаным или кремнистым халцедоноидным цементом. Отмечается разнообразие структур — криптокристаллические, тонко-, мелко-, разнотельные, органогенные, пятнистые, сгустковые, комковатые и др., а также текстур — массивные, слоистые и неяснослоистые, брекчиевые и др. Характерной особенностью этой части разреза голоуспенской свиты является присутствие в ее составе онколитовых, катаграфиевых и строматолитовых карбонатных пород, образующих довольно крупные органогенные постройки — биогермы, биостромы и биостеллы. Органогенные постройки зачастую окаймляются зонами седиментогенных брекчий с кварцево-карбонатным или кремнистым халцедоноидным цементом.

Анализируя пространственное положение пород в палеоструктуре голоуспенского времени и их литолого-фациальные особенности, мы приходим к выводу о том, что подразделение голоуспенской свиты на три подсвиты и картирование их по простираию на сотни километров является недостаточно обоснованным. Состав и текстурно-структурные особенности пород показывают, что осадки «нижней подсвиты» отлагались в мелководных условиях со спокойной динамикой вод, соответствующих зоне береговых топофаций (застойные мелководные лагуны, западины морского дна). Осадки «средней подсвиты» могли образоваться в зоне прибрежного мелководья, в пределах которой существовали участки повышенной динамики водной среды — проливы, морские течения, подводные продолжения рек и т. д. Литологический состав и текстурно-структурные особенности пород, относимых к «верхней подсвите», указывают, что данные отложения образовались в зоне, достаточно удаленной от береговой линии. Присутствие в разрезе строматолитовых, онколитовых и катаграфиевых пород свидетельствует об образовании их в зоне морского мелководья.

На схематической палеогеографической карте и продольном разрезе голоуспенских отложений Иликтинского прогиба (фиг. 3) фиксируется цепь органогенных построек. Биогермы и биостромы установлены в пределах Анайской впадины, по рекам Курга, Безымянка, Ср. Иликта, Якшал, Нуган, Катылга и др. В пределах Бугульдейского прогиба органогенные постройки выявлены по рекам Чиваджак, Голоустная, Еловка, Хара-Желга и др. Длина построек по простираию достигает первых километров; ширина их, вероятно, в три — пять раз меньше длины; мощность достигает первых сотен метров. Вся гряда органогенных построек приурочена к зоне продольного глубинного Прибайкальского разлома; боковые границы их определены поперечными разломами в доверхнепротерозойском фундаменте. Эти разломы (зоны повышенной трещиноватости) широтного простираия в голоуспенское время влияли на характер распределения осадочных фаций. Цепь органогенных построек играла роль прерывистого барьера, ограничивая с запада зону морского мелководья, в пределах которой отлагались песчано-карбонатные,

Фиг. 3. Схематическая палеогеографическая карта (показан контур современной береговой линии оз. Байкал) и продольный литолого-фациальный профиль голоуспенского времени Иликтинского прогиба

1 — песчаники; 2 — глинистые и алевроитоглинистые сланцы; 3 — хемогенные доломиты; 4 — органогенные (микрофитолитовые и строматолитовые доломиты); 5 — песчаные и глинистые доломиты; 6 — карбонатные седиментогенные брекчий; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — контуры биогермов; 9 — пояса выхода пород верхней подсвиты голоуспенской свиты на поверхность в современном эрозионном срезе; 10 — линия палеотектонического профиля; 11 — зоны свинцово-цинковой минерализации; 12 — зоны свинцово-цинковой минерализации по данным литогеохимической съемки; 13 — проявления и минерализованные точки свинца и цинка: 1 — Юбилейное, 2 — Анайское, 3 — Долгожданное, 4 — Курга, 5 — Безымянка, 6 — Сарма; 7 — Катылка; 14 — предполагаемый контур береговой линии палеобассейна верхнегоуспенского времени; 15 — зоны субширотных разломов: а — на карте, б — на профиле

гравийно-песчано-сланцево-карбонатные и другие карбонатно-терригенные образования, относимые обычно к средней подсвите голоуспенской свиты. В застойных мелководных участках и западинах дна происходило отложение осадков, картируемых как образования нижней подсвиты голоуспенской свиты.

Таким образом, все три ассоциации пород, относимые к подсвитам, могут являться фациальными переходами по латерали в направлении от береговой линии в глубь моря одного стратиграфического подразделения. В пользу такого соотношения их могут свидетельствовать следующие факты: отсутствие переходных разностей между различными литологическими типами пород (налегание карбонатных пород на песчаники, кварциты и наоборот и т. д.); резкое изменение мощностей образований различных «подсвит» по простирацию и вкост его; сходный характер фациальной и геохимической изменчивости в вертикальных разрезах пород «средней» и «верхней» подсвит; присутствие в составе пород «подсвит» однотипных седиментогенных брекчий, образующих развалы у склонов биогермов «верхней подсвиты» и линзовидно вклинивающихся в отложения «средней подсвиты»; цементация седиментогенных брекчий прибиогермных фаций «средней» и «верхней» подсвит одинаковым специфическим материалом — кремнистым халцедоновидным веществом и корковыми строматолитами; наличие одного и того же количества минерализованных зон в вертикальных разрезах «подсвит»: в карбонатно-терригенных породах «средней подсвиты» — железомарганцевой, а в карбонатных омарганцованных породах «верхней подсвиты» — свинцово-цинковой минерализацией. Эта своеобразная специализация фаций отражает седиментационную геохимическую зональность отложения вышеназванных элементов от береговой линии в глубь моря [9], существование крутопадающих контактов, ограничивающих органогенные постройки в зонах их выклинивания (на границе с хемогенными доломитами, кварцитами и алевроито-глинистыми сланцами).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Вышеописанные литолого-фациальные особенности пород и корреляция отдельных комплексов осадочных пород по латерали и дистали позволяют конкретизировать ранее известные и установить новые факторы стратиграфического и литолого-фациального контроля свинцово-цинковой минерализации в пределах Прибайкальского прогиба. Нашими исследованиями установлено, что значительная часть проявлений свинца и цинка, локализованных в породах голоуспенской свиты, фациально приурочена к телам биогермов или зонам их выклинивания (Юбилейное, Анайское, Долгожданное, Курга, Булгары, Безымянка, Якшал, Нуган, Катылга, Курта, Хара-Желга, Чиваджак и др.).

Одним из перспективных объектов на обнаружение свинцово-цинковых рудных тел является Новоанайское месторождение бедных свинцово-цинковых руд (фиг. 4). В состав месторождения входят три участка развития галенит-сфалеритовой минерализации в органогенных карбонатных породах голоуспенской свиты — Юбилейный, Анайский, Долгожданный. Два первых приурочены к единому биогермному массиву протяженностью около 5 км и мощностью около 500 м (с учетом эрозийного среза). В русле руч. Контора и по его притокам обнажается прибрежная часть этого биогерма, к которой относится уч. Анайский, а к фланговой части — уч. Юбилейный. С востока к биогермному массиву примыкает толща карбонатно-терригенных пород «средней подсвиты». Эти образования отлагались в мелководной полуизолированной части голоуспенского бассейна, отшнурованной от открытого моря телом биогерма и сообщаемой с морем системой проливов. Существование проливов подтверждается повышенной ролью терригенных пород и терри-

генной составляющей в карбонатных породах, появлением косослоистых текстур и погрубением песчаного материала. В современном эрозионном срезе сохранились фации тела биогерма, краевые фации его и часть образований прибрежно-мелководной зоны палеобассейна.

Участок Долгожданный приурочен к северо-восточной части другого биогерма, обнажающегося в верховьях р. Кочериково. Вскрытый скважинами разрез на этом участке представлен пестрым набором пород, включающим органогенные строматолитовые, онколитовые и катаграфиевые карбонатные разности, слоистые хемогенные карбонатные породы, мергели, углисто-глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, седиментогенные карбонатные брекчии, кварцевые и кварцево-карбонатные песчаники. В юго-западной части участка тело биогерма вскрывается в коренных обнажениях на правобережье р. Кочериково. Юго-западнее количество терригенного материала значительно увеличивается, возрастает роль хемогенных карбонатных пород при одновременном уменьшении органогенных и органогенно-обломочных карбонатных пород, что свидетельствует о выклинивании в этой зоне биогермного массива. На северо-восточном фланге биогерм перекрыт мощным чехлом флювиогляциальных отложений.

По своему строению все рудоносные участки Новоанайского рудопроявления — Долгожданный, Анайский и Юбилейный, а также другие проявления свинца и цинка Иликтинского (Чанчур, Курга, Булгары, Безымянка, Ср. Иликта) и Бугульдейского прогибов сходны между собой. Приведем в качестве примера краткое описание уч. Долгожданный, наиболее изученного к данному времени. Рудовмещающая толща «верхней подсвиты» голоустенской свиты на этом участке слагает крутопадающее смыкающее крыло флексурной складки. В пределах 350-метровой толщи органогенно-обломочных карбонатных пород выявлены три основные зоны рассеянной галенит-сфалеритовой минерализации прожилково-вкрапленного типа, заключенные в теле биогерма; протяженность зон по простиранию составляет первые километры и ограничивается телом биогерма и его краевыми фациями.

Минерализованная зона № 1 локализована в пачке светло-серых и серых органогенных карбонатных пород существенно доломитового состава общей мощностью 25—30 м. Эти породы несут неравномерно распределенную вкрапленность сфалерита и галенита. В пределах ее выделяются участки мощностью от 0,5 до 4,5 м с содержанием свинца от 0,05 до 1,02% и цинка от 0,1 до 1,12%. Минерализованная зона № 2 мощностью от 1 до 8 м контролируется пачкой светло-серых онколитовых карбонатных пород, несущих мелкую вкрапленность галенита и сфалерита. В наиболее обогащенных частях этой зоны содержание цинка составляет 0,1—1,41% и свинца 0,05—1,5%. Минерализованная зона № 3 контролируется органогенными карбонатными породами. Содержание цинка в зоне до 0,1—0,3%, свинца до 0,1%. В пределах зоны выделяются обогащенные участки мощностью до 1,5 м с содержанием цинка до 2,63% и свинца до 0,1%.

Известно, что наиболее богатое свинцово-цинковое оруденение, имеющее палеофациальный контроль органогенными постройками, располагается в зоне выклинивания биогерма со стороны открытого моря (месторождения штата Миссури, США; Юго-Восточная Якутия, СССР и др.). Учитывая геологическую структуру и современный эрозионный срез вышеописанных проявлений, можно достаточно высоко оценивать перспективы участков Новоанайского месторождения. В Иликтинском прогибе, исходя из этих предпосылок, а также прямых признаков свинцово-цинкового оруденения, наиболее перспективны уч. Безымянка и Курга.

На уч. Безымянка (фиг. 5), охватывающем территорию выхода на поверхность пород голоустенской свиты в верховье руч. Безымянка (ле-

вый приток р. Ср. Иликта), основной фациальный тип пород — онколитовые, катаграфиевые и строматолитовые доломиты, слагающие тело крупного биогерма. Последний находится в субгоризонтальном положении, краевые части его слабо наклонены в различных направлениях. В плане биогерм имеет эллипсоидную форму с размерами 2×4 км по длинной и короткой осям при видимой мощности в 200 м (от уреза русла руч. Безымянка до гребня водораздела). С запада и юго-запада органогенные доломиты, слагающие тело этого биогерма, фациально замещаются сланцевой толщей пород, относимых ранее к улунтуйской свите. На определенных уровнях эти сланцы образуют «затеки» в тело биогерма, что связано с изменением тектонических условий, нарушающих условия седиментации и предопределяющих смещение фаций по латерали и дистали. С востока и северо-востока органогенные доломиты, слагающие биогерм, фациально замещаются толщей кварцевых песчаников и кварцитов с маломощными прослоями сланцев и линзами седиментогенных карбонатных брекчий, относимой ранее к средней подсвите голоуспенской свиты.

Таким образом, все разновидности пород, слагающие уч. Безымянка и относимые к различным стратиграфическим подразделениям (подсвитам), мы рассматриваем как фациальные переходы по латерали и дистали одного стратиграфического уровня голоуспенской свиты. Характер контактов этих фациальных типов пород обычно довольно резкий, клиновидный; породы биогерма и породы прибиогермных фаций проникают друг в друга, образуя зубчатое, «пальцевидное» сочленение. Нередко в зонах выклинивания биогерма наблюдаются линзовидные тела седиментогенных брекчий, формирующихся за счет цементации обломков органогенных доломитов (образующих развалы у подножия биогермов) песчаным, алевролитовым и хемогенным карбонатным материалом. Иногда наблюдается цементация обломков биогерма корковыми строматолитами и специфическим кремнистым халцедоновидным веществом.

Учитывая описанные выше фациальные соотношения, состав и тектурные особенности пород, можно считать, что в голоуспенское время биогерм уч. Безымянка являлся барьерным сооружением биогермной гряды Иликтинского прогиба. Все известные проявления свинца и цинка на уч. Безымянка приурочены к телу биогерма и образуют в верхней части его три пластообразные зоны с рассеяной галенит-сфалеритовой минерализацией прожилково-вкрапленного и гнездового типов. Эти зоны обнажаются в коренном залегании и вскрыты горными выработками на юго-западном фланге биогерма. Мощность минерализованных зон составляет первые метры, суммарные содержания свинца и цинка достигают 1—3%. Учитывая, что наиболее богатое свинцово-цинковое оруденение располагается в зоне выклинивания биогерма со стороны открытого моря, можно ожидать нахождения основных рудных тел в западной и юго-западной периферических частях биогерма (зона фациальных переходов от органогенных доломитов к хемогенным карбонатным породам и сланцам). К толще пород (кварцевые песчаники, кварциты, сланцы), примыкающей к телу биогерма с востока, приурочена железомарганцевая минерализация, которая образует три стратифицированные пластообразные зоны железомарганцевых окисных руд (сравнимых по мощности и стратиграфической позиции с зонами свинцово-цинковой минерализации). На юго-восточном фланге биогерма отмечаются ореолы рассеяния фосфора, приуроченные к карбонатно-терригенным породам (фации выклинивания биогерма).

Таким образом, на уч. Безымянка наблюдается схема латеральной геохимической зональности: от берега в глубь моря — железо — марганец — фосфор — свинец — цинк. Вероятно, развитие биогермов пред-

определяет также образование маломощных тел высокоглиноземистых пород и бокситов в атоловых частях биогермов на определенных стадиях их развития [5].

ВЫВОДЫ

1. Детальные палеотектонический и литолого-фациальный анализы позволяют сделать вывод, что толщи пород, относимые ранее к различным подсвитам голоустенской свиты, являются фациальными комплексами единого стратиграфического уровня.

2. Выявленные фациальные особенности голоустенской свиты дают возможность по-новому оценить стратифицированное оруденение (свинец, цинк, медь, фосфор, марганец, железо, алюминий). Перечисленные элементы тесно взаимосвязаны процессами миграции, осаждения и рудолокализации в условиях гумидного литогенеза [9].

3. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к органогенным постройкам — биогермам, биостромам и т. д., сложенным строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатными породами.

4. Учет фациального фактора рудолокализации обеспечит более целенаправленное прогнозирование и проведение поисковых работ на свинцово-цинковое оруденение.

Предварительные исследования показывают, что фациальный контроль свинцово-цинкового оруденения органогенными постройками характерен для многих структурно-формационных зон Байкальской горной области (Ульканская, Нижневитимская, Жуя-Ничатская, Олоkitская, Намаминская и др.).

Литература

1. Егоров Ю. И. Особенности строения фундамента Прибайкальского прогиба и отражение их в структуре осадочного чехла по данным геофизических исследований.— В сб.: Геологическое строение юга Сибирской платформы. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971.
2. Замараев С. М. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1975.
3. Иогансон А. К. Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия).— Автореф. канд. дис. Л., 1978.
4. Маслов В. К. Фациально-палеографические условия осадконакопления и бокситоносность байкальской серии (Западное Прибайкалье).— В сб.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975.
5. Маслов В. К. Условия осадконакопления и высокоглиноземистые породы байкальской серии (Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976.
6. Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и Западной Украины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития).— Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965.
7. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., Недра, 1964, т. II, 1967.
8. Синчук Ю. А. Геологическое строение, геохимические особенности и условия локализации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Западного Прибайкалья.— Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974.
9. Страхов Н. М. Типы литогенеза и эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
10. Снайдер Ф. Г., Гердеман П. Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури.— В кн.: Рудные месторождения США, т. 1. М., Мир, 1972.

Восточно-Сибирский
научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья
Иркутск

Поступила в редакцию
5.II.1979

УДК 553.63 : 551.762(575)

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
И КАЛИЕНОСТЬ ВЕРХНЕЮРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

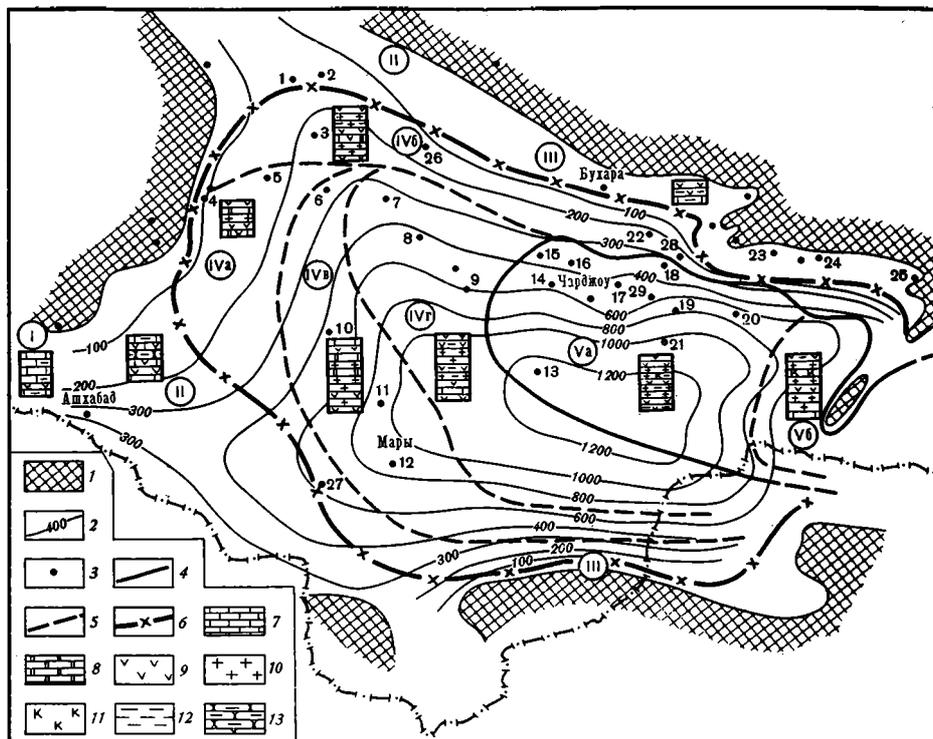
СЕДЛЕЦКИЙ В. И., ФЕДИН О. В.

В статье рассмотрены основные особенности распространения, характера строения и состава верхнеюрских соленосных отложений юга Средней Азии. Авторами выделены литолого-фациальные комплексы галогенных образований. Излагается новый материал по калиеносности Среднеазиатского бассейна. Описываются общие закономерности локализации калийных залежей. Отмечается их приуроченность к межрифтовым зонам, характеризующимся повышенным объемом соляной массы. Анализ геологического материала свидетельствует о высоких перспективах обнаружения в этом районе новых крупных месторождений.

Верхнеюрские соленосные отложения, широко распространенные на юге Средней Азии, являются объектом многолетних исследований в связи с поисками различных видов полезных ископаемых: каменной и калийной солей, нефти, газа, минерализованных вод, серы и др. В результате ранее проведенных работ здесь выявлен ряд промышленно-калиеносных площадей, которые расположены в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где кровля соленосной толщи залегает на относительно небольшой глубине [1, 7, 10]. За последнее время благодаря геологоразведочным работам на нефть и газ, бурению скважин и геофизическим исследованиям по всей территории соленосного бассейна накоплен обширный материал, позволяющий достаточно подробно охарактеризовать геологическое строение, литолого-фациальные особенности галогенных образований и проследить пласты калийных солей далеко за пределами юго-западных отрогов Гиссарского хребта, значительно расширив границы калиеносной зоны.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОТЛОЖЕНИИ

В строении и распространении верхнеюрских соленосных отложений можно выделить несколько крупных литолого-фациальных комплексов пород, которые в совокупности представляют последовательный генетический фациальный ряд галогенной формации (фиг. 1). Распространение литолого-фациальных комплексов и различных типов разрезов отложений (в пределах комплексов) контролируется крупными тектоническими элементами, главным образом ступенеобразующими разломами. Первый литолого-фациальный комплекс представлен отложениями морского бассейна с нормальной или несколько повышенной соленостью. Эти отложения в пределах описываемой территории занимают центральную часть Копетдагского района и с определенной достоверностью выделяются на южном Устюрте. Они представлены органогенными, органогенно-обломочными, болитовыми известняками с редкими прослоя-



Фиг. 1. Схематическая литолого-фациальная карта кимеридж-титонских отложений юго-восточной Туркмении и юго-западного Узбекистана

1 — отсутствие галогенной формации; 2 — изопакиты, м; 3 — локальные структуры: 1 — Измаил, 2 — Наип, 3 — Северный Балкуи, 4 — Беурдешик, 5 — Кирпичли, 6 — Гагаринская, 7 — Южный Мерген, 8 — Дмилликум, 9 — Байгушли, 10 — Северное Чешме, 11 — Байрам-Али, 12 — Майская, 13 — Репетек, 14 — Сакар, 15 — Фараб, 16 — Киштуван, 17 — Саман-Тепе, 18 — Дарбаза, 19 — Култак, 20 — Бешкент, 21 — Сундукли, 22 — Северные Зекры, 23 — Ходжикудук, 24 — Азляртепе, 25 — Шурсан, 26 — Гугуртли, 27 — Шахитли, 28 — Майманактау, 29 — Метеджан; границы: 4 — между литолого-фациальными комплексами, 5 — между литологическими комплексами, 6 — распространение соли; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — ангидриты, гипсы; 10 — каменная соль; 11 — каленосность; 12 — глины; 13 — глинистые песчаники. Фациальные комплексы: I — фация морского бассейна с несколько повышенной соленостью; II — фация слабо осолоненных участков солеродного бассейна; III — фация осолоненных участков солеродного бассейна; IV — фация сильно осолоненных участков солеродного бассейна (тип разреза: а — беурдешикский, б) — кабаклы-хасанкульский, е — байрам-алийский, г — байгушлинский); V — фация очень сильно осолоненных участков солеродного бассейна (тип разреза: а — уртабулак-култакский, 5 — гаурдак-кугитангский)

ми в верхней части гипсо-ангидритовых пород. Мощность отложений кимериджа — титона (гаурдакская свита) в осевой части Копетдагского прогиба достигает 300—350 м. Второй литолого-фациальный комплекс представлен отложениями слабо осолоненных участков солеродного бассейна. Они распространены в Предкопетдагском прогибе и южной части Северо-Бадхызского прогиба, протягиваются в виде узкой полосы вдоль восточного склона Центрального Каракумского свода и прослеживаются в северном борту Ассакеауданского прогиба и Айбугарском поднятии. Гаурдакская свита представлена толщей чередующихся известняков, песчано-глинистых пород и ангидритов и характеризуется разрезами скважин по площадям Гугуртли, Измаил, Наип, Дарганата и др. Мощность свиты испытывает значительные колебания — от 350—400 м на юго-западе (Бадхыз-Карабильский прогиб) до 130—180 м на северо-западе.

Третий литолого-фациальный комплекс характеризуется отложениями осолоненных участков солеродного бассейна. Он выделяется в северо-восточном борту Хива-Мургабской впадины (в пределах южной части Бухарской ступени) и на юге узкой полосой вдоль Карабильского вала. Отложения гаурдакской свиты наиболее хорошо изучены в пределах Бухарской ступени, где они характеризуются разрезами многих площадей (Акджар, Джаркак, Шуртепе, Ходжикудук и др.). Комплекс пород представлен серыми плотными ангидритами с прослоями красно-бурой глины, а в нижней части — глинистых известняков. Мощность свиты изменяется от 0 до 20—45 м (достигая 65 м на антиклинальной складке Актепе). При этом сокращение мощности происходит с юго-восточной, наиболее погруженной части ступени, к северо-западной. В районе Газлинской группы поднятий (Газлинский выступ) гаурдакская свита полностью выклинивается. Четвертый литолого-фациальный комплекс сложен породами сильно осолоненных участков солеродного бассейна. Отложения описываемого комплекса занимают большую площадь на территории центральной части Мургабской и осевой части Амударьинской впадины. Они характеризуются разрезами многих площадей. В зависимости от количественного соотношения пород в разрезе на площади распространения данного комплекса выделяется несколько литологических типов разрезов (см. фиг. 1).

Беурдешикский тип разреза (IVa) распространен в юго-западном окончании Заунгуского прогиба, протягиваясь к югу узкой зоной в сторону Северо-Бадхызского и Северо-Карабильского прогибов. Характеризуется разрезами площадей Беурдешик, Кирпичли, Шахитли. Гаурдакская свита, слагающая Беурдешикский литологический комплекс, представлена карбонатно-сульфатной толщей с прослоями соли в верхней части разреза. Мощность свиты изменяется от 80—100 (Беурдешик) до 500 м (Шахитли). К северу Беурдешикский литологический тип разреза сменяется Кабаклы-Хасанкульским (IVб), который протягивается к востоку, занимая осевую часть Чарджоуской ступени. О его строении можно судить по разрезам разведочных площадей Балкуи, Гугуртли, Кабаклы, Хасанкуль, Майманактау и др. Характерной особенностью строения и состава описываемого литологического типа является уменьшение в разрезе роли карбонатных пород и увеличение мощности каменной соли по сравнению с Беурдешикским. Нижняя часть разреза гаурдакской свиты сложена серыми ангидритами с прослоями известняка, доломита, терригенно-глинистого материала. Выше по разрезу залегает пачка каменной соли с прослоями сульфатного и терригенного материала. Венчает толщу пачка покровных ангидритов. Общая мощность Кабаклы-Хасанкульского литологического типа колеблется от 70—80 (площадь Гугуртли) до 270 м (площадь Зекры, Майманактау).

Байрам-алийский литологический тип разреза (IVв) протягивается широкой полосой с севера на юго-восток. Он распространен на территории Восточно-Унгузского вала, Байрам-Алийского вала, Марыйского выступа и далее тянется на восток по территории Северо-Карабильской впадины. Характеризуется разрезами площадями Байрам-Али, Чешме, Шарапли и др. Здесь наблюдается заметное изменение в строении, мощности и литологическом составе гаурдакской свиты по сравнению с вышеописанными литологическими типами разрезов. В галогенной толще довольно четко выделяются четыре пачки. Нижнюю часть разреза составляет каменная соль, прозрачно-белая, крупнокристаллическая с пропластками или включениями белого ангидрита, красно-бурой глины, реже песчаников и алевролита, общей мощностью до 200—350 м. Выше следует толща преимущественно белых доломитов с пропластками солей, красно-бурой глины мощностью 150—250 м. Стратиграфически выше залегает пачка прозрачно-белых солей с глинами и ангидритами. Мощность пачки до 350 м. Вся толща венчается довольно выдержан-

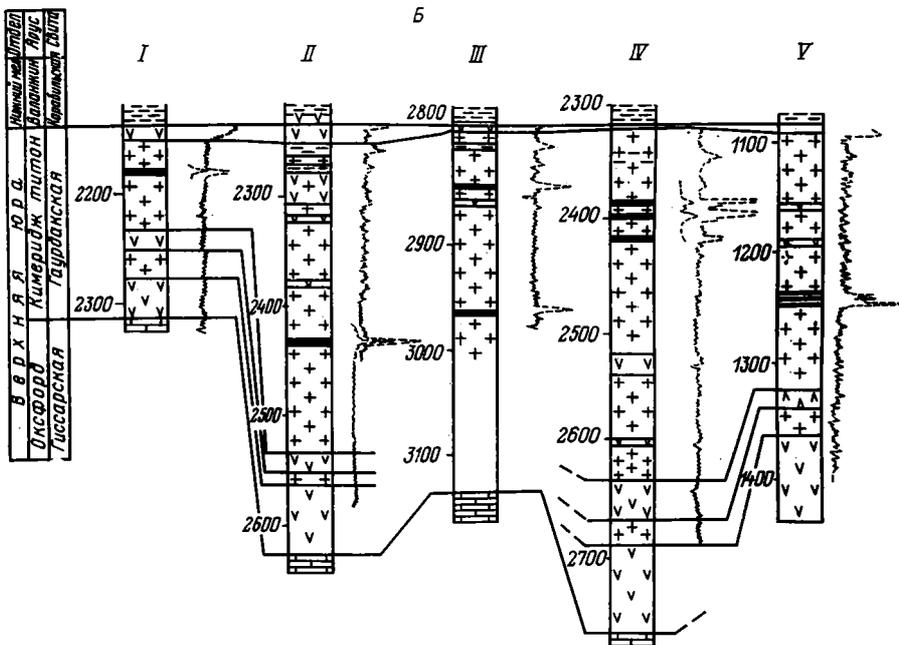
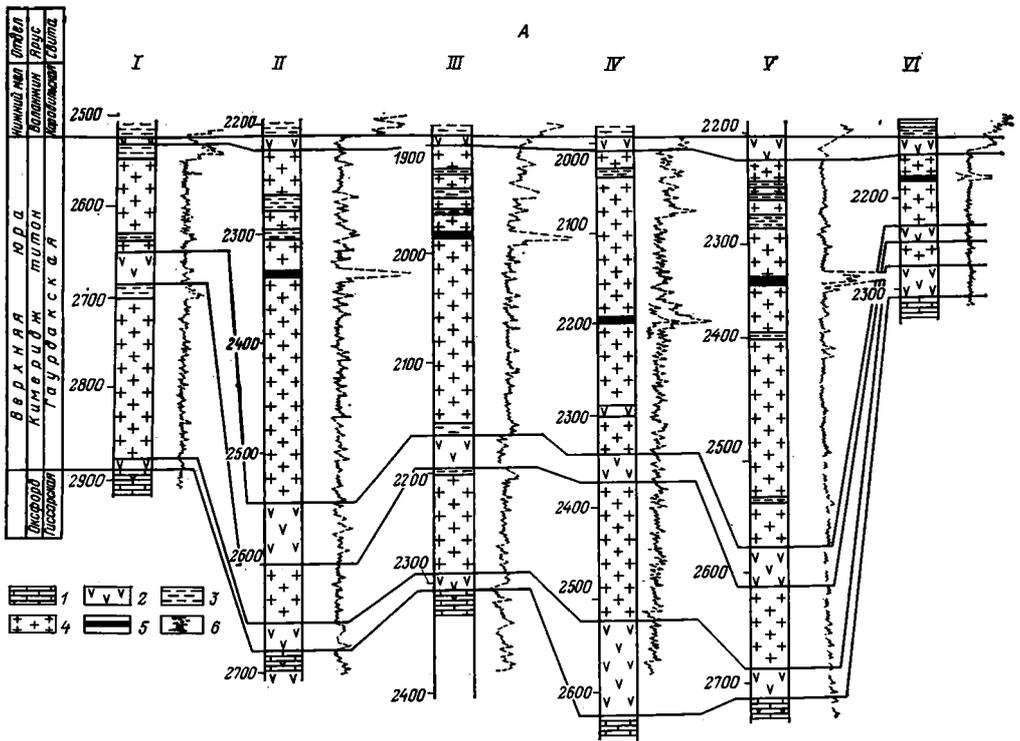
ной пачкой серых рыхлых известняков с прослойками серых доломитов, ангидритов, глин и песчаников. Мощность этой пачки 30—60 м. Наибольшая вскрытая мощность гаурдакской свиты байрам-алийского литологического типа составляет свыше 950 м (площадь Байрам-Али).

Байгушлинский литологический тип разреза (IVг) распространен в пределах северной части Карабекаульского прогиба, Учаджинского выступа и захватывает на юге Обручевский прогиб и Южно-Каракумский выступ. О строении его можно судить по разрезам площадей Байгушли, Мерген, Джилликум и др. В отличие от байрам-алийского литологического типа здесь наблюдается увеличение роли в строении разреза гаурдакской свиты каменной соли и уменьшение сульфатно-карбонатных и терригенных пород. Мощность свиты колеблется в широких пределах: от 250—300 м на севере (площадь Мерген) до 1000 м в южной, наиболее погруженной зоне.

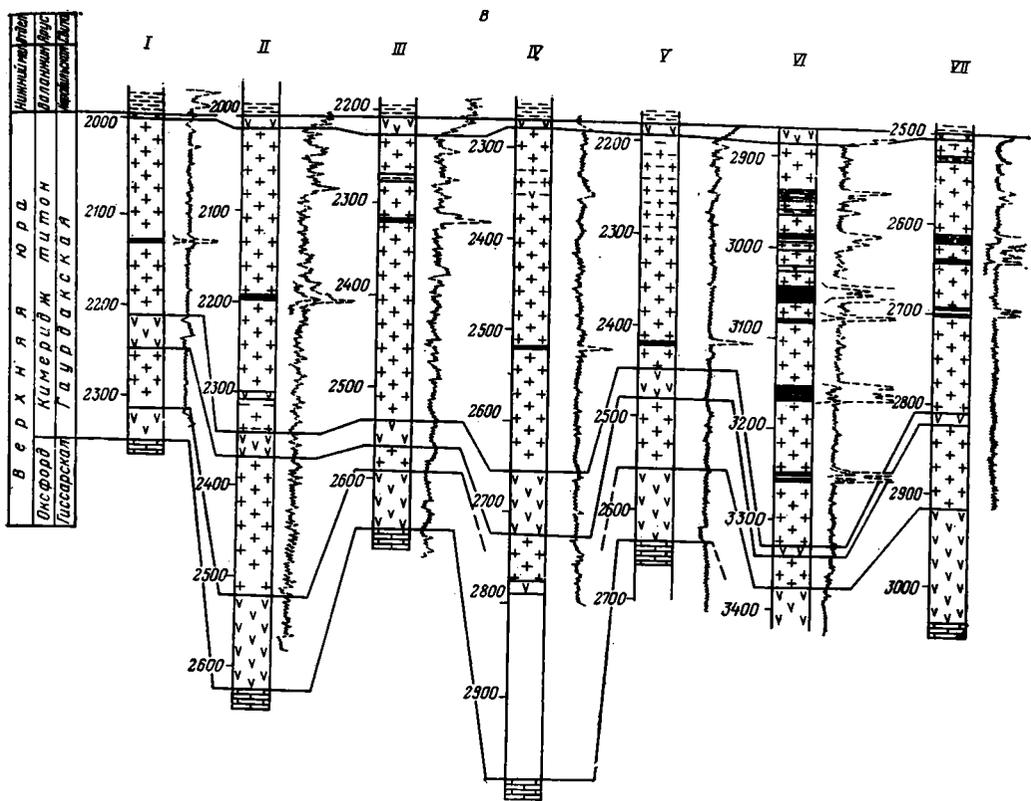
Пятый литолого-фациальный комплекс представлен отложениями сильно осолоненных участков солеродного бассейна. Они вскрыты скважинами на ряде площадей, расположенных в юго-восточной части Чарджоуской ступени, вдоль среднего течения Амударьи и далее на восток в юго-западных отрогах Гиссара. В зависимости от соотношения пород в разрезе, а также количества и состава калийных пластов в описываемой фациальной зоне выделяются два литологических типа разрезов: Уртабулак-Култакский и Гаурдак-Кугитангский. Уртабулак-Култакский литологический тип (Va) распространен на территории Чарджоуской ступени в пределах Бешкентского прогиба, Денгизкульского вала, Карабекаульского прогиба, Сундуклинского выступа и восточной части Репетек-Келифской зоны поднятий. Характеризуется разрезами многих площадей: Култак, Уртабулак, Зеварды, Саман-Тепе, Фараб и др.

В общем гаурдакская свита имеет ярко выраженное пятичленное строение. Здесь выделяются пачки нижних ангидритов с редкими мало-мощными прослоями серых известняков, красно-бурых глин и алевролитов в нижней части и каменной соли в верхней. Ангидриты плотные, трещиноватые, мелкокристаллические, окрашенные в белые и серые тона. Мощность их колеблется от 40—60 м на северо-западе (площади Фараб, Наразым и др.) до 120—150 м в районе Денгизкульского вала (площадь Уртабулак и др.). Стратиграфически выше залегает пачка каменной соли, в которой располагаются линзообразные прослои ангидрита и красно-бурой глины. На Уртабулаке мощность этой пачки от 25 до 200 м, на Фарабской структуре — 50, Денгизкульской — 175 м. Еще выше располагается пачка плотного белого, светло-серого ангидрита с прослоями солей. Этот пласт, выделяемый как средняя ангидритовая пачка, устойчиво прослеживается на описываемой территории и хорошо коррелируется с соответствующей частью разреза смежных площадей. Пласт разделяет соляную толщу на две части: подангидритовую (нижние соли) и надангидритовую (верхние соли). Мощность средней ангидритовой пачки колеблется от 30—40 до 70 м, достигая на некоторых структурах (Памук, Денгизкуль) 150—180 м.

Над средними ангидритами выделяется мощная пачка верхних солей, среди которых встречаются редкие линзы ангидритов. К этой пачке приурочены многочисленные проявления калиеносности: пласты калийных солей мощностью от 1 до 3—5 м присутствуют в разрезах большинства структур, входящих в зону распространения описываемого литологического типа (фиг. 2). Мощность пачки изменяется в широких пределах: на Култаке она составляет 320—590 м, на Памуке 550—620, на Уртабулаке 220—320 м и т. д. Разрез соляно-ангидритовой формации венчается пачкой верхних ангидритов серого цвета с мало-мощными прослоями красноцветных глин, количество которых увеличивается снизу вверх. Мощность этой пачки колеблется от 20—30 до 60—80 м. Общая мощ-



Фиг. 2 (А и Б)



Фиг. 2. Схемы сопоставления верхнеюрских соленосных отложений

1 — известняки; 2 — ангидриты, гипсы; 3 — глины; 4 — каменная соль; 5 — пласти калийных солей; 6 — гамма-каротажная характеристика. Структуры: А (I — Байгушли, скв. 1; II — Сакар, скв. 2; III — Саман-Тепе, скв. 10; IV — Уртабулак, скв. 2; V — Метеджан, скв. 2; VI — Дарбаза, скв. 1); Б (I — Дарбаза, скв. 1; II — Памук, скв. 1; III — Бешкент, скв. 4; IV — Шуртан, скв. 7; V — Адамташ, скв. 5); В (I — Денгизкуль, скв. 7; II — Уртабулак, скв. 2; III — Метеджан, скв. 5; IV — Западный Зеварды, скв. 1; V — Зеварды, скв. 16; VI — Аляудунтау, скв. 2; VII — Куруксай, скв. 2)

ность галогенных отложений гаурдакской свиты в пределах распространения описываемого литологического типа изменяется в широком интервале — от 150—200 м в северной и северо-западной части до 1000 м в южной, наиболее погруженной зоне.

Гаурдак-Кугитангский литологический тип разреза (V6) распространен на территории юго-западных отрогов Гиссара. Соляные отложения гаурдакской свиты имеют преимущественно неглубокое залегание и пересечены большим количеством разведочных и поисковых скважин, поэтому данный литологический тип наиболее изучен. Полные разрезы гаурдакской свиты в его пределах вскрыты скважинами на Адамташской и Карайльской антиклинальных структурах (в северной части территории) и на западных крыльях Кугитангской, Тюбеготанской и Гаурдакской антиклиналей. В галогенной формации можно выделить две подсвиты: нижнегаурдакскую, соответствующую ангидритовой толще, и верхнегаурдакскую, в состав которой входят соляная толща и пласт кровных ангидритов [6].

Нижнегаурдакская (карбонатно-сульфатная) подсвита сложена белыми, светло- и темно-серыми массивными, мелко- и среднекристаллическими ангидритами. Местами ангидрит трещиноват — трещины заполнены вторичным гипсом. В средней части разреза выделяют от одного до трех-четырех пластов темно-серых крупнокристаллических известня-

ков с прослоями и включениями ангидрита. Пласты известняков прослеживаются на всей площади распространения отложений подсвиты и являются хорошим маркирующим горизонтом. В верхней части подсвиты выделяются три пласта темно-серых массивных ангидритов с многочисленными белыми включениями данбурита (бороносные горизонты). Мощность их составляет обычно 2—3 м. Пласты отличаются более плотным сложением, чем вмещающие ангидриты, и хорошо заметны в разрезе. Над бороносными пластами в ангидритовой толще местами присутствуют линзы светло-серой каменной соли.

Верхнегаурдакскую (сульфатно-хлоридную) подсвиту можно в свою очередь подразделить на нижнюю некалиеносную и верхнюю калиеносную. Нижняя некалиеносная пачка сложена каменной солью белого, светло-серого и розового цвета, средне- и крупнокристаллической, с включениями красно-бурой и серо-зеленой глины, количество которой возрастает в верхней части разреза. В нижней части разреза встречаются линзы, пласты и включения ангидрита. Мощность этой пачки 350—400 м. Калиеносная пачка представляет собой чередование калийных солей и каменной соли. Калийные соли, представленные сильвинитом и карналлитом, образуют пластовые залежи в верхней половине подсвиты. Сильвинитовые разности имеют красно-бурый, бледно-розовый или голубоватый цвет, а карналлитовые окрашены в оранжевые цвета. Включения калийных минералов встречаются также в виде рассеянной вкрапленности. Количество и мощность калийных пластов изменяется в широких пределах. В толще каменной соли, главным образом в ее нижних частях, встречаются пласты, линзы и включения ангидрита. Мощность пачки изменяется от 270 до 330 м.

Гаурдакскую свиту венчает неоднородная пачка переслаивания ангидрита и коричневато-бурых глин с прослоями известняков и мергелей. Мощность пачки невелика и испытывает значительные колебания. Строне разреза и мощность гаурдакской свиты существенно изменяется с севера на юг и с востока на запад. В северной части рассматриваемой территории, на Караильской антиклинали, мощность галогенных отложений гаурдакской свиты составляет 480 м. Южнее, на Акбашской антиклинали, мощность соляной толщи увеличивается до 520 м. На западном крыле Тюбегатанской антиклинали и в пределах Гаурдакского месторождения калийных солей полная мощность гаурдакской свиты достигает 750 м. В разрезах северо-восточной и восточной части района мощность верхнеюрских галогенных отложений заметно сокращается. Так, в районе Хамканской антиклинали она составляет 480 м. Таким образом, мощность верхнеюрских галогенных отложений в пределах гаурдак-кугитанского литологического типа увеличивается в общем с севера на юг и с востока на запад. В этом же направлении в разрезе свиты возрастает роль соляных пород, фациально замещающих верхнюю часть подстилающих ангидритов, и уменьшается количество и мощность карбонатных прослоев в сульфатной толще.

КАЛИЕНОСНОСТЬ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Калийные соли (в виде минеральной вкрапленности или отдельных пропластков) присутствуют на значительной площади распространения соленосных отложений гаурдакской свиты, однако крупные проявления и месторождения калийных солей известны лишь на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Здесь выявлена калиеносная зона, вытянутая с северо-востока на юго-запад на расстояние около 140 км, ширина ее изменяется от 20—30 до 50—60 км. В границах этой зоны могут быть околтурены четыре промышленно-калиеносные площади (Гаурдак-Тюбегатанская, Кугитанская, Карлюкская и Окузбулак-

ская), в пределах которых имеются эксплуатируемые или разведанные, пригодные для эксплуатации месторождения, и ряд площадей, перспективных на калийные соли (Етымдагская, Акрабатская, Хамканская и др.), характеризующихся небольшими глубинами залегания продуктивных пластов (от 200 до 1200 м). Большинство этих площадей расположено на наиболее спокойных в тектоническом отношении участках, приуроченных к пологим западным крыльям крупных брахиантиклинальных поднятий: Кугитангского, Гаурдакского, Тюбеготанского и Карабильского.

На территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта кроме отмеченных промышленно-калиеносных и перспективных площадей, которые достаточно хорошо охарактеризованы поисковыми и геологоразведочными работами, имеются площади, где калийные соли прослежены на глубинах свыше 1200 м. Их можно отнести к разряду потенциально перспективных, так как подобная глубина залегания калийных солей на сегодняшний день не отвечает требованиям промышленности в этом виде сырья. Калиеносность этих площадей изучена слабо. В большинстве случаев мы можем судить о ней лишь по данным различных видов каротажа скважин. Так, на западе мегантиклинали юго-западного Гиссара, к востоку от Аляудинского поднятия, располагается Дугобинское поднятие, объединяющее Дугобинскую, Джурамергенскую, Гурчакскую, Мавлянкудукскую и Карабайскую структуры. Калиеносность этого поднятия изучена слабо. Лишь на структуре Карабай по скв. 1 проведен гамма-каротаж по толще соли. На диаграмме в интервале 2158—2165 м выделяется бедный пласт калийных солей.

К востоку от Дугобинского расположено Караиль-Белесыйнакское поднятие, включающее ряд антиклиналей: Караильскую, Белесыйнакскую и Тагамскую. Наиболее интересная из них Белесыйнакская структура. Соляная толща здесь охарактеризована гамма-каротажем по скв. 1 и 2. По скв. 2 выделяется калиеносная зона мощностью 64 м, в которой калиеносные пласты залегают ниже кровли толщи соли от 148 до 208 м. Пласты характеризуются мощностью от 2 до 6,4 м и высоким содержанием хлористого калия. В скв. 1 калиеносная зона имеет почти такую же мощность, что и в скв. 2, но залегают на более низком уровне относительно кровли толщи солей и не содержит богатых калийных пластов. В целом пласты калийных солей на Караиль-Белесыйнакском поднятии залегают на глубине 2200—2500 м от поверхности. К северовостоку от Караиль-Белесыйнакского поднятия находится Чакчар-Адамташская ветвь виргации юго-западных отрогов Гиссара. Сведения о калиеносности этой территории имеются по Гумбулакской, Адамташской, Мобикской и Кызылбайракской структурам. Каротажный материал по скважинам, пройденным на этих структурах, указывает на наличие калийных пластов в толще каменной соли. Калийные пласты мощностью от 2 до 5 м зафиксированы на глубинах от 1800 до 2200 м.

За последние 15—20 лет в результате бурения глубоких скважин и геофизических исследований в связи с поисками нефти и газа пласты калийных солей вскрыты не только в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, но и на равнинной территории юго-восточной Туркмении и юго-западного Узбекистана (вдоль среднего течения Амударьи). Хотя калиеносные горизонты залегают на значительной глубине, изучение их представляет определенный интерес с точки зрения выделения площадей, перспективных для отработки калийных солей методом подземного выщелачивания, выявления закономерностей локализации калийных залежей, условий их образования, взаимоотношения с вмещающими породами и т. д. Данные о строении соляных отложений, количестве калиеносных горизонтов, присутствующих в разрезе, их мощности, приблизительном составе и содержании хлористого калия получены нами в результате интерпретации и обобщения данных каротажа скважин.

Западнее отрогов Гиссарского хребта на площади Бешкентского прогиба выявлен ряд калиеносных структур. Наиболее мощный разрез калиеносных отложений пересечен на антиклинальной структуре Алядунтау, расположенной в центральной части Бешкентского платформенного прогиба. Мощность верхней толщи солей, залегающей на глубине около 2900 м, составляет 483 м. Из них интервал в 320 м представляет калиеносную зону, в которой можно выделить семь калийных пластов, залегающих на 50—365 м ниже кровли соляной толщи. Вертикальная мощность отдельных пластов колеблется от 2 до 15 м. Суммарная мощность пластов с высоким содержанием хлористого калия (10—32%) составляет 25 м. В северо-восточной части Алядунтауского поднятия находится Куруксайская антиклинальная зона, объединяющая структуры Шуртан и Куруксай. В пределах Куруксайской структуры соляная толща залегает на глубине около 2500 м. В верхней части толщи (108 м ниже кровли соли) довольно четко выделяется калиеносная пачка мощностью 90 м, содержащая ряд калийных пластов. Из них можно отметить два мощностью 11 и 2 м, характеризующихся высоким содержанием хлористого калия (см. фиг. 2, В). На структуре Шуртан кровля соляной толщи залегает на глубине 2330 м. В верхней части толщи на глубине от 64 до 100 м ниже кровли соли выделяются три калиеносных горизонта. Мощность пластов от 1,5 до 4,5 м. Наиболее высокое содержание сильвина отмечается в верхних двух пластах.

К юго-западу от Алядунтауского поднятия расположена Камашинская антиклинальная зона, включающая структуры Гирсан, Камашинскую и Бешкентскую. Калийные соли здесь прослежены в верхней части гаурдакской свиты, залегающей на глубине от 2500 до 2800 м. Мощность калийного пласта, зафиксированного на этих структурах, колеблется от 1,5 до 5 м. На юге Бешкентского прогиба в восточной части Репетек-Келифской зоны поднятий расположена структура Донгузсырт. Разрез верхнеюрской галогенной толщи детально описан в работе [3]. Лабораторные исследования штучных проб из скважин обнаружили богатые (до 47% KCl) сильвиниты светло-розового цвета, залегающие на глубинах от 400 до 550 м. Мощность пластов калийных солей из-за плохого извлечения керна не определена. К западу от Нишанской и Камашинской антиклинальных зон располагается ряд структур — Култук, Памук, Зеварды, Айзоват, Северные Камашы, объединяемых в Айзоватскую группу структур. Наиболее полно из этой группы изучена структура Култук. На ней пройден ряд скважин, каждая из которых вскрыла пласты калийной соли мощностью от 3 до 8 м. Калийные горизонты залегают на различных уровнях: от 40 до 275 м ниже уровня кровли соляной толщи. Наиболее выдержан по площади и богат второй пласт сверху. На других структурах Айзоватской группы также зафиксирован пласт калийной соли; мощность его колеблется от 2 до 5 м, а глубина залегания от 2000 до 2200 м.

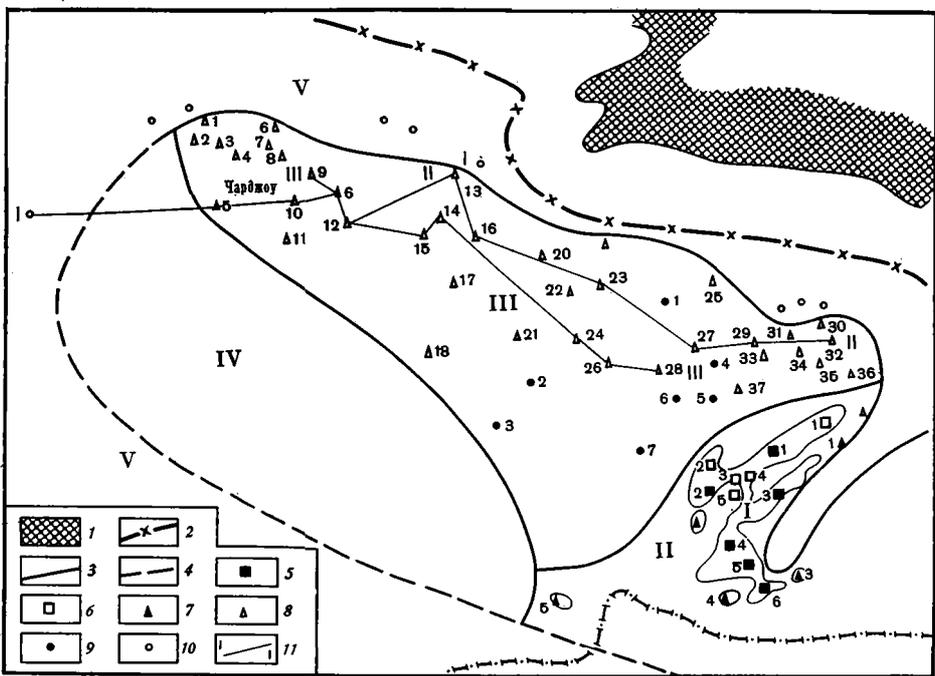
К северо-западу от Бешкентского прогиба расположено Денгизкульское поднятие, на которое выявлен ряд калиеносных структур: с юго-востока на северо-запад — Тангикудук, Западное Зеварды, Дарбаза, Метеджан, Уртабулак, Денгизкуль, Саман-Тепе, Сакар, Киштуван, Хаузак, Шадын, Узуншор и, очевидно, Чаштепе, Западный Киштуван, Фараб, Наразым, Шады. Одна из самых интересных и перспективных из этих структур — Метеджан. Скважины, пройденные на этой антиклинали, вскрыли кровлю верхнеюрской галогенной толщи на глубине от 2100 до 2300 м (см. фиг. 2, А). Ниже кровли толщи на 80—260 м залегает ряд пластов калийной соли мощностью от 3 до 10 м. Наибольший интерес представляет верхний пласт, характеризующийся хорошей выдержанностью на площади и высоким содержанием хлористого калия. На структуре Уртабулак каменная соль залегает на глубине около 2000 м. Мощность калийного пласта, находящегося на 200 м ниже кровли соляной

толщи, достигает 6 м. Калиеносность его кроме геофизических показателей подтверждается и керновым материалом. На Уртабулаке поднят керн калийной соли (25 см) с содержанием хлористого калия 32,5 и карналлита 0,7% [4]. Из других структур Денгизкульского поднятия можно отметить Сакар, Саман-Тепе, Дарбаза, Денгизкуль. Здесь в верхней части разреза гаурдакской свиты, залегающей на глубине от 1900 до 2200 м, прослежена калийная соль. Мощность калийного пласта (с содержанием хлористого калия 10—15%) колеблется от 3 до 7 м (см. фиг. 2). Далее, на запад от Денгизкульского поднятия, на площади распространения верхнеюрской соленосной формации признаки калиеносности в породах гаурдакской свиты отсутствуют.

Обобщая весь имеющийся материал, можно сказать, что калиеносный бассейн юго-восточной Туркмении и юго-западного Узбекистана располагается на территории следующих современных тектонических элементов: Денгизкульского и Сундуклинского поднятий, Бешкентского прогиба, мегантиклинали юго-западного Гиссара и соединяется южнее западного окончания Байсун-Кугитангского поднятия с Южно-Таджикской впадиной. В северо-западном направлении от Донгузсырта он открывается в сторону Репетек-Келифской зоны. Таким образом, пласты калийных солей, приуроченные к гаурдакской свите, прослежены с юго-востока на северо-запад от западного склона хр. Кугитангтау до Фарабской антиклинальной складки почти на 350 км и с северо-востока на юго-запад от Адамташской антиклинали до Донгузсырта на 170 км. Если раньше площадь распространения калиеносных фаций определялась в 25—30 тыс. км², то теперь эти цифры должны быть значительно увеличены, так как площадь калиеносного бассейна только в границах достоверно установленных данных составляет 35—40 тыс. км² (фиг. 3). Прогнозные общегеологические запасы калийных солей верхнеюрских соленосных отложений на территории юго-восточной Туркмении и юго-западного Узбекистана оцениваются в 150—200 млрд. т.

Калийные месторождения и проявления приурочены в основном к северо-восточной, наиболее мелководной части бассейна, которая и наиболее удалена от места притока питающих его морских вод. Во всех случаях калиеносные отложения встречаются только в верхней части разреза верхнеюрской галогенной формации. В западной части солеродного бассейна условия для образования калийных солей были менее благоприятны. Садка калийных солей происходила здесь в течение коротких промежутков времени. Морская вода, поступающая с запада, часто приводила к разбавлению рапы и отложению пластов ангидрита, количество которых возрастает в верхней части разреза соляной толщи.

Количество пластов калийных солей, их мощность и состав тесно связаны и с палеотектоническими условиями формирования. Максимальные количества их и мощности приурочены к прогибам (Карлюкскому, Дехканабадскому, Бешкентскому и др.). Эти структуры характеризуются наибольшими мощностями солей. На площадях, занимающих более высокое гипсометрическое положение, калиеносность соляной толщи уменьшается. Это проявляется в сокращении мощностей калийных пластов и уменьшении содержания в них калийных минералов. Так, на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта максимальные количества и мощность калийных пластов приурочены к Карлюкской, Карабильской и Окузбулакской площадям, расположенным в пределах тектонической ступени палеозойского фундамента, испытавшей наибольшее конседиментационное опускание [5]. На площади ступеней, занимавших более высокий гипсометрический уровень (Гаурдакское, Кугитангское и другие месторождения северной группы), число калийных пластов резко сокращается. Одновременно с сокращением мощности калиеносной пачки в разрезе соляной толщи происходит уменьшение доли карналлита в составе калийных пород. Если в северной группе калийных место-

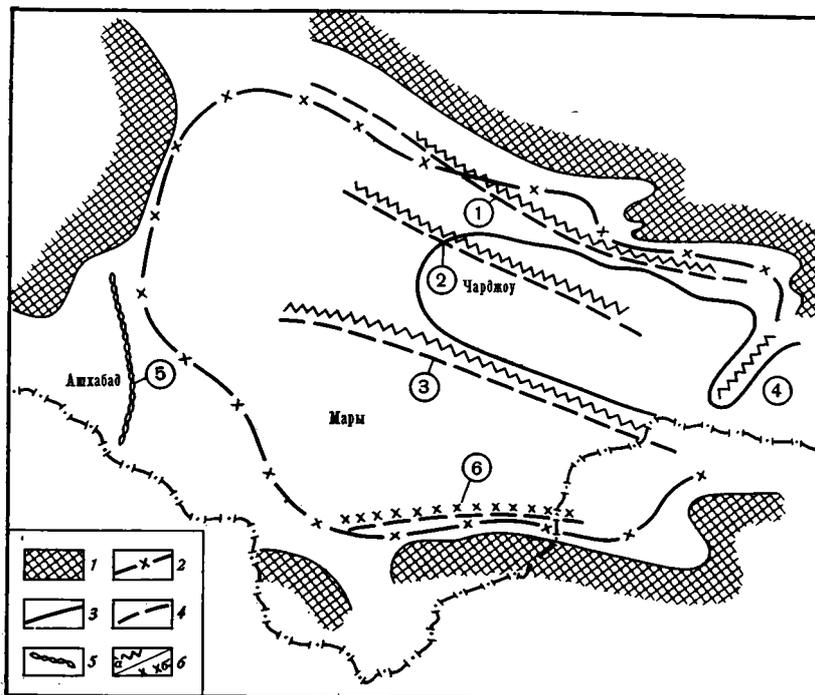


Фиг. 3. Схематическая карта перспектив калиености юго-восточной Туркмении и юго-западного Узбекистана

1 — отсутствие галогенной формации; 2 — граница распространения соли; границы калиенного бассейна: 3 — установленная, 4 — предполагаемая; 5 — месторождения калийных солей: 1 — Тюбеготан, 2 — Гаурдак, 3 — Кугитанг, 4 — Карабиль, 5 — Карлюк, 6 — Окузбулак; 6 — разведанные участки калийных солей: 1 — Акбаш, 2 — Кокмияр, 3 — Северный Гаурдак, 4 — Южный Лялимкан, 5 — Кызыл-Мазар; 7 — структуры с выявленной калиенностью по керну: 1 — Хамкан, 2 — Тагаринская, 3 — Ходжанкаин, 4 — Етымдагская, 5 — Донгузсырт, 6 — Уртабулак; 8 — структуры с выявленной калиенностью по геофизическим данным: 1 — Западный Киштуван, 2 — Фараб, 3 — Узоншор, 4 — Киштуван, 5 — Сакар, 6 — Шады, 7 — Чаштепе, 8 — Хаузак, 9 — Денгизкуль, 10 — Саман-Тепе, 11 — Наразым, 12 — Метеджан, 13 — Дарбаза, 14 — Зеварды, 15 — Западный Зеварды, 16 — Южный Памук, 17 — Култак, 18 — Сундукли, 19 — Северный Камаша, 20 — Айзоват, 21 — Гирсан, 22 — Камаша, 23 — Бешкент, 24 — Нишан, 25 — Джамбулак, 26 — Алядунтау, 27 — Шуртан, 28 — Куруксай, 29 — Карабай, 30 — Мобик, 31 — Восточный Каранль, 32 — Адамташ, 33 — Каранль, 34 — Гумбулак, 35 — Кызылбайрак, 36 — Кантауская, 37 — Белесыйайнакская, 38 — Акрабатская; 9 — структуры с предполагаемой калиенностью: 1 — Янгикентская, 2 — Тюллекудукская, 3 — Ходжамбакская, 4 — Мавлянкудукская, 5 — Тагамская, 6 — Гурчакская, 7 — Дугобинская; 10 — некалиенные структуры; 11 — линии сопоставления разрезов верхнеюрских соленосных отложений. Зоны соленосного бассейна: I — промышленно-калиенная; II — с высокоперспективной калиенностью; III — потенциально перспективная на калийные соли; IV — с невыясненными перспективами на калийные соли; V — полного отсутствия калийных солей

рождений небольшое распространение получили лишь карналлит-галитовые породы вкрапленного типа, то в южной группе сильвин-карналлитовые и карналлит-сильвинитовые породы образуют мощные выдержанные по площади пласты.

Общая картина распределения калийных солей на площади и в разрезе несколько усложняется в результате влияния локальных тектонических структур, развивающихся на территории солеродного бассейна. Характерно почти полное отсутствие терригенного материала в солях нижней пачки, что говорит о слабой тектонической активности на окружающей суше. В такой обстановке большую роль в формировании галогенной формации играет рельеф морского дна, так как именно он обусловил наличие поднятий и некомпенсированных впадин. Возможно, что расчлененность рельефа связана с рифогенными образованиями. Имею-



Фиг. 4. Палеогеографическая схема Среднеазиатского бассейна в позднеюрское время
 1 — отсутствие галогенной формации; 2 — граница распространения соли; 3 — установленная граница калиеносного бассейна; 4 — зоны разломов; зоны биогермного осадкообразования; 5 — сингенетичная процессу галогенеза, 6 — предшествующая времени галогенного осадконакопления (а — установленная, б — предполагаемая); структуры: 1, 2, 6 — соответственно Бухарская, Чарджоуская, Карабийская тектонические ступени; 3 — Репетек-Келифская зона разломов; 4 — сводовое поднятие Кугитангтау; 5 — Серахская перемычка

щийся к настоящему времени фактический материал по галогенным формациям и рифогенным отложениям свидетельствует о частом совместном нахождении биогермных и галогенных образований [9]. Такая взаимосвязь, отмеченная во многих районах мира, в общих чертах проявляется и в Среднеазиатском галогенном бассейне. Соленосные отложения кимеридж-титонского возраста подстилаются здесь толщей карбонатных пород келловей — оксфорда. Недостаточная изученность этих пород и их глубокое залегание в западной части бассейна не позволяют пока детально выделять рифогенные сооружения. Однако некоторые из них прослеживаются весьма четко (фиг. 4). Наиболее хорошо морфологически выражен рифовый массив хр. Кугитангтау, разделявший в кимеридж-титонское время два бассейна. Другим поперечным рифовым сооружением является Серахская перемычка в зоне сочленения Мургабской впадины с Предкопетдагским прогибом, выделяемая предположительно по особенностям фациальных изменений пород [2].

Кроме поперечных рифовых построек на территории Среднеазиатского бассейна в его центральной, наиболее изученной части (Амударьинская синеклиза) установлена сеть барьерных рифов, связанных, как правило, с крупными конседиментационными структурами — тектоническими ступенями: Бухарской, Чарджоуской, Карабийской и др. Будучи приурочены к краевым частям этих ступеней и в силу своих морфологических особенностей рифовые массивы способствовали резкой дифференциации галогенных отложений на каждой ступени и создавали усло-

вия для разделения соляных осадков по составу в процессе галогенеза. Все известные в настоящее время залежи калийных солей Среднеазиатского бассейна сосредоточены на относительно небольшой территории, заключенной между рифовыми массивами хр. Кугитангтау, Бухарской и Чарджоуской ступеней. Изучение взаимоотношений рифовых построек с вмещающими галогенными породами показывает, что мощность эвапоритовых образований над рифами резко сокращена. В межрифовых зонах вместе с резким увеличением мощности соляной толщи отмечается увеличение интервала распространения калийных солей [2].

В заключение следует отметить, что калиеносная провинция юга Средней Азии, несмотря на недостаточную изученность, по своим размерам, уже имеющимся запасам калийных солей и перспективам открытия новых крупных месторождений калийного сырья может быть поставлена в один ряд с крупнейшими соленосными областями мира.

Литература

1. Герасимова В. В., Седлецкий В. И. Калийные соли юга Средней Азии. Ростов-на-Дону. Изд-во Ростовского ун-та, 1969.
2. Ильин В. Д., Каеш Ю. В., Алимухамедов Н. Х. и др. Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов Средней Азии.— В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Сер. V. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1974.
3. Кутузов А. И., Попов В. С. Новые данные по геологии Донгузсырта.— Сов. геология, 1976, № 9.
4. Попов В. С. Верхнеюрская галогенная формация внутриконтинентальных солеродных водоемов Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
5. Седлецкий В. И. История геологического развития Гаурдак-Кугитангской зоны поднятий.— Изв. АН ТуркмССР. Сер. Физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, № 2.
6. Седлецкий В. И. Калийные соли юго-восточной Туркмении.— В кн.: Минеральные ресурсы Туркменской ССР. М.: Недра, 1968.
7. Седлецкий В. И. Калийные соли Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
8. Седлецкий В. И. Прогноз калиеносности верхнеюрской и нижнемеловой галогенных формаций юга Средней Азии.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л.: Недра, 1972.
9. Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования.— Сов. геология, 1977, № 12.
10. Седлецкий В. И., Попов В. С., Деревягин В. С. и др. Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. I. Новосибирск: Наука, 1977.

Ростовский университет,
Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию
19.XI.1979

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.54.443

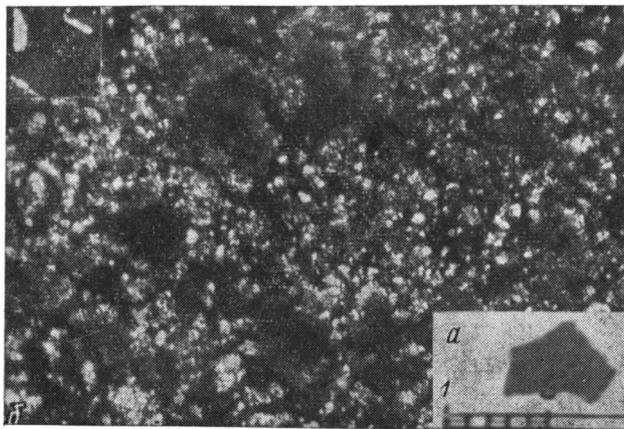
**СЛОЖНЫЙ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЙ КАРБОНАТ
В СОВРЕМЕННЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКАХ
ТИХОГО ОКЕАНА**

**ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., АЛЕКСАНДРОВА В. А., ВАСИЛЬЕВА Г. Л.,
КАРАСЕВА Г. В., КОРИНА Е. А., СТЕПАНОВА К. А.**

Марганцевые и железистые карбонаты осадочного генезиса обнаружены в современных осадках и рудах озер северной гумидной зоны, в морях и гемипелагических осадках океанов [3, 5, 9, 10, 12—15]. Образование их связано с диагенезом, движущей силой которого является органическое вещество вмещающих их отложений [7]. Карбонаты марганца (железа), обязанные своим происхождением гидротермальным процессам, пока установлены лишь в Красном море, где в железисто-монтмориллонитовых илах и отложениях фаций гетита и аморфных гидроокисей железа встречены прослойки литифицированного манганосидерита [1].

Сложный по составу железистомарганцевый карбонат гидротермального генезиса обнаружен нами при изучении верхней части металлоносных осадков (ст. 1001, 38°59' ю. ш., 111°24' з. д., глубина 2830 м), отобранных во время 14-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Станция 1001 расположена в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Металлоносные осадки, представленные темно-бурыми алевритистыми карбонатными илами (содержание CaCO_3 в среднем составляет около 73%), мощностью около 1,3 м характеризуются высоким окислительно-восстановительным потенциалом ($E_h = +650; +600$ мВ) и содержат в среднем около 6,1% железа, 2,7 марганца; 0,19 алюминия и 0,04% титана [2, 6]. Осадки не сцементированы и легко разделяются механическим путем (водное отмучивание с последующим разделением через сито) на разные гранулометрические фракции. Механический анализ осадков верхней части разреза ст. 1001 (0,5 см, дночерпательная проба) показал, что фракция >1 мм составляет 1,5% от общего веса анализируемой сухой пробы; фракция 1—0,5 мм — 0,7%; фракция 0,5—0,25 мм — 15,1%; фракция 0,25—1 мм — 38,4% и фракция $<0,1$ мм — 44,3%.

Фракция более 1 мм представлена главным образом крупными, достигающими иногда почти до 1 см в длину, неправильными по форме угловатыми обломками базальтов, палагонитов и долеритов. Они, как правило, не несут каких-либо следов коррозии или выделений, связанных с гидротермальной подачей металлосодержащих растворов. Более того, на поверхности некоторых обломков четко устанавливаются тонкие (доли миллиметров) железомарганцевые корочки, образовавшиеся в результате гидрогенных процессов. Более редко во фракции >1 мм:



Пластинка карбоната сложного состава
a — внешний вид карбонатной пластинки (оставшаяся часть после отбора образца для химического анализа), увел. в 2 раза; *б* — структура карбоната сложного состава, николи скрещены, увел. 210; *в* — мелкие обломки самородного железа; сфотографировано с боковой подсветкой, увел. 35

металлоносных осадков ст. 1001 встречены кусочки пемзы, крупноглобулярные, водяно-прозрачные зерна кварца, а также порошковатые, окрашенные в красный цвет образования гидротермального процесса. Парегенез минеральных образований более тонких фракций явно подвержен влиянию гидротермального процесса. В них установлены тонкая железистая рентгеноаморфная взвесь, существенно железистые микроконкреции, окатанные, также ожелезненные комки глин, единичные акцессории золота и серебра, обломки пирита и другие породы, попавшие в район ст. 1001 механическим путем.

Обломок железистомарганцевого карбоната, обнаруженный нами среди металлоносных осадков во фракции более 1 мм, представлен красновато-коричневой пластинкой и покрыт очень тонкой кремнистой корочкой, что придает ему своеобразный стеклянный блеск.

Пластинка (фигура, *a*) имеет более 2 см в длину и столько же сантиметров в ширину; толщина ее около 1—2 мм. Просмотр прозрачно-полированного шлифа, изготовленного из этой пластинки, показал, что она состоит главным образом из высокопреломляющего карбоната (см. фигуру, *б*), который на отдельных участках замещается красновато-бурым изотропным веществом, сложным гидроокисными соединениями железа. Вблизи небольших по размеру пустот, имеющих вид тонких камер и пятен, вырисовываются непрозрачные выделения черного цвета, которые, судя по реакции с уксуснокислым бензидином, являются гидроокислами марганца. В составе изучаемого карбоната при окрашивании комплексным реактивом установлено довольно большее количество двухвалентного железа [11]. Результаты рентгеновского анализа (камера Дебая-Шерера, CoK_α -излучение; Fe-фильтр) показывают, что этот образец характеризуется наиболее интенсивным рефлексом в области 2,84 Å (таблица).

Учитывая данные, полученные после окрашивания шлифа, можно предполагать сложный состав изучаемого карбоната. При полуколичественном спектральном анализе, выполненном с помощью лазерного микроанализатора (LMA-1), в образце фиксируются ничтожно малые количества фосфора. В результате микрохимического анализа (метод мокрой химии) установлено, что карбонатная пластинка представлена следующими компонентами (в %): $\text{Fe}_2\text{O}_3=12,57$; $\text{FeO}=33,90$; $\text{CaO}=\dots$

Интенсивности линий I и межплоскостные расстояния *d*

Карбонатный минерал сложного состава		Самородное железо		Карбонатный минерал сложного состава		Самородное железо	
I	<i>d</i>	I	<i>d</i>	I	<i>d</i>	I	<i>d</i>
4	3,56	—	—	3	1,52	—	—
10	2,84	—	—	2	1,45	7	1,42
4	2,48	—	—	1	1,31	—	—
5	2,15	10	2,03	1	1,30	—	—
5	1,98	—	—	—	—	8	1,15
2	1,81	—	—	—	—	4	1,01
8	1,75	—	—	—	—	—	—

$\text{FeO}=4,93$; $\text{MgO}=2,93$; $\text{MnO}=9,60$; $\text{Al}_2\text{O}_3=0,16$; $\text{Ti}=0,16$; $\text{SiO}_2=1,1$; $\text{CO}_2=33,60$; $\text{C}_{\text{орг}}$ не обнаружено. Небольшие количества исходного образца не позволили определить в нем формы марганца, поэтому расчет на идеальную карбонатную соль проводился по схеме, отличающейся от принятой при расчетах карбонатов в химических лабораториях. В первую очередь мы, как обычно, связали CaO с CO_2 . Затем оставшееся количество CO_2 соединялось не с MnO , а с FeO (для получения FeCO_3) и с MgO (для расчета MgCO_3), а углекислота — с MnO . В результате была получена теоретическая формула изучаемого карбоната: $\text{Fe}_{66,1}\text{Mn}_{15,5}\text{Ca}_{10,6}\text{Mg}_{7,8}(\text{CO}_3)$.

Содержание (MnO_2) определилось путем вычитания из общего MnO , полученного в результате химического анализа марганца, входящего в карбонатную соль ($\text{MnO}_2=1,5\%$). В процессе подготовки образца к анализам выяснилось, что после раздавливания его в яшмовой ступке остаются очень мелкие ($<0,1$ мм) сильномагнитные металлические частички несколько удлиненной формы (см. фигуру, *в*); судя по данным рентгеновского анализа и микроспектрального анализа, они представлены самородным железом (см: таблицу). В результате лазерного микроспектрального анализа установлено, что сильномагнитные металлического облика частицы содержали в качестве основного элемента железо, $0,03-0,05\%$ марганца, $6-12\%$ кремния, $0,02-0,05\%$ кальция, отсутствовали титан, никель, хром, обнаружены следы магния и алюминия. Аналогичные обломки самородного железа встречены нами и в более мелких фракциях металлоносных осадков в верхней части разреза ст. 1001.

Н.М. Страхов [8] подчеркивал, что химический состав вулканических эксгаляций находится в тесной связи с их температурой. На начальной высокотемпературной стадии ($1200-200^\circ\text{C}$), по его мнению, выделяется многокомпонентная газовая смесь (фумаролы, содержащие почти все газы: H_2O , HCl , Hf , SO_2 , SO_3 , H_2S , CO , CO_2 , H_2 , N_2 и др.). На менее горячей сольфатарной стадии ($200-80^\circ\text{C}$) начинают господствовать сернистые соединения (S , H_2S , SO_2 и др.). При более низких температурах ($100-20^\circ\text{C}$) остается практически лишь CO_2 (мофеттовая стадия). Именно с этой стадией гидротермальной деятельности, по-видимому, можно связать обнаруженный нами сложный железистомарганцевый карбонат, в котором как бы запечатаны мельчайшие обломки раннее образованного самородного железа, вероятно, «содранные» с базитов гидротермальными растворами. В верхние части металлоносных осадков сложный железистомарганцевый карбонат поступал механическим путем вместе с обломками базальтов, долеритов, палагонитов и других пород из близрасположенных несколько приподнятых участков, находящихся в этом же районе, где благодаря активным тектоническим движениям на поверхность дна океана были выведены более высокотемпературные продукты вулканизма.

Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис). М.: Мир, 1974.
2. Богданов Ю. А., Григорьев В. Н., Муравьев В. И. и др. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана.— В сб.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
3. Логвиненко Н. В. Состав и генезис карбонатов железа и марганца в осадочных образованиях.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
4. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
5. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Соколова Е. Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
6. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. и др. Геохимия металлоносных осадков.— В сб.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Ч. I и II. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962.
8. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.
9. Штеренберг Л. Е., Базилевская Е. С., Чигирева Т. А. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
10. Штеренберг Л. Е., Горшкова Т. И., Наткина Е. М. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Рижского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
11. Штеренберг Л. Е., Грецин В. И., Соловьев А. А., Шурина Г. Н. К методике окрашивания карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
12. Штеренберг Л. Е., Галковская Г. Ф., Рычкова В. Б., Шурыгина Е. В. Железистые карбонаты сложного состава в Fe-Mn-образованиях Лозско-Азатского озера.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4.
13. Calvert S. E., Price N. B. Shallow water, continental Margin and Lacustrine nodules: Distribution and Geochemistry.— In: Marine Manganese Deposits Ed. Glasby G. P. Amsterdam — Oxford — New York: 1977.
14. Lynn D. C., Bonatti E. Mobility of manganese in the diagenesis of deep-sea sediments.— Marine Geol., 1965, v. 3, № 6.
15. Zen E. An Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile.— J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, № 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.III.1980

УДК 553.61 : 553.94 (477.62)

О ПОРОДООБРАЗУЮЩЕМ МИНЕРАЛЕ МЕЖУГОЛЬНЫХ ПРОСЛОЕВ (ТОНШТЕЙНОВ) ДОНБАССА

ЗАРИЦКИЙ П. В.

Несмотря на то что специфические минеральные прослои в угольных пластах — тонштейны изучаются уже не один десяток лет, до сих пор их минеральный состав вызывает дискуссии. Главный вопрос сводится к возможности участия диккита в качестве ведущего породообразующего минерала или хотя бы наравне (или вместе) с каолинитом в сложении тонштейнов. Приводимые данные основаны на всестороннем изучении (в том числе и с помощью оптического, термического, рентгенометрического и ИК-спектроскопического методов) образцов тонштейнов из пластов угля l_1 , l_2 и m_2 среднего карбона, отобранных в северо-западных, западных и юго-западных районах Донецкого бассейна. На этой территории развиты угли низких и средних степеней метаморфизма, а тонштейны сложены в основном минералами группы каолинита. Районы развития полуантрацитов и антрацитов из рассмотрения исключены, так как породообразующим минералом тонштейнов здесь является гид-

рослода [3, 4, 18]. Не рассматриваются также сравнительно редкие случаи, когда тонштейны сложены монтмориллонитом или иллит-монтмориллонитом (смешанослойной фазы) [7, 11]. Наше внимание было обращено главным образом на образцы тонштейнов с двойными эндотермическими эффектами на термограммах, что послужило для некоторых авторов основанием или во всяком случае одним из оснований предполагать наличие в тонштейнах наряду с каолинитом диккита [11, 13, 15] или даже утверждать (по комплексу данных) о преобладании диккитовой основы [10], хотя большинство исследователей считали и продолжают считать пороодообразующим минералом тонштейнов каолинит [3, 6, 9, 16]. Наличие двух эндотермических эффектов у каолинита [1] или диккита [17] объяснялась и по-иному — не смесью двух минеральных фаз, а присутствием в образцах разных по размерности и степени совершенства структуры фракций одного и того же минерала. Были также описаны и достоверно идентифицированные каолиниты с одним высокотемпературным эндотермическим эффектом 700°C [1] и $690\text{—}695^{\circ}\text{C}$ [14]. Из этих противоречивых, на первый взгляд, данных неизбежно вытекает вывод о невозможности достоверной диагностики минералов группы каолинита по результатам только термических исследований, поскольку температура максимумов и число эндотермических эффектов дегидроксилизации определяются не только полиморфными (или политипными) различиями, но и степенью упорядоченности их кристаллического строения, а также степенью окристаллизованности, под которой понимаются размеры и совершенство огранки кристаллических индивидов. Основной вопрос, таким образом, сводится к дилемме: каолинит, диккит или смесь их являются пороодообразователями тонштейнов.

Анализ результатов наших исследований проведен на примере серии образцов тонштейнов из названных выше угольных пластов. Данные о результатах термического анализа образцов из пласта l_1 приведены в табл. 1, в которую для сравнения включены также вторичный прожилковый диккит из прослоя тонштейна в пласте l_2 (обр. 17-73) и вторичный диккит из трещин сокращения карбонатных конкреций из пласта h_2 (обр. 21-74), идентификация которых подтверждена и методом ИКС [6]. Как можно видеть из табл. 1, в одном и том же пласте, но в различных районах бассейна, тонштейн представлен разностями как с одним эндотермическим эффектом, так и с двумя. Характерно, что при наличии одного эффекта температура дегидроксилизации обычно относительно невысока ($545\text{—}605^{\circ}\text{C}$), при двух — второй ее максимум появляется в области более высоких температур $610\text{—}650^{\circ}\text{C}$, даже ближе к $630\text{—}650^{\circ}\text{C}$ (10 образцов из 11). Разница между температурами максимумов первого и второго этапов дегидроксилизации составляет в среднем $45\text{—}50^{\circ}\text{C}$. Отметим для сравнения, что термограммы 10 образцов тонштейна из пласта n_2 оказались с двойной эндотермикой ($540\text{—}600$ и $608\text{—}640^{\circ}\text{C}$) при разнице между температурными максимумами $60\text{—}80^{\circ}\text{C}$ (табл. 2). В тонштейне из пласта l_1 (как и в тонштейне из пласта l_2) при одном эндоэффекте температура максимума дегидроксилизации составляет 600°C , при двойном $570\text{—}617$ и $640\text{—}660^{\circ}\text{C}$ с разницей температуры максимумов порядка 50°C (табл. 3).

На основе такого в общем небольшого диапазона разницы температур двух эндотермических максимумов вряд ли необходимо для объяснения двукратной дегидроксилизации тонштейнов прибегать к гипотезе о наличии диккита. Такая разница в температурах обоих эндотермических максимумов может быть обусловлена и объяснена разнородностью дисперсности и совершенства структуры анализированного материала, как уже указывалось раньше, хотя и не для тонштейнов. При этом допускалось, что эндотермический эффект от размерности частиц и текстуры может привести к смещению пика на $60\text{—}80^{\circ}\text{C}$ в сторону больших

Результаты термического анализа тонштейнов из пласта l_3 и диккитов

№ п.п.	Место отбора (шахта) образца	№ образцов	t° эндотермических эффектов		Соотношение n_1/n_2
			I (n_1)	II (n_2)	
1	Западное Доброполье	320	595	650	1
2	им. Румянцева	359	585	642	1
3	им. К. Маркса	315	570	645	1
4	Полтавская-Комсомольская	317	590	650	1
5	1-2 им. Войкова	370	590	640	1
6	2 Золотое	301	577	630	1
7	№ 1	337	545	610	1
8	им. XXII съезда КПСС	336	605	650	1
9	Анненская	339	600	630	1
10	12 им. Дзержинского	340	590	630	1
11	Центральная	319	600	—	—
12	1-2 Селидовская	805	560	—	—
13	42 Кураховская	817	560	—	—
14	им. Дзержинского	353	590	—	—
15	2 Берестовская	395	600	—	—
16	6 Булавинка	827	605	—	—
17	Привольнянская-Северная	374	545	—	—
18	им. Крупской	308	600	—	—
19	3-5 Сокологоровка	341	590	—	—
20	6 Брянковская	16-73	590	630	1
21	»	17-73	—	670	—
22	№ 12-18	21-74	—	680	—
23	Тацинская станция	2	—	710	—

Примечание. Образцы отобраны по районам: Красноармейскому (1, 11—13); Центральному (2—4, 16); Алмазно-Марьевскому (5—10, 17—19); Донецко-Макеевскому (15, 22); г. Стаханова (20, 21), Тацинскому (23); 17-73; 21-74 и 2 — образцы диккита.

температур [1] или даже больше, чем на 100° С [17]. Действительно, при микроскопическом изучении тонштейнов в шлифах определенно устанавливается разнообразие их структурно-текстурных особенностей, наличие в ряде случаев в одном и том же образце скрытокристаллической основной массы и кристаллов породообразующего минерала, соотношение между которыми может варьировать в весьма широких пределах. Установлены также криптокристаллические или крупчатые типы тонштейнов, почти не содержащие заметных под микроскопом кристаллических индивидов. В свою очередь среди кристаллических тонштейнов выделяются существенно неравномерно-зернистые разновидности.

Что же касается термограмм диккита из прожилка в тонштейне пласта l_3 (обр. 17-73), из трещин сокращения карбонатных конкреций (обр. 21-74) и гидротермального диккита из района ст. Тацинской (обр. 2), то они отличаются от каолиновых одинарным, но высокотемпературным эндотермическим эффектом (соответственно 670, 680 и 710° С). Представляет интерес и то обстоятельство, что среди изученных образцов тонштейна из пласта l_3 оказались неодинаковыми по соотношению величины (амплитуды) первого n_1 и второго n_2 эндотермических эффектов, которые в одном случае больше, а в другом меньше 1 (см. табл. 1). Видимо, это отражает преобладание той или иной из размерных или структурных фракций, на дегидроксилизацию которых требуются неодинаковые энергетические затраты. Другими словами, тонштейн из пласта l_3 на изученной территории его развития оказался неодинаковым по термической характеристике. Выделяются три разновидности («фации» или «литогенетические типы») тонштейна: с одним эндотермическим эффектом; с более интенсивным первым (низкотемпературным) — при наличии двух эффектов и с более интенсивным вторым (высокотемпературным) эффектом. В настоящее время можно ориентировочно выделить четыре

Результаты термического анализа тонштейна из пласта m_3

№ п.п.	Место отбора (шахта) образца	№ образца	t° эндотермических эффектов		Соотношение n_1/n_2
			I (n_1)	II (n_2)	
1	3 Ново-Гродовка	807	555	620	<1
2	1 Острая	914	552	625	<1
3	10 Чекист	327	540	618	<1
4	им. Абакумова	326	550	630	<1
5	Южная	325	572	637	<1
6	12-13 Щегловка	380	553	630	<1
7	им. Румянцева	357	600	640	<1
8	5 Ждановская	386	563	627	<1
9	12 Михайловская	383	586	608	<1
10	№ 13-бис	388	560	627	<1

Примечание. Образцы отобраны по районам: Красноармейскому (1, 2), Донецко-Макеевскому (3—6, 10); Центральному (7); Чистяково-Снежнянскому (8); Алмазно-Марьевскому (9).

Таблица 3

Результаты термического анализа тонштейна из пласта l_1

№ п.п.	Место отбора (шахта) образцов	№ образца	t° эндотермического эффекта		Соотношение n_1/n_2
			I (n_1)	II (n_2)	
1	5-6 им. Димитрова	322	593	645	<1
2	1-2 Ново-Гродовка	324	593	643	<1
3	2 Ганзовка	329	617	660	<1
4	2-7 Лидиевка	400	600	—	—

Примечание. Образцы отобраны по районам: Красноармейскому (1, 2), Донецко-Макеевскому (3—4).

участка развития второй «фации» тонштейна: северо-восточная часть Алмазно-Марьевского, средняя часть Центрального, западная часть Красноармейского районов и район г. Стаханов. Третья «фация» установлена пока лишь в юго-западной части Алмазно-Марьевского района. На остальной изученной территории в пласте l_3 развита первая «фация» тонштейна с одним относительно низкотемпературным эндоэффектом. Вместе с тем на всей этой территории в стратиграфически выше залегающем пласте угля m_3 развита только третья «фация» тонштейна (с более интенсивным вторым эндоэффектом). И это логично, поскольку тонштейн относится к разнотемпературному кристаллическому типу, что и обусловило двойную эндотермику, с одной стороны, и относительно больший второй максимум — с другой. В пласте l_1 , расположенном стратиграфически ниже пласта l_3 , представлены все три «фации» тонштейна, но план развития их на площади иной, чем у тонштейна из пласта l_3 . Трудно допустить, что в одном и том же прослое тонштейна диксит образовывался лишь в некоторых местах. Причина раздвоения эндотермического эффекта, вероятно, иная. Не изменение минерального состава тонштейна на площади его развития (к тому же весьма прихотливое, если взять тонштейны пластов l_1 и l_3), а изменение структурно-текстурных особенностей и степени окристаллизованности породообразующего минерала вызвало появление второго (более высокотемпературного) эндоэффекта на термограммах.

Таким образом, ареалы распространения отдельных «фаций» тонштейнов в относительно близких стратиграфически пластах угля не совпадают, а являются индивидуальной особенностью каждого прослоя

тонштейна. Тем самым не представляется возможным установить зависимость между типом (структурно-текстурным) «фации» тонштейна и районом ее развития или иными словами, степенью метаморфизма вмещающего тонштейн пласта. Такое положение может быть понято и объяснено, если считать, что типы «фаций» тонштейна, определяемые его структурно-текстурными особенностями и степенью совершенства структуры породообразующего минерала, закладываются еще в период диагенеза (конкретные условия преобразования исходного вещества тонштейнов до и после погребения вмещающих их торфяников) и существенно не изменяются, а наследуются позднее при катагенезе и начальном метаморфизме (метагенезе). Поэтому и сохраняются криптокристаллические и крупчатые типы тонштейнов и криптокристаллическая основная масса в некоторых кристаллических или смешанных типах. Что касается тонштейнов из пластов l_1 и l_3 , то сходные условия формирования разных «фаций» устанавливались в различных районах их распространения, что и привело к отмеченной пестроте в распределении отдельных «фаций». Условия формирования тонштейна из пласта m , были, вероятно, более однородными на всей изученной площади его распространения, хотя и в этом случае на северо-востоке Донецко-Макеевского района все же удастся выделить специфическую «фацию» с криптокристаллической основной массой и «клубками» кристаллического каолинита [4].

Приведенные данные по изучению тонштейнов с помощью термического анализа показывают, что для суждения об их минеральном составе нельзя ограничиваться применением только этого метода диагностики породообразующего минерала. Более того, изучение тонштейнов с помощью ИК-спектроскопии позволяет, как нам представляется, решить вопрос однозначно. Такое исследование большого числа образцов тонштейнов (около 150) из многих пластов Донецкого бассейна, из районов развития углей низких и средних степеней метаморфизма вполне определенно показало, что их породообразующим минералом является именно каолинит, а не диккит. Результаты ИК-спектроскопического изучения рассмотрим на примере специально проведенного сравнительного комплексного (термический, рентгенометрический, оптический и ИКС методы) изучения прослоя тонштейна из пласта l_3 и прожилка диккита в нем, показавшего четкое различие породообразующего каолинита тонштейна и диккита в прожилках и возможность уверенной их идентификации [6, 8]. Для сравнения в качестве эталона взят изученный ранее (в том числе и электронографически) диккит из северо-восточных районов Донбасса [2]. Сведения о результатах термического анализа этих образцов включены в табл. 1. Рентгенограммы всех трех диккитов характеризуются наличием сильного рефлекса с межплоскостным расстоянием 1,318, отсутствующего у каолинита. ИК-спектроскопическое изучение образцов тонштейна и минерала из прожилка в нем также подтверждает диагностику каолинита в первом случае и диккита — во втором. На ИК-спектре образца тонштейна обнаруживаются типичные для каолинита четыре полосы поглощения в области OH-валентных колебаний в интервале частот 3600—3700 см^{-1} . Причем максимальной интенсивностью отличается полоса 3695 см^{-1} . Отчетлива самая слабая полоса 3620 см^{-1} , плохо выражены полосы средней интенсивности 3650 и 3670 см^{-1} .

Совсем по-иному выглядит ИК-спектр минерала из прожилка в этом же интервале частот. На нем четко выделяются три максимума: наиболее интенсивной в этом случае является полоса поглощения 3625 см^{-1} , средняя по интенсивности 3640 и минимальная 3710 см^{-1} , что характерно именно для диккита. Диккит из прожилка вполне определенно отличается и по общей конфигурации полосы поглощения в области валентных колебаний Si—O, которая характеризуется четкой расчлененно-

стью с максимумами 920, 943, 1010, 1048 и 1128 см⁻¹. На спектре каолинита тонштейна можно различить в этом интервале частот при худшей в целом расчлененности полосы только три-четыре максимума; 930—945 (плохо разрешены), 1043 и 1125 см⁻¹. Специально подчеркнем, что ИК-спектроскопическая характеристика всех других изученных тонштейнов этой части бассейна очень близка приведенной выше для тонштейна из пласта *l*₃, т. е. полностью соответствует каолиниту. Небезынтересно отметить, что образцы тонштейна из одного и того же пласта с одним или двумя эндоэффектами имеют одинаковую ИК-спектрограмму. Это ли не убедительное доказательство правильности интерпретации термограмм с одним или двумя эндоэффектами на основе особенностей структуры и степени окристаллизованности порообразующего минерала, а не различия их минерального состава. Кстати, идентичность дифрактограмм крипто- и микрокристаллических тонштейнов, установленная нами для Донецкого бассейна, отмечалась и для тонштейнов других бассейнов [16]. Острые пики на дифрактограммах, по мнению авторов [16], свидетельствуют о более высокой степени кристалличности каолинитов тонштейнов по сравнению с каолинитами иного происхождения. К этому можно добавить результаты проведенного нами кристаллооптического изучения порообразующего минерала тонштейнов в шлифах (на многих сотнях образцов). Удлинение червевидных кристаллов (или агрегатов субиндивидов) вдоль оси *c* всегда отрицательное, что характерно именно для каолинита.

Изучение химического и минерального состава тонштейнов в районах развития полуантрацитов и антрацитов (в том числе и с помощью ИКС метода) показало, что порообразующий каолинит тонштейнов не превращается в условиях позднего катагенеза и метагенеза в диккит, как это имеет место в закрытых порах терригенных отложений [12], а преобразуется в гидрослюда мусковитового (иногда парагонитового) типа [3—5]. Эпигенетический диккит, заполняющий прожилки в тонштейне и на контакте его с вмещающими углями, обнаруженный в районе развития каменных углей средних стадий метаморфизма, образуется в постинверсионный этап истории бассейна из циркулирующих по трещинам в пластах угля и вмещающих его породах растворов. В работах [6, 7] показано, что хотя источником вещества для образования диккита послужил в основном каолинит тонштейна, но это было не простым полиморфным превращением каолинита, не преобразованием каолинита в диккит, не возникновением диккита по каолиниту «под влиянием фактора времени», как считают некоторые исследователи [11], а новообразованием диккита из истинных растворов в новых условиях. Находящийся рядом порообразующий каолинит тонштейнов оставался и в этих условиях неизменным.

Литература

1. Волостных Г. Т. О температуре основного эндотермического эффекта каолинита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 4.
2. Зарицкий П. В. Диккит из восточных районов Донбасса.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1960, ч. 89, вып. 5.
3. Зарицкий П. В. Так называемые тонштейны в угольных пластах Донбасса и их генезис.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.
4. Зарицкий П. В. Межугольные каолинитовые прослои (тонштейны) Донбасса.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 5.
5. Зарицкий П. В. О гидрослюдизации каолинитовых прослоев.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2.
6. Зарицкий П. В. О находке диккита в межугольных каолинитовых прослоях (тонштейнах) Донецкого бассейна.— Докл. АН УССР, 1978, Сер. Б, № 3.
7. Зарицкий П. В. Необычный тонштейн из пласта угля *n*₁ верхнего карбона Донецкого бассейна.— Докл. АН УССР, Сер. Б, 1979, № 2.
8. Зарицкий П. В. О распространении и генезисе диккита в карбоне Донбасса.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1979, № 33, вып. 1.

9. *Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розимова Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974.
10. *Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* О дикките.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 5.
11. *Родионова А. Е., Ковальская М. С.* О генезисе диккита и его распространенности в карбоновых отложениях Донбасса.— В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев: Наукова думка, 1974, вып. 1.
12. *Шутов В. Д.* Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы).— Изв. АН СССР, 1962, № 3, сер. геол.
13. *Heflik W., Lipiarski J.* «Tonstajn» ze zloza wegla kamiennego «Slupiec» w zagłębiu Sudeckim.— Rocznik Pol. Tow. Geol. Krakow, 1973, t. 18, zes. 1.
14. *Keller W. D., Pickett E. E., Reesman A. L.* Elevated dehydroxylation temperature of the Keokuk geode kaolinite — a possible reference mineral.— Proc. Internat. Clay. Confer. Jerusalem, 1966, v. 1.
15. *Lipiarski J.* Tonstajny w warstwach zaelerskich (Westfal A i B) w rejonie Nowej Rudy w niecce Srodsudeckiej.— Zeczyty nauk. Akademii Gorne-Hutniczej. Krakow, 1974, № 467, Geologia, z. 22.
16. *Prouvost J., Ponchel G.* Contribution a l'etude mineralogique des «Tonstein».— Ann. Soc. Geol. Nord., 1969, t. 89, № 3.
17. *Schmidt S. R., Heckroodt R. O.* A dikkite with an elongated crystal habit and its dehydroxylation.— Miner. Mag., 1959, v. 31, № 247.
18. *Zaritsky P. V.* Intercoal kaolinite layers (kaolin-kohleentonsteins) of the Donetz basin.— VIII International Congress on Carboniferous stratigraphy and geology. Abstracts of papers, Moscow, 1975.

Государственный университет,
Харьков

Поступила в редакцию
3.V.1980

УДК 552.52 : 552.313(479.22)

НОВАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ СМЕШАНОСЛОЙНОГО ХЛОРИТ-МОНТМОРИЛЛОНИТА ИЗ МЕЛОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ ГРУЗИИ

**ХАМХАДЗЕ Н. И., ДРИЦ В. А., ДАЙНЯК Л. Г.,
СЛОНИМСКАЯ М. В., СОКОЛОВА А. Л.**

Исследованный смешанослойный минерал впервые встречен в меловых вулканогенных породах центральной части Аджаро-Триалетской геотектонической зоны Карельского марганцеворудного узла. Интенсивное погружение, начавшееся в Аджаро-Триалетской зоне в альбское время, сопровождалось вулканической активностью, которая продолжалась до конца нижнего турона.

Меловые вулканогенные породы в нижней части представлены спилитовыми туфами и туфобрекчиями. Существование истинных спилитов в Аджаро-Триалетии, т. е. образование альбита в магматическом очаге, подтверждается равномерной альбитизацией и отсутствием продуктов деанортизации основного плагиоклаза. Рентгенометрические данные изученных плагиоклазов соответствуют высокотемпературному альбиту (табл. 1). В спилитах наблюдаются крупные (0,1—0,5 м) включения пелитовых и алевритовых туфов, вулканического стекла, известковистого туфа и др. Вверх по разрезу спилиты замещаются вулканогенными образованиями среднего и основного состава, которые перекрываются карбонатными отложениями верхнего турона. Спилиты Карельского рудного узла, содержащие смешанослойный минерал, представляют собой беловато-охристую, плотную псаммитовую породу с гнездами и прожилками коричневого цвета вышеназванного минерала. Реже встречаются мелкие включения зеленого хлорита и участки, обогащенные цеолитом.

Дебаграмма высокотемпературного альбита *

<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
34	6,43	33	3,350	19	2,454	16	1,819
31	4,170	95	3,210	14	2,391	12	1,794
53	4,029	100	3,178	12	2,303	15	1,777
38	3,856	28	2,970	18	2,121	8	1,720
54	3,775	41	2,930	12	2,084	6	1,568
60	3,660	35	2,840	9	2,020	4	1,495
68	3,530	14	2,630	11	1,970	6	1,457
32	3,370	22	2,538	11	1,875		

* Аналитик Л. Т. Гуджабидзе, КИМС.

Таблица 2

Результаты химического анализа *, %

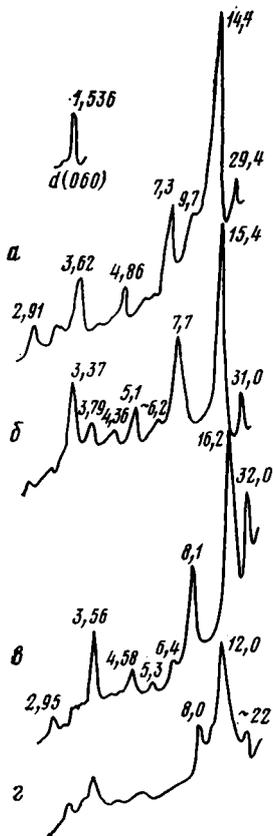
Оксиды	Исходный	Исправленный	Оксиды	Исходный	Исправленный
SiO ₂	32,72	32,72	CaO	2,42	2,02
Al ₂ O ₃	14,64	14,64	MgO	8,10	8,10
Fe ₂ O ₃	20,60	20,12	Na ₂ O	0,56	0,56
FeO	3,77	4,25	K ₂ O	0,26	0,26
TiO ₂	0,30	0,30	H ₂ O ⁺	5,57	5,6
P ₂ O ₅	0,11	0,11	H ₂ O ⁻	10,13	
MnO	0,77	0,77	Сумма	99,95	

* Аналитик Н. А. Чхетиани, КИМС.

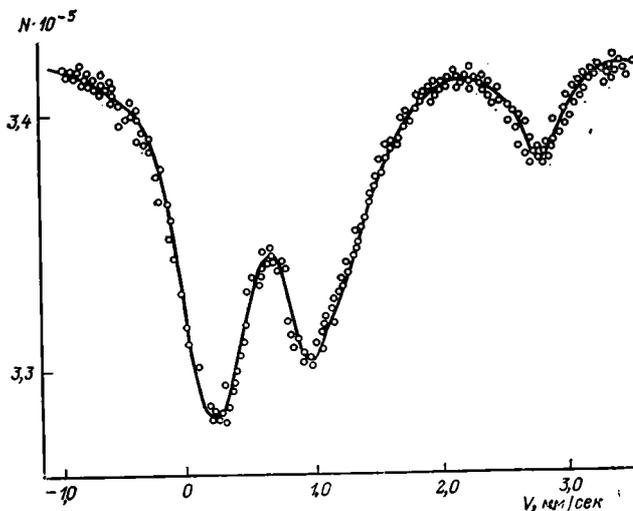
Микроскопическое изучение породы показало, что это сильно измененный туф альбитового порфирита. Кластолиты представлены идиоморфными кристаллами альбита, погруженными в фельзитовую, реже трахитовую массу. В тяжелой фракции данной породы встречены светло-зеленые кристаллы диопсида, зеленовато-коричневые — рибекита, магнетит и гидроокислы марганца. Весь туф сильно калишпатизирован. Как во вмещающей породе, так и в крупных включениях наблюдается калишпатизация альбита, выделение отдельных самостоятельных образований калишпата, заполнение интерстиций между кристаллами и обломками, замещение микрофауны, в основном спикул губок, образование прожилков. Содержание K₂O в породе в среднем составляет около 2%.

В альбитовых туфах сравнительно сильно выражена хлоритизация. Хлорит заполняет пустоты, преимущественно выполняя роль цемента. Ленточный хлорит в виде тонких каемок обволакивает кластолиты, в пустотах же он лучистого строения. Хлорит во многих случаях замещает основную массу обломков порфировых пород. Надо полагать, что хлорит в альбитовых туфах образовался на первой стадии их изменения, при погружении пород на глубину. В обогащенных смешанослойным минералом породах хлорит находится в сравнительно малом количестве, сохраняясь только вокруг кластических зерен.

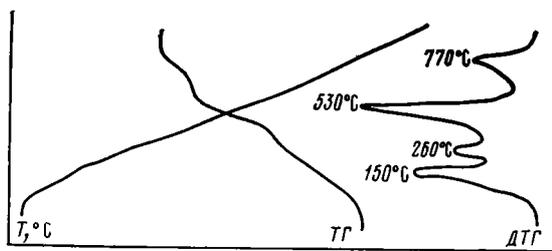
Смешанослойный минерал в породе окрашен в коричневый цвет, с жирным блеском, плотный, камнеподобный, иногда имеет металлический блеск благодаря загрязнению гидроокислами марганца. В шлифе он окрашен от темно-соломенного до красновато-коричневого (в зависимости от толщины пластинок) цвета. Минерал имеет чешуйчатое строение; чешуйки строго ориентированы и преимущественно заполняют



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 1. Дифрактограммы исследованного образца
 а — природного; б — насыщенного этиленгликолем; в — насыщенного глицерином; г —
 прокаленного при 450° С

Фиг. 2. Мессбауэровский спектр исследованного минерала

Фиг. 3. Кривые потери веса (ТГ) и скорости потери веса (ДТГ)

интерстиции между обломочными зернами. Показатели преломления минерала следующие: $N_g' = 1,617$, $N_p' = 1,590$.

Смешанослойный минерал был подвержен детальному рентгеновскому исследованию. Приведенные на фиг. 1 дифрактограммы ориентированных препаратов содержат почти целочисленные серии базальных отражений от сверхпериодов с d , равными 29,4; 32,0; 31,0; 22,0 Å соответственно для природного, насыщенного глицерином и этиленгликолем, а также прокаленного при 450° С образцов. Наличие такой сверхпериодичности следует интерпретировать как результат упорядоченного чередования хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов. Значение $d(060) = 1,536$ Å, т. е. минерал является триоктаэдрическим.

Характерная особенность химического состава изучаемого смешанослойного хлорит-монтмориллонитового минерала — высокое содержание окисного железа (табл. 2). Расчет структурной формулы, проведенный по стандартной методике на анионный каркас $O_{10}(OH)_2 + O_{10}(OH)_8$ (на половину ячейки), дает: $(Si_{8,13}Al_{1,87})_{8,00}(Al_{1,34}Fe_{2,89}^{3+}Fe_{0,59}^{2+}Mg_{2,18})_{7,00} \times (Ca_{0,48}Mg_{0,10}Na_{0,20}K_{0,08})O_{20}(OH)_{10}$. Из этой формулы можно сделать вывод, что 2:1 слои в октаэдрах содержат преимущественно катионы

Fe^{3+} , являются диоктаэдрическими и имеют состав: $(\text{Si}_{6,13}\text{Al}_{1,87} \times \times \text{O}_{20})_{8,00}^{-1,87} (\text{Fe}^{3+} \text{Fe}^{2+} \text{Al}_{0,52})_{2,89}^{-0,59} (\text{OH})_{4,00}$. Тогда 0:1 слои, которые в совокупности с 2:1 слоями образуют хлоритовые пакеты, являются триоктаэдрическими и имеют состав: $(\text{Mg}_{2,18}\text{Al}_{0,82})_{3,00}^{+0,82} (\text{OH})_6$. В итоге хлоритовые пакеты получаются дитриоктаэдрическими, а смектитовые — диоктаэдрическими нонтронитового типа. Таким образом, по данной структурной формуле изучаемый минерал можно было бы рассматривать как железистый аналог тосудита [4], если в последнем в октаэдрах 2:1 слоев катионы Al заменить на Fe^{3+} . Однако для случая диоктаэдрических слоев, заполненных относительно малыми по размеру катионами Fe^{3+} , величина $d(060) = 1,536 \text{ \AA}$ не характерна, что вызывает сомнения в правильности расчета структурной формулы.

Мессбауэровский спектр образца (фиг. 2) представляет собой суперпозицию дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} , параметры которых характерны для ионов железа в шестерной координации. Отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, определенное из мессбауэровского спектра, не совпадает с таковым, установленным по результатам химического анализа (4,90) и составляет 4,21. Как видно, ошибка в определении окислов железа Fe_2O_3 и FeO составляет 2,5 и 13,3% соответственно. Пересчитанные содержания Fe_2O_3 и FeO приведены в табл. 2.

Количество гидроксильной воды, рассчитанной по полученной выше структурной формуле, равно 3,5% для 2:1 слоев и 5,2% для одноэтажных слоев (в процентах к сухой навеске), всего 8,7%. Даже грубая оценка количества структурной воды по дериватограмме показала явную недостаточность высокотемпературной потери веса по сравнению с этой величиной. При непрерывном нагревании на термогравиметрической установке с хроматографом «Setaram» малой навески образца (60 мг) со скоростью 5°/мин наблюдаются четыре максимума скорости потери веса (фиг. 3). Из них первые два соответствуют выходу адсорбированной воды (150° С) и воды, гидратирующей обменные катионы Ca (260° С), а два других — потере веса за счет гидроксильных групп одноэтажных (530° С) и трехэтажных слоев (770° С). Однако соответствующие потери веса по динамической кривой надежно разделить не удалось. Поэтому дополнительно проводился нагрев образца ступенями с остановками при 150, 260, 530 и 800° С и выдерживанием его до постоянного веса при этих температурах. Оказалось, что высокотемпературная потеря веса (>300° С) составляет лишь 5,9% (6,5% на сухую навеску), в том числе «бруситовая» и «тальковая» вода — 4,7 и 1,2% соответственно (5,2 и 1,3% на сухую навеску). Как видно из сопоставления этих цифр со значениями, полученными на основании структурной формулы (табл. 3), 0:1 слои содержат гидроксильные группы в соответствии со стандартным анионным каркасом, тогда как в 2:1 слоях их аномально мало. Более того, параллельный контроль выделяющихся при нагревании газов на хроматографе показал, что часть наиболее высокотемпературной потери веса (при 770° С) обусловлена выходом CO_2 , образующегося за счет разложения малой примеси карбонатов, очевидно, имеющейся в образце (температура разложения CaCO_3 при низкой концентрации в пробе ~750° С). Количественная оценка потери веса, связанной с выходом CO_2 (с градуировкой хроматографа по CaCO_3), составляет 0,3%. В соответствии с этой величиной внесены поправки в количество воды 2:1 слоев (1,2—0,3=0,9%), а также в содержание CaO в химическом анализе (2,42—0,4=2,02%). Исправленный химический состав образца приведен в табл. 2.

Благодаря надежно определенному количеству гидроксильной воды оказалось возможным заново рассчитать структурную формулу изучаемого минерала — на анионный каркас $\text{O}_{20}(\text{OH})_{10-x}\text{O}_x$ на половину ячеек, т. е. на 30 атомов кислорода. На основании экспериментальных

Расчетные и экспериментальные количества структурной воды, %

Тип слоя	Расчетное количество		Экспериментальное количество	
	по исходной формуле	по окончательной формуле	на сухую навеску	на воздушно-сухую навеску
0:1	5,2	5,2	5,2	4,7
2:1	3,5	1,1	(1,3) 1,0*	(1,2) 0,9*
0:1+2:1	8,7	6,3	6,2	5,6

* Количество H₂O с поправкой на CO₂.

данных о количестве разных категорий структурной воды полученное общее количество OH-групп — 7,36 на половину ячейки — распределено следующим образом: на одноэтажный слой — (OH)₆, на трехэтажные — (OH)_{1,36}. В результате структурная формула приобрела следующий вид $(Si_{6,48}Al_{1,52})_{8,00}(Al_{1,88}Fe_{2,98}^{3+}Fe_{0,70}^{2+}Mg_{2,44})_{8,00}O_{20}(OH)_6[(OH)_{1,36}O_{2,64}]_{4,00} \times (Ca_{0,43}Na_{0,20}K_{0,06}Mg_{0,07})$. Контрольный расчет показал хорошее соответствие экспериментально полученных и формульных количеств двух видов гидроксильной воды (табл. 3). Таким образом, в отличие от первого варианта на 1/2 элементарной ячейке минерала на октаэдрические позиции приходится восемь катионов. Поскольку естественно предположить, что 2:1 слои в структуре смешанослойного минерала не должны различаться существенно по строению и составу, они должны быть триоктаэдрическими (в противном случае на одноэтажный слой осталось бы четыре катиона). Тогда одноэтажный слой оказывается диоктаэдрическим. Такое распределение катионов в 2:1 слоях лучше согласуется со значением $d(0,60) = 1,536 \text{ \AA}$.

Катионы Fe³⁺ следует поместить в 2:1 слои, поскольку (как это следует из мессбауэровского спектра образца, см. фиг. 2) для них усредненное значение квадрупольного расщепления $\Delta = 1,02 \text{ мм/с}$, что характерно для ионов Fe³⁺, находящихся в чисто кислородных октаэдрах [2]. Из предыдущего ясно, что такие октаэдры находятся только в 2:1 слоях, при этом дефицит OH-групп в них будет в значительной степени компенсировать избыток заряда за счет окисного железа.

Следует заметить, что в полученной структурной формуле большое количество ионов Ca в монтмориллонитовых межслоях создает аномально высокий межслоевой заряд, не характерный для смектитов. С другой стороны, для хлоритов известен ряд случаев высокого содержания Ca [3]. Н. В. Белов [1] высказал предположение, что в структуре кальцийсодержащих хлоритов ионы Ca²⁺ локализируются в октаэдрической координации между трехэтажными и одноэтажными слоями. Для приближенной оценки действительного количества ионов Ca²⁺ в межслоях смектитового пакета смешанослойного минерала можно воспользоваться данными о величине потери веса изучаемого образца в интервале 150—260° С, равной 2% и относимой обычно к воде, гидратирующей обменные катионы Ca²⁺, Mg²⁺. Оценка количества ионов Ca²⁺ на основе предположения, что число молекул воды, гидратирующих каждый ион, равно 6—8, показывает, что в межслоях смектита находится не более 0,15—0,20 ионов Ca²⁺ из общего числа ионов, равного 0,43 на половину ячейки. Остальные ионы Ca²⁺ следует, вероятно, поместить в хлоритовый пакет.

Таким образом, можно предположить следующее, наиболее вероятное распределение катионов и анионов в ячейке изучаемого минерала (на 1/2 ячейки): одноэтажный слой — $(Al_{1,88}Fe_{0,12}^{3+})_{2,00}(OH)_6Ca_{0,26}$; два трехэтажных слоя состава: $(Si_{3,24}Al_{0,76})_{4,00}O_{10}(Fe_{1,43}^{3+}Fe_{0,35}^{2+}Mg_{1,22})_{3,00} \times$

$\times [O_{1,32}(OH)_{0,68}]_{2,00}$; межслой — $(Ca_{0,15}Mg_{0,07}Na_{0,20}K_{0,05})$. При таком размещении катионов спорным является вопрос о возможности достижения латеральной соразмерности 2:1 и 0:1 слоев. Как указывалось выше, полное заселение катионами всех октаэдрических позиций 2:1 слоев согласуется с величиной $d(060) = 1,536 \text{ \AA}$. Очевидно, что латеральные размеры именно 2:1 слоев определяют значения a , b параметров всей структуры, так как одноэтажным слоям гораздо легче приспособиться к размерам трехэтажных, чем наоборот. Вместе с тем в данном случае 0:1 слои заселены в основном мелкими катионами Al, что затрудняет достижение соразмерности между смежными слоями. Возможно, что существенную роль здесь играют катионы Ca_2 , предположительно локализующиеся между одно- и трехэтажными слоями.

Происхождение смешанослойного минерала нам представляется следующим: в альбитовых туфогенных породах наряду с образованием в них хлорита происходила и аргиллитизация основной массы породы. Вероятнее всего, последняя соответствовала по минералогическому составу железистому смектиту, по которому при окислении Fe^{2+} формировался смешанослойный минерал с дефицитом OH^- .

Литература

1. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1950, № 4, с. 21—34.
2. Гендлер Т. С., Дайняк Л. Г., Кузьмин Р. Н. Параметры мессбауэровского спектра ионов Fe^{3+} в биотите и непрерывность перехода биотит-оксидбиотит в интервале температур 300—900°С — Геохимия, 1978, № 11, с. 1633—1638.
3. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965, с. 301.
4. Хамхадзе Н. И., Дриц В. А., Соколова А. Л., Шутов В. Д. Железистый аналог тосудита. Тез. XI Всесоюзного совещания по исследованию и использованию глин. Л., 1975.

КИМС,
Тбилиси ГИН АН СССР,
Москва

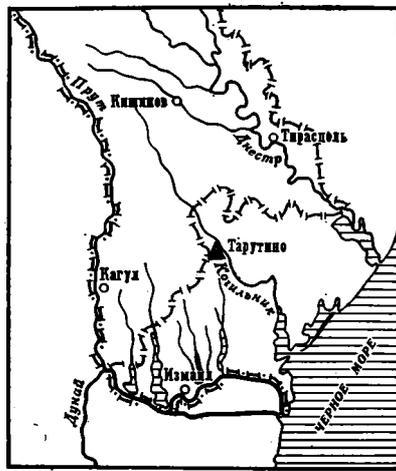
Поступила в редакцию
8.VII.1980

УДК 551.8.07 (262.5)

ФАЦИАЛЬНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОНТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. КОГИЛЬНИК ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

САДЧИКОВА Т. А.

В песчаном карьере у пос. Тарутино на правом берегу р. Когильник вскрыт достаточно полный разрез (фиг. 1) верхней части осадочных образований понта Молдавии и Одесской обл. Украины. Изучение этого разреза представляет интерес для литолога, так как понтические отложения на этой территории генетически и фациально охарактеризованы значительно слабее, чем верхнеплиоценовые, эоплейстоценовые по схеме В. И. Громова и др. [1] и тем более плейстоценовые. Опыт фациально-минералогического анализа осадочной толщи плейстоцена Молдавии известен [3, 6]. Для более древних толщ такие исследования на данной территории до сих пор не проводились из-за слабой расчлененности рельефа местности, где в естественных обнажениях чаще всего можно наблюдать лишь хорошие разрезы верхнеплиоценовых и плейстоценовых толщ. Понтические отложения реже выходят на дневную



Фиг. 1. Схема расположения изученного разреза

поверхность, и их изучение становится доступным главным образом в искусственных выработках и кернах буровых скважин.

В карьере у пос. Таругино снизу-вверх наблюдается следующий разрез пантической толщи (фиг. 2).

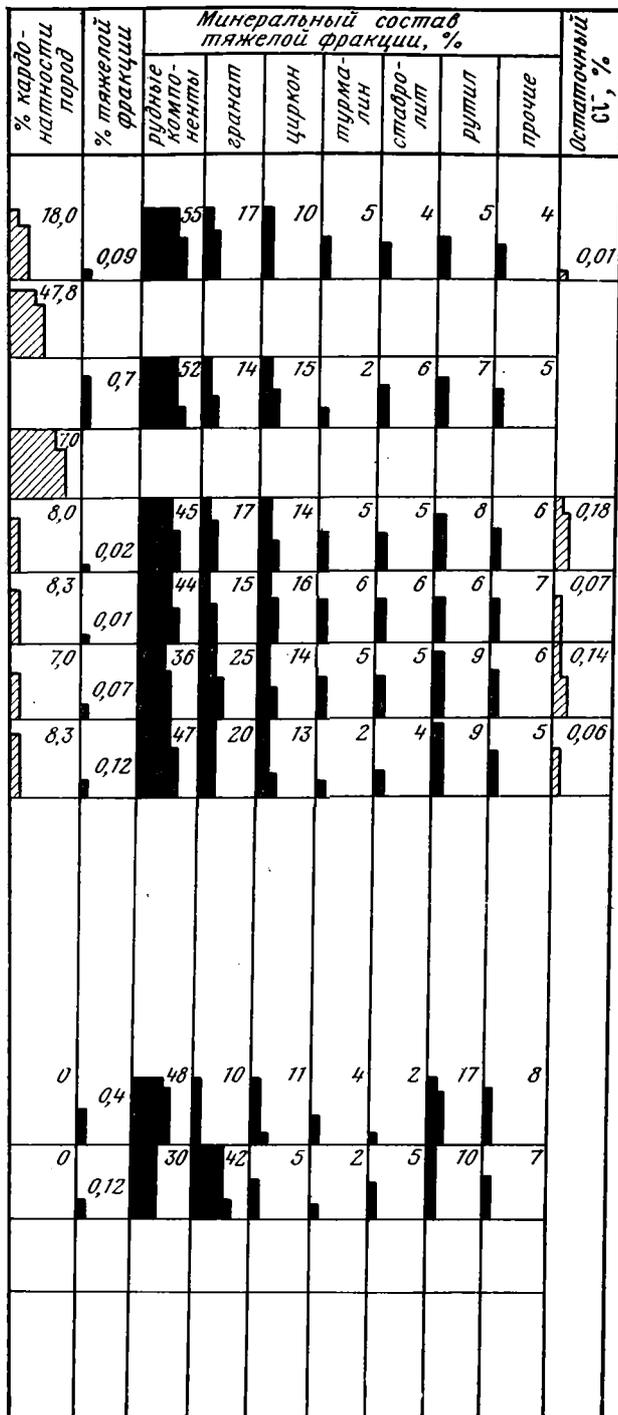
	Мощность, м
1. Пески светлые, зеленовато-серые, пылеватые, сыпучие	1,5
2. Гравелит с галькой кварца, цитрина, кремней, обломков пород; цемент карбонатный	0,15—0,4
3. Пески светло-серые, параллельно-слоистые, полимиктовые, кварцево-слюдистые, в средней части слоя разнозернистые, с галькой кварца. Контакт с вышележащими породами резкий	2,0—2,5
4. Переслаивание зеленовато-серых глин (2—3 см), песков и алевритов (5—10 см); встречается фауна моллюсков	1,5—2,0
5. Известково-глинистый прослой; содержит фауну	0,05.
6. Глинистые алевриты, зеленовато-серые, с прослоями глин, содержат большое количество фауны остракод	3,5—4,0
7. Глины зеленовато-серые, вязкие, пластичные, бентонитоподобные, с конкрециями карбонатов; в нижней части слоя глины высокопластичные, параллельно-слоистые, с обилием остракод	1,0—1,2
8. Известковый прослой	0,2
9. Пески разнозернистые, кварцево-слюдистые	1,0
10. Карбонатно-алевроитовый прослой (иллювиальный горизонт)	0,2
11. Глинистый алеврит красновато-бурый, с Fe — Mn-стяжениями и карбонатными конкрециями (древняя почва)	1,5—2,0
12. Современный почвенно-растительный слой	0,5

Уже при беглом ознакомлении с разрезом видно, что он сложен чередованием существенно различающихся по внешнему облику пород. Проведенный литолого-фациальный анализ разреза позволил выделить две фациально различные серии отложений: озерную — в нижней части разреза и делювиальную — в верхней. Внутри каждой из этих серий или фаций в свою очередь установлены генетические типы осадков. Для озерной фации — это тип гравийно-песчаных осадков русловых протоков подводной дельты и тип песчано-алевроито-глинистых отложений прибрежного мелководья, для делювиальных фаций — тип песчано-

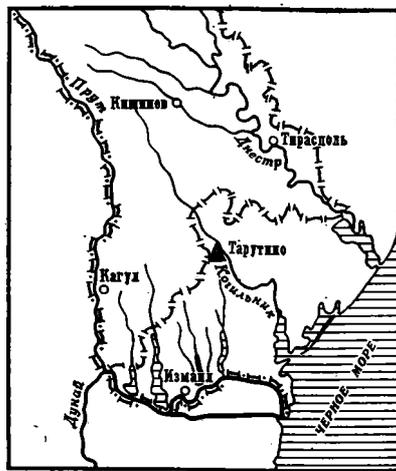
алевритовых осадков делювия без следов синхронного почвообразования и тип глинисто-алевритовых отложений делювия со следами синхронного почвообразования.

Фация озерных отложений в нижней части разреза представлена сыпучими мелко- и среднезернистыми песками с гравийными прослоями и рассеянной мелкой галькой. Осадки хорошо отмучены от алевритоглинистого материала (см. фиг. 2). Состав кластического материала разнообразен: зерна кварца, полевых шпатов, обломки кварцитов, гранита, пластинки биотита и мусковита. Пески в основной массе не сцементированы, в них лишь присутствуют отдельные мелкие комочки, скрепленные гидроокислами марганца. Только в нижней части разреза встречен один прослой (мощностью 0,15—0,40 м) гравелита с крупнозернистым кальцитовым цементом (явно позднейшим). Пески содержат очень малое количество пелитоморфного материала. В глинистой фракции, по данным рентгеновского анализа (фиг. 3), преобладают два неупорядоченных смешанослойных минерала: монтмориллонит-слюдистого и каолинит-монтмориллонитового состава; в незначительном количестве присутствует гидрослюда. Гамма смешанослойных минералов монтмориллонит-слюда с преобладанием разбухающих пакетов характеризуется в природном образце интенсивным первым базальным отражением с $d=14,7$ Å, смещающимся при насыщении препарата глицерином в область малых углов до $d=18,8$ Å; при прокаливании до 550° С значение d уменьшается до 9,9 Å. Для этих минералов характерно образование широкого асимметричного пика второго базального отражения в области от 8,9 до 9,8 Å. Значение $d=18,8$ Å выше, чем у обычного монтмориллонита и может быть связано с чрезвычайно высокой тонкодисперсностью минерала. Гамма смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов характеризуется в природном образце асимметричным пиком, расширенным в сторону малых углов, с d в области 7,18 Å, который становится еще более широким и асимметричным после насыщения препарата глицерином или этиленгликолем. После прокаливания при 550° С каолиновые слои разрушаются и пик полностью исчезает. Прокаливание при 300° С с целью сохранения каолиновых слоев позволило получить характерные для данных минералов рефлексы с $d=7,25$ и $d=3,54$ Å. Приведенные данные свидетельствуют о преобладании в смешанослойной фазе каолиновой составляющей. В ничтожно малом количестве среди минералов глины присутствует гидрослюда, характеризующаяся рефлексом с $d=10,0$ Å в природном образце. В целом породы этой части разреза, судя по картине, наблюдаемой в шлифах, не несут явных следов диагенетических преобразований глинистого компонента, поэтому присутствующие в них глинистые минералы полностью унаследованы от источников размыва.

Выше по разрезу залегает пачка песчано-алеврито-глинистых пород, относящихся к генетическому типу отложений прибрежного мелководья. В нижней части она представлена переслаивающимися песчано-алевритовыми и алеврито-глинистыми породами, в верхней — чистыми глинами, а завершается маломощным прослоем (0,2 м) слабоглинистого карбоната (см. фиг. 2). Этот генетический тип резко отличается от предыдущего прежде всего полным отсутствием галечного материала, существенным преобладанием алевритовых частиц над песчаными, тонкой слоистостью, которая отчетливо видна даже в шлифах по ориентированному расположению слюдистых частиц. В отложениях рассматриваемой фации присутствуют в значительном количестве створки (даже попадаются парные) остракод. По устному сообщению Н. Н. Найденой, которая любезно просмотрела наш материал, среди остракод преобладает вид *Ciprideis torosa* (Jenes), характерный для мелководных, очень опресненных лагунно-озерных водоемов. В. В. Синегубом (также устное сообщение) определены еще виды *Ciprideis pontica* Kristic, *C. nobilis*



Фиг. 2. Литологическая колонка, гранулометрический и минеральный состав отложений пюнта и верхнего плиоцена у пос. Тарутино
 1 — современная почва; 2 — ископаемая почва; 3 — глины; 4 — пески, алевриты; 5 — пески с галькой, гравием; 6 — гравелит с карбонатным цементом; 7 — прослой карбонатов, 8 — единичные конкреции карбонатов; 9 — горизонты с фауной



Фиг. 1. Схема расположения изученного разреза

поверхность, и их изучение становится доступным главным образом в искусственных выработках и кернах буровых скважин.

В карьере у пос. Тарутино снизу вверх наблюдается следующий разрез понтической толщи (фиг. 2).

	Мощность, м
1. Пески светлые, зеленовато-серые, пылеватые, сыпучие	1,5
2. Гравелит с галькой кварца, цитрина, кремней, обломков пород; цемент карбонатный	0,15—0,4
3. Пески светло-серые, параллельно-слоистые, полимиктовые, кварцево-слюдистые, в средней части слоя разнозернистые, с галькой кварца. Контакт с вышележащими породами резкий	2,0—2,5
4. Переслаивание зеленовато-серых глин (2—3 см), песков и алевритов (5—10 см); встречается фауна моллюсков	1,5—2,0
5. Известково-глинистый прослой; содержит фауну	0,05.
6. Глинистые алевриты, зеленовато-серые, с прослоями глин, содержат большое количество фауны остракод	3,5—4,0
7. Глины зеленовато-серые, вязкие, пластичные, бентонитоподобные, с конкрециями карбонатов; в нижней части слоя глины высокопластичные, параллельно-слоистые, с обилием остракод	1,0—1,2
8. Известковый прослой	0,2
9. Пески разнозернистые, кварцево-слюдистые	1,0
10. Карбонатно-алевритовый прослой (иллювиальный горизонт)	0,2
11. Глинистый алеврит красновато-бурый, с Fe — Mn-стяжениями и карбонатными конкрециями (древняя почва)	1,5—2,0
12. Современный почвенно-растительный слой	0,5

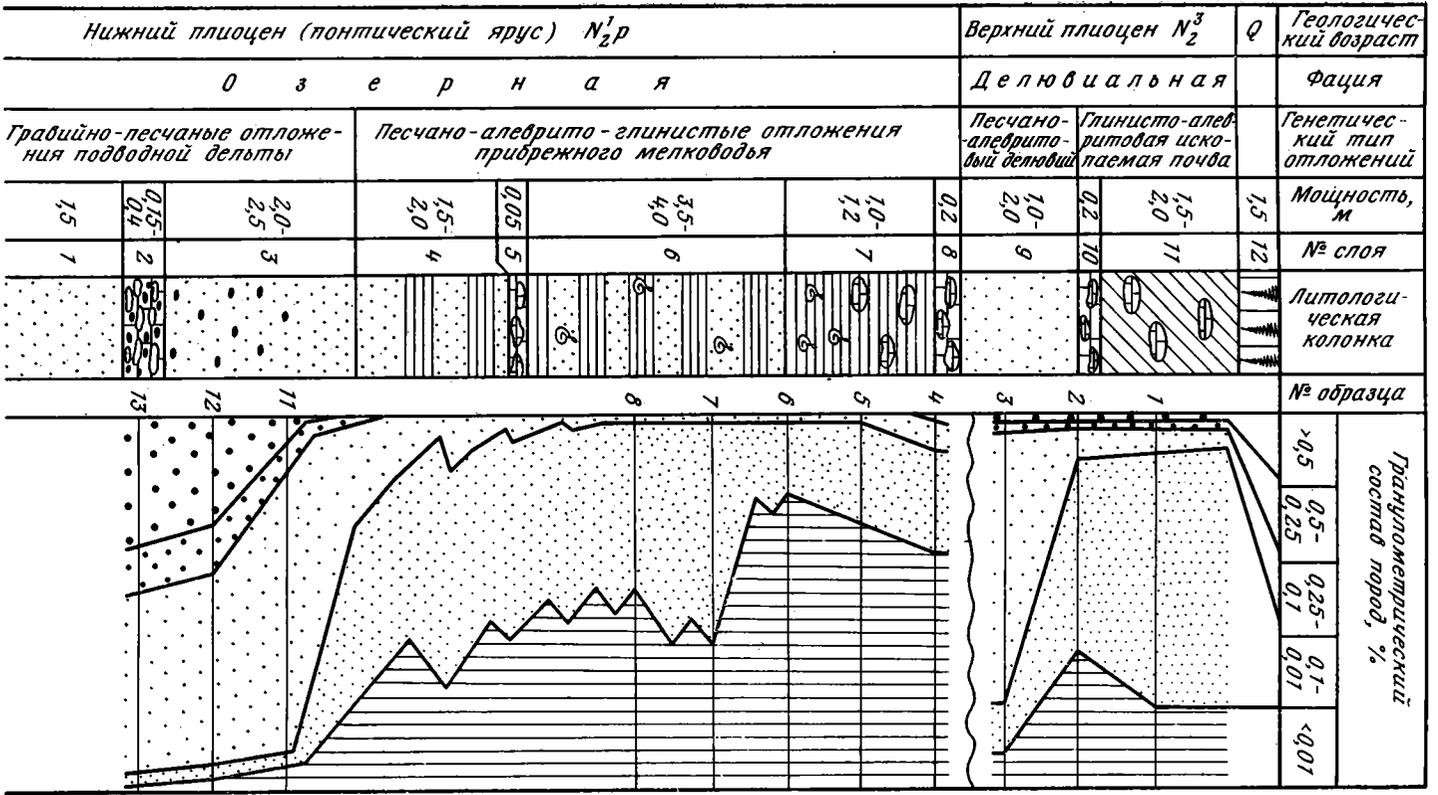
Уже при беглом ознакомлении с разрезом видно, что он сложен чередованием существенно различающихся по внешнему облику пород. Проведенный литолого-фациальный анализ разреза позволил выделить две фациально различные серии отложений: озерную — в нижней части разреза и делювиальную — в верхней. Внутри каждой из этих серий или фаций в свою очередь установлены генетические типы осадков. Для озерной фации — это тип гравийно-песчаных осадков русловых протоков подводной дельты и тип песчано-алеврито-глинистых отложений прибрежного мелководья, для делювиальных фаций — тип песчано-

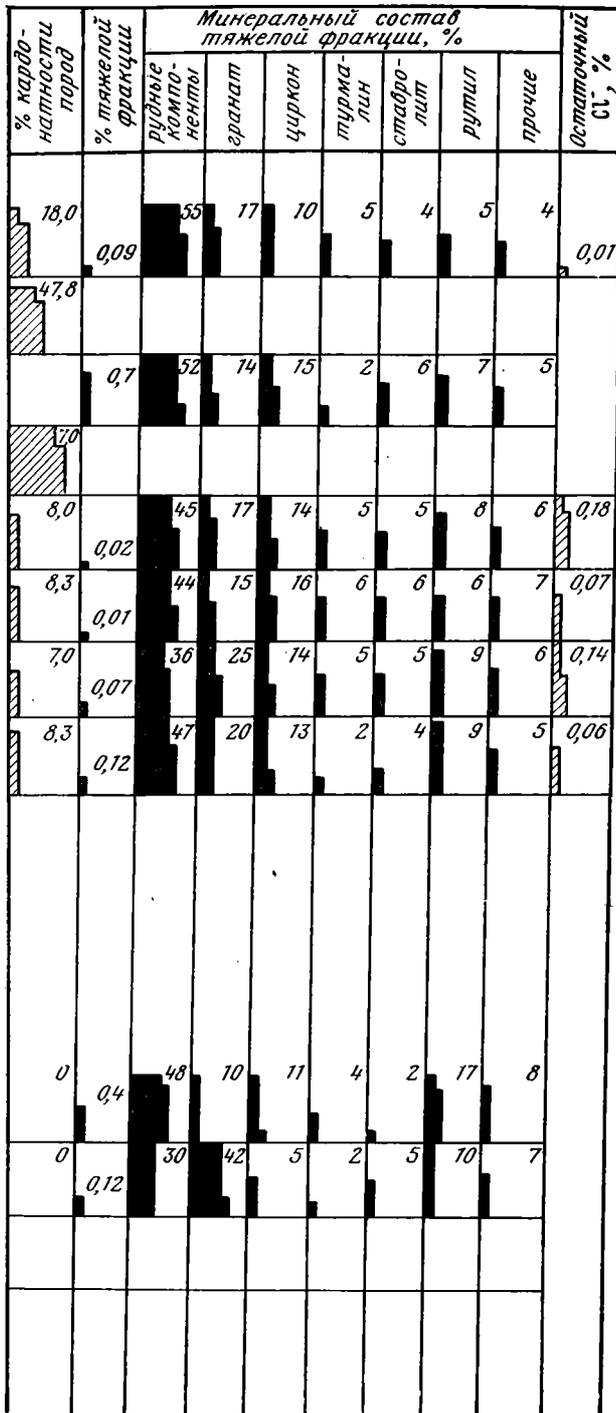
алевритовых осадков делювия без следов синхронного почвообразования и тип глинисто-алевритовых отложений делювия со следами синхронного почвообразования.

Фация озерных отложений в нижней части разреза представлена сыпучими мелко- и среднезернистыми песками с гравийными прослоями и рассеянной мелкой галькой. Осадки хорошо отмучены от алевритоглинистого материала (см. фиг. 2). Состав кластического материала разнообразен: зерна кварца, полевых шпатов, обломки кварцитов, гранита, пластинки биотита и мусковита. Пески в основной массе не сцементированы, в них лишь присутствуют отдельные мелкие комочки, скрепленные гидроокислами марганца. Только в нижней части разреза встречен один прослой (мощностью 0,15—0,40 м) гравелита с крупнозернистым кальцитовым цементом (явно позднейшим). Пески содержат очень малое количество пелитоморфного материала. В глинистой фракции, по данным рентгеновского анализа (фиг. 3), преобладают два неупорядоченных смешанослойных минерала: монтмориллонит-слюдистого и каолинит-монтмориллонитового состава; в незначительном количестве присутствует гидрослюда. Гамма смешанослойных минералов монтмориллонит-слюда с преобладанием разбухающих пакетов характеризуется в природном образце интенсивным первым базальным отражением с $d=14,7$ Å, смещающимся при насыщении препарата глицерином в область малых углов до $d=18,8$ Å; при прокаливании до 550° С значение d уменьшается до 9,9 Å. Для этих минералов характерно образование широкого асимметричного пика второго базального отражения в области от 8,9 до 9,8 Å. Значение $d=18,8$ Å выше, чем у обычного монтмориллонита и может быть связано с чрезвычайно высокой тонкодисперсностью минерала. Гамма смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов характеризуется в природном образце асимметричным пиком, расширенным в сторону малых углов, с d в области 7,18 Å, который становится еще более широким и асимметричным после насыщения препарата глицерином или этиленгликолем. После прокаливании при 550° С каолинитовые слои разрушаются и пик полностью исчезает. Прокаливание при 300° С с целью сохранения каолинитовых слоев позволило получить характерные для данных минералов рефлексы с $d=7,25$ и $d=3,54$ Å. Приведенные данные свидетельствуют о преобладании в смешанослойной фазе каолинитовой составляющей. В ничтожно малом количестве среди минералов глин присутствует гидрослюда, характеризующаяся рефлексом с $d=10,0$ Å в природном образце. В целом породы этой части разреза, судя по картине, наблюдаемой в шлифах, не несут явных следов диагенетических преобразований глинистого компонента, поэтому присутствующие в них глинистые минералы полностью унаследованы от источников размыва.

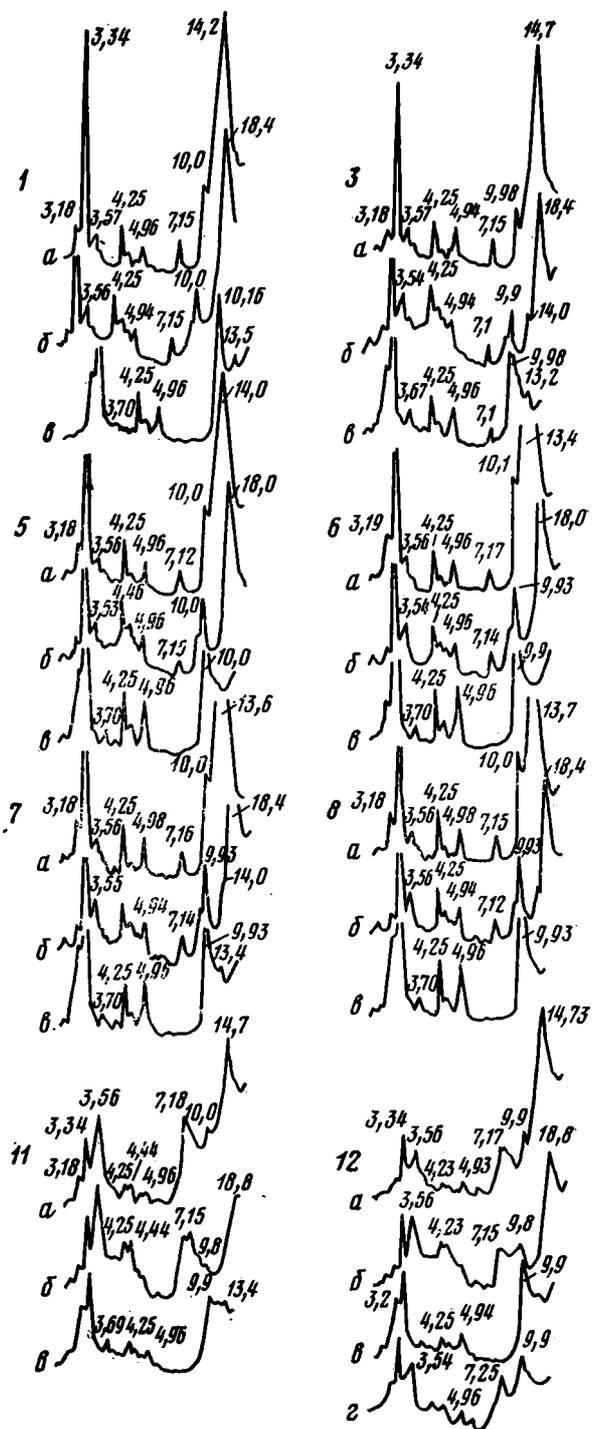
Выше по разрезу залегает пачка песчано-алеврито-глинистых пород, относящихся к генетическому типу отложений прибрежного мелководья. В нижней части она представлена переслаивающимися песчано-алевритовыми и алеврито-глинистыми породами, в верхней — чистыми глинами, а завершается маломощным прослоем (0,2 м) слабоглинистого карбоната (см. фиг. 2). Этот генетический тип резко отличается от предыдущего прежде всего полным отсутствием галечного материала, существенным преобладанием алевритовых частиц над песчаными, тонкой слоистостью, которая отчетливо видна даже в шлифах по ориентированному расположению слюдистых частиц. В отложениях рассматриваемой фации присутствуют в значительном количестве створки (даже попадаются парные) остракод. По устному сообщению Н. Н. Найдиной, которая любезно просмотрела наш материал, среди остракод преобладает вид *Ciprideis torosa* (Jenes), характерный для мелководных, очень опресненных лагуно-озерных водоемов. В. В. Синегубом (также устное сообщение) определены еще виды *Ciprideis pontica* Kristic, *C. nobilis*

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9





Фиг. 2. Литологическая колонка, гранулометрический и минеральный состав отложений понта и верхнего плиоцена у пос. Тарутино
 1 — современная почва; 2 — ископаемая почва; 3 — глины; 4 — пески, алевриты; 5 — пески с галькой, гравием; 6 — гравелит с карбонатным цементом; 7 — прослой карбонатов, 8 — единичные конкреции карбонатов; 9 — горизонты с фауной



Фиг. 3. Дифрактограммы глинистых минералов делювиальной (1, 3) и озерной (5—12) фаций
 а — природный образец; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550° С; г — прокаленный при 300° С

Kristic, *Cipris sp.* (Juv), *Mediocyterideis pracapatoica* Agal, характеризующие те же фациальные условия.

Следует заметить, что все осадки, слагающие описываемую пачку (за исключением самого верхнего слоя), полностью лишены терригенного и аутигенного кальцита. Общая карбонатность пород (7—8%) обусловлена почти исключительно присутствием раковин остракод; изредка встречаются раковинки фораминифер, мельчайшие кокколиты, переотложенные из более древних, морских отложений. Здесь много осколков кварца, кремней, полевых шпатов, пластинок биотита и мусковита, встречаются единичные зерна терригенного глауконита. Обращает внимание, что отложения фации прибрежного мелководья достаточно энергично преобразованы в диагенезе. Во-первых, многие пластинки биотита уже *in situ* трансформированы в гидробиотит (обесцвечены, расщеплены, утратили четкость контуров), а некоторые даже полностью перешли в глинистую массу монтмориллонитового состава. Во-вторых, глинистая часть исходных осадков заметно изменялась. В ней появлялись участки со вторичной колломорфной структурой, обусловленной смешанослойными новообразованиями монтмориллонитового типа. Согласно рентгеновским данным (см. фиг. 3), глинистая фракция (0,01 мм) из пород данной пачки состоит в основном из смешанослойной фазы монтмориллонит-слюда (с небольшим количеством слюдистых слоев — 15—20%); в подчиненном количестве присутствуют тидрослюда и «дефектный» хлорит (характеризуется рефлексом с $d = 14,0 \text{ \AA}$ в природном образце), снижающимся после прокаливания при 550°C до величины 13,4 или даже 10,0 \AA). Монтмориллонитовый минерал пелитоморфной части описываемых пород, по рентгеновским данным, диоктаэдрический, т. е. он мог образоваться за счет стадийного разложения терригенных пластинок биотита по схеме: биотит → гидробиотит → смешанослойный монтмориллонит-слюда.

По всей описываемой пачке рассеяны мелкие комочки, цементированные марганцем; пятна, корочки (по обрывкам нитей корешков), микрожеоды гидроокислов железа. Пачка венчается сильнокарбонатным (77,5% CaCO_3) слоем, нерастворимый остаток которого гранулометрически соответствует подстилающим осадкам. Он сложен равномерно-тонкозернистым кальцитом с примесью алеврито-глинистого материала; присутствуют остракоды тех же видов, что и в нижележащих слоях, но стенки раковин заметно утолщены, вероятно, в результате вторичного наращивания карбоната. Повсеместно отмечаются пятна и полосы ожелезнения, макроскопически различимы ожелезненные следы нитевидных корешков растений. Этот глинисто-карбонатный прослой завершает субаквальную серию отложений, выше по разрезу залегают делювиальные отложения.

Фа́ция делювиальных отложений в нижней части представлена разнотонкозернистыми песками, несортированными, без заметной слоистости, полевошпатово-кварцевого и кварцево-слюдистого (в более мелкой фракции) состава, встречаются глинистые окатыши с марганцевыми стяжениями. В глинистой фракции преобладает смешанослойная фаза монтмориллонит-слюда, в подчиненном количестве присутствует гидрослюда как самостоятельная фаза, незначительную примесь составляет «дефектный» хлорит (см. фиг. 3). Выше песков залегает следующий генетический тип, представленный глинистым алевритом бурой и коричнево-бурой окраски, который подвергся влиянию почвенных процессов. Алевритовые и мелкопесчаные частицы включены в пелитоморфную глинистую массу, пропитанную гидроокислами железа и содержащую железомарганцевые стяжения и гумусированные комочки. Карбонатность породы достигает 18,0% и обусловлена присутствием известковых стяжений и бесформенных пятен, а также остатков известковых водорослей вида золотистых [2]. Глинистая фракция ископаемой поч-

вы представлена смешанослойным минералом монтмориллонит-гидро-слюда с небольшим содержанием слюдистых слоев; присутствуют также гидрослюда и «дефектный» хлорит. Все эти минералы, очевидно, терригенного происхождения, так как при изучении их в шлифе никаких вторичных изменений не установлено. Глинистое вещество практически не затронуто процессами диагенеза. Непосредственно под горизонтом красновато-бурой погребенной почвы отмечается небольшой по мощности (0,2 м) иллювиальный горизонт — глинисто-карбонатный слой, содержащий около 48% CaCO_3 . Он характеризуется присутствием гумусированных пятен, марганцевыми выцветами, многочисленными следами корневой системы и остатками известковых водорослей. Карбонатное вещество порошкообразное (пелитоморфное), чем отличается от мелкозернистого карбоната верхнего горизонта озерной фации.

Для более подробной минералогической характеристики пород разреза понтической толщи изучена также тяжелая фракция алевритовой размерности (см. фиг. 2). Никаких закономерных изменений ее состава по разрезу не наблюдается. В ней преобладают рудные компоненты (магнетит, лейкоксенизированный ильменит), в меньшем количестве присутствуют гранат, циркон, турмалин, рутил, ставролит, апатит, эпидот.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы о палеогеографии времени формирования понтической толщи данного района. Субаквальная аккумуляция происходила на фоне морской регрессии, в условиях реликтового, отшнурованного от моря, сильноопресненного озерного бассейна. В начале рассматриваемого времени осадконакопление было связано с процессами седиментации в подводной дельте. Озерный участок, о котором идет речь, находится в относительной близости от устья реки, и русловые протоки подводной части дельты обеспечивали образование гравийно-песчаных осадков, хорошо промытых от алеврито-пелитовых частиц. Обильное поступление в озеро речных вод обуславливало быстрое опреснение его. Однако до самого конца существования этого озера соленость его оставалась слегка повышенной. Известно [4], что в образцах пород неоген-четвертичного возраста, генетически связанных с осадками пресных водоемов, количество остаточного иона хлора обычно не превышает 0,02%, в рассматриваемых же породах оно колеблется от 0,08 до 0,18%. Постепенно условия седиментации из приустьевой части дельты распространились на периферическую. Стали накапливаться песчано-алевритовые, а затем и преимущественно глинистые осадки. Шло постепенное обмеление бассейна. Судя по обилию органического гумусированного вещества, климат того времени был, вероятно, влажным и очень теплым. С задернованного пологого берега в озеро почти не поступал делювиальный материал, в силу чего осадки становились чисто глинистыми. Зато с берега атмосферные воды сносили в заметном количестве растительный детрит, органо-минеральные соединения и гумусовые коллоиды. Все это активно включалось в процессы диагенеза алеврито-глинистых осадков. В иловых водах происходило окисление органического вещества, высвобождение из комплексных соединений Fe и Mn и осаждение их в виде гидроокисей (мелкие комочки, пятна, корочки и др.); постоянно удерживалось достаточно высокое парциальное давление углекислоты, что обуславливало полную бескарбонатность осадков. Часть глинистого материала под влиянием того же органического вещества претерпевала изменения и возникали минеральные новообразования монтмориллонитового типа.

Наконец, озерный бассейн в верхнем плиоцене перестал существовать или сильно сократился по площади, а освободившиеся из-под воды осадки покрылись дерном. К этому времени произошли существенные изменения климата и некоторая перестройка морфологического

плана района. Климат стал уже не влажным, а переменнo влажным, разределлся растительный покров, и активизировались процессы накопления делювия. На фоне общей тенденции развития климата в сторону аридизации и некоторого похолодания периодически несколько усиливалась влажность и, возможно, наступало даже относительное потепление. Сгущался растительный покров, тормозивший смещение делювия по склону. В такие именно периоды и сформировалась описанная выше погребенная почва.

Итак, на основе детального фашиального анализа разреза понтической толщи удалось выявить для конкретного района направленность в развитии фашиальной обстановки седиментации при формировании толщи. Субаквальное осадконакопление в условиях регрессировавшего озера сменилось субазральным, с периодами синхронного почвообразования. В течение рассматриваемого времени климат становился суше и, возможно, несколько прохладнее.

Литература

1. Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогенной (четвертичной) системы.— В кн.: Вопросы геологии антропогена: К VI конгрессу INQUA в Польше в 1961 г. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
2. Маслов В. П., Ренгартен Н. В. Находки ископаемых известковых водорослей в лесах.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 3.
3. Ренгартен Н. В. Опыт фашиально-минералогического анализа осадочной толщи V террасы р. Днестра близ г. Тирасполя.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1965.
4. Ренгартен Н. В. Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста.— Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода АН СССР, 1974, № 41.
5. Ренгартен Н. В. Литологические критерии реконструкции палеоклимата и история формирования отложений стоянки Кормань IV.— В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань на среднем Днестре. АН СССР: Комиссия по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1977.
6. Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фашиально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 137.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
3.XII.1979

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**ХОЛОДОВ В. Н. (зам. главного редактора), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., ЛИСИЦИН А. К., ЛУНЕВА О. И.,
МИХАЙЛОВ Б. М., РОНОВ А. Б., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В.**

EDITORIAL BOARD:

**KHOLODOV V. N. (Assistant Editor-in-chief), KALEDA G. A., KOSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., LISITZIN A. K., LUNEVA O. I.,
MICHAILOV B. M., RONOV A. B., SOKOLOV A. S., TENIAKOV V. A.,
TIMOFEEV P. P., KHVOROVA I. V.**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

**Сдано в набор 2.12.80 Подписано к печати 22.01.81 Т-03016 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6+1 вкл. Уч.-изд. л. 13,6 Бум. л. 4,5 Тираж 1176 экз. Зак. 5239**

**Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10**

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493