

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

1982

СОДЕРЖАНИЕ

К 60-й годовщине образования Союза Советских Социалистических Республик	3
<i>Холодов В. Н.</i> Новое в познании катагенеза (II) Элизонный катагенез	15
<i>Махнач А. А.</i> Смена соленых вод карбонатных толщ пресными и ее литогенетическое значение	33
<i>Лукьянова В. Т.</i> Эпигенетические изменения гидротермального типа в триас-юрской угленосной толще Карашиликской впадины	43
<i>Успенский В. А., Кисляков Я. М.</i> Рудоконтролирующая окислительная зональность древнеэпигенетических урано-угольных месторождений и закономерности преобразования бурых углей	57
<i>Пеньков В. Ф.</i> Прожилки ураноносных битумов в карбонатных породах (морфология, строение, механизм образования)	69
<i>Горохов И. М., Варшавская Э. С., Кутявин Э. П., Мельников Н. Н.</i> Влияние слабого метаморфизма на Rb—Sr-системы в осадочных и вулканогенных породах	81
<i>Михайлов Б. М.</i> О терминологии глиноземных пород	92
<i>Кудельский А. В.</i> Литогенез, проблемы гидрогеохимии и энергетики нефтегазоносных бассейнов	101

Краткие сообщения

<i>Богданов Ю. В., Апольский О. П., Феоктистов В. П.</i> Петрохимические и геохимические особенности удоканского комплекса (Северное Забайкалье)	117
<i>Лаптухов А. В.</i> Особенности минерального состава водонерастворимых остатков солей фаменской калиеносной субформации Припятского прогиба	125
К 100-летию со дня рождения Бориса Петровича Кротова	132

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1982

CONTENTS

On the 60-th anniversary of the Union of Soviet Socialist Republics	3
<i>Kholodov V. N.</i> New in cognition of katagenesis (II). Elisional katagenesis	15
<i>Makhnach A. A.</i> Substitution of saline waters of carbonate deposits by fresh ones and its lithogenetic importance	33
<i>Lukiyanova V. T.</i> Epigenetic changes of hydrothermal type in the Triassic-Jurassic coal measures of the Karashiliksaya basin	43
<i>Uspensky V. A., Kislyakov Ya. M.</i> Ore-controlling oxidizing zonation of old epigenetic uranium-coal deposits and regularities of brown coal transformation	57
<i>Penkov V. F.</i> Veinlets of uranium-bearing bitumens in carbonate rocks (morphology, structure, mechanism of formation)	69
<i>Gorokhov I. M., Varshavskaya E. S., Kutyavin E. P., Melnikov N. N.</i> Influence of weak metamorphism on the Rb-Sr systems in sedimentary and volcanogenic rocks	81
<i>Mikhailov B. M.</i> On terminology of aluminous rocks	92
<i>Kudelsky A. V.</i> Lithogenesis, problems of hydrogeochemistry and energetics of oil-gas basins	101
<i>Brief communications</i>	
<i>Bogdanov Yu. V., Apolsky O. P., Feoktistov V. P.</i> Petrochemical and geochemical properties of the Udokan complex (North Baikal region)	117
<i>Laplukhov A. V.</i> Specific features of the mineral composition of water-insoluble salt remains of the kali-bearing subformation of the Pripyat depression	125
On the centenary of Boris Petrovich Krotov	132



К 60-й ГОДОВЩИНЕ ОБРАЗОВАНИЯ СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК¹

30 декабря 1922 г. волей народов нашей страны был создан Союз Советских Социалистических Республик — первое в мире многонациональное государство рабочих и крестьян.

«Шестидесятилетие СССР — знаменательное событие в жизни советского народа, свидетельство торжества ленинской национальной политики КПСС, исторических достижений социализма. В эту славную годовщину Советский Союз предстает перед всем миром как дружная семья равноправных республик, совместно строящих коммунизм. Монолитно социально-политическое и идейное единство нашего общества. Нерушима сплоченность советского народа вокруг родной Коммунистической партии, ее Центрального Комитета во главе с верным продолжателем великого ленинского дела товарищем Л. И. Брежневым», — говорится в постановлении ЦК КПСС от 19 февраля 1982 г.

Советские люди встречают этот большой праздник новыми успехами во всех областях общественной жизни, упорным и творческим трудом, реализуя решения XXVI съезда КПСС.

Выполняя волю съезда, наша партия и народ ведут настойчивую борьбу за устранение угрозы войны и укрепление мира на всей планете.

В СССР создан единый народнохозяйственный комплекс — материальная основа братской дружбы его народов. Экономика каждой республики занимает свое место в общем народном хозяйстве, вносит свой вклад в национальное богатство страны.

Дальнейшему подъему всех советских республик в значительной мере способствует решение таких крупных общесоюзных народнохозяйственных задач, как освоение топливно-энергетических и сырьевых богатств Сибири, Дальнего Востока и Севера, зоны БАМ, областей Нечерноземья.

Крупные территориально-промышленные комплексы различных республик — Западно-Сибирский, Братский, Павлодарский, Экибастузский, Оренбургский и др. уже сейчас обеспечивают весь прирост добычи нефти и газа, существенную часть прироста добычи железной руды и угля, разработку электроэнергетики, производство тракторов и другой продукции.

Многие практические достижения СССР связаны с развитием отечественной науки, в том числе геологии и одного из ее важнейших ответвлений — литологии.

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 пород или первично-осадочных пород, а изучение осадочного чехла — основа познания истории развития нашей планеты.

В последнее 10-летие существенно возрос круг вопросов, привлекающих внимание литологов; в сфере их научных интересов оказались проблемы формирования осадочного чехла Мирового океана, становления

¹ В подготовке статьи кроме членов редколлегии журнала принимали участие: доктор геол.-минералог. наук В. И. Бгатов, канд. геол.-минералог. наук Р. Г. Матухин, акад. АН БССР А. С. Махнач, акад. АН УзССР В. И. Попов, доктор геол.-минералог. наук Г. А. Чихрадзе, член-кор. АН КазССР П. Т. Тажигаева, канд. геол.-минералог. наук В. Нарбутас.

океанской и континентальной коры, геологии докембрия, эволюции питающих провинций, а также атмосферы, биосферы и гидросферы на континентальном блоке, вторичных изменений базальтов, корреляции важнейших литологических событий на континентах и в океанах, генезиса различных полезных ископаемых и мн. др.

Теоретическая литология в содружестве с геотектоникой, стратиграфией, наукой о рудных месторождениях, минералогией, кристаллохимией и геохимией осадочных пород аступает в новую стадию своего развития, стоит на пороге создания глобальной (планетарной) теории седиментологии и литогенеза. Это было особенно четко показано на XI и XII всесоюзных литологических совещаниях, проходивших в Москве и Новосибирске, а также на трех очередных пленумах Междугосударственного литологического комитета, посвященных проблемам генезиса и нефти газа, методологии формационного анализа, вторичных изменений осадочных пород и формированию месторождений полезных ископаемых.

Важную роль в решении теоретических и практических проблем литологии играет Междугосударственный литологический комитет; его деятельность привела к созданию многонационального коллектива советских литологов, способствовала бурному развитию науки об осадочных породах и рудах в РСФСР и стимулировала распространение ее важнейших достижений в союзных республиках.

Широкий фронт литологических исследований был развернут в центральных городах РСФСР — *Москве* и *Ленинграде*. Признанным лидером в области теоретической литологии вплоть до конца 70-х годов оставался акад. Н. М. Страхов, из-под пера которого вышли такие фундаментальные труды, как «Основы теории литогенеза» (т. I—III, 1960—1962 гг.), «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963 г.), «Геохимия осадочного марганцеворудного процесса» (1968 г.), «Развитие литогенетических идей в России и СССР» (1971 г.), «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» (1976 г.) и «Геохимия современного седиментогенеза» (1979 г.).

В последнее 10-летие литологи большое внимание уделяли изучению осадочного чехла Мирового океана. В трудах сотрудников ГИН АН СССР и Института океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова под руководством членов-корреспондентов АН СССР П. П. Тимофеева и А. П. Лисицына изучены закономерности распределения современных и древних осадков в различных структурно-морфологических зонах морей и океанов; построены модели различных типов осадкообразования, исследованы закономерности формирования абсолютных масс осадка и скоростей осаднения осадочного материала на дно бассейнов, рассмотрены особенности эксгалятивного и вулканогенно-осадочного поступления вещества в Мировой океан.

Особое значение литологи придавали геохимическим процессам, протекавшим на границе «река — море», условиям формирования «черных сланцев» и металлоносных осадков, а также озерных, морских и океанических современных железомарганцевых конкреционных руд.

В сфере исследований оказалась также проблема вторичных изменений океанических базальтоидов, представляющих своеобразную питающую провинцию, вносящую, по-видимому, существенный вклад в формирование осадков пелагиали океанов. В результате минералого-геохимических наблюдений выяснилось также большое значение «континентализации» океанической коры, играющей важную роль в развитии геотектонических структур и в представлениях о механизме возникновения древней континентальной коры.

На базе тонких физико-химических исследований цеолитов, палыгорскитов, железистых силикатов и ряда других аутигенных минералов родилось новое направление науки — «геоинералогия».

Значительных успехов добились литологи ИЛСАН СССР и ГИН АН СССР в познании докембрийского литогенеза. В работах акад. А. В. Сидоренко и его сотрудников обосновано представление о принципиальном единстве геологических процессов в фанерозое и докембрии, выдвинуты

идеи о процессах метаморфизма как о физико-химических преобразованиях, совершающихся в условиях замкнутой системы (без привноса и выноса вещества), об «углекислом» и «углеводородном» дыхании Земли. В ряде областей развития докембрия прослежена эволюция органического вещества и «черных сланцев» в связи с развитием растительного и животного мира древнейших эпох и оценена роль процессов выветривания в металлогении докембрийских отложений.

При изучении фанерозойских осадочных отложений континентального блока, которое проводилось сотрудниками ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР им. В. И. Вернадского, МГУ, ИЛСАН СССР и других организаций в различных районах Восточно-Европейской платформы, Кавказа, Урала и Камчатки, особенно глубоко оказались разработанными проблемы палеогеографии, вулканогенно-осадочных процессов и геохимии осадочных отложений.

Для оценки роли вулканических процессов и познания общей эволюции осадочной оболочки Земли большое значение имеет так называемая количественная глобальная геохимия, развиваемая в ГЕОХИ АН СССР им. В. И. Вернадского под руководством члена-кор. АН СССР А. Б. Роннова. В этих исследованиях палеогеографические и литолого-фациальные карты мира в сочетании со сложными пробами осадочных пород послужили материалом для огромных по объему химико-статистических подсчетов, позволивших рассмотреть поведение химических элементов в палеобассейнах прошлого и связать во времени и пространстве самые, казалось бы, отдаленные геохимические события.

Серьезные успехи были достигнуты литологами Москвы и Ленинграда в деле изучения закономерностей размещения и условий формирования разнообразных осадочных, гидротермально-осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых. В работах сотрудников ГИН АН СССР, ИЛСАН, ИГЕМ АН СССР, ВИМС, ВСЕГЕИ, ГИГХС, ИГИРГИ, ВНИГРИ, ВНИГНИ, МИНХ и ГП выполнены детальные исследования месторождений бокситов, фосфоритов, углей, редких металлов, промышленных скоплений железа, марганца, меди, свинца, цинка, золота, калийных солей, самородной серы, нефтяных и газовых залежей, скоплений радиоактивных металлов, огнеупорных глин и других промышленных объектов в различных районах СССР.

Наряду с ранее известными особенностями формирования и размещения рудных скоплений, уже приведенными в определенную систему и вошедшими в учебные руководства по теории литогенеза, в последние годы выявлены новые закономерности.

Так, широкое распространение кор выветривания на разных стратиграфических уровнях докембрия позволяет поставить вопрос о поисках бокситов, древних россыпей и других экзогенных полезных ископаемых в толщах древних и сильно метаморфизованных пород.

Более того, геохимический анализ эволюции осадочного породо- и рудообразования показал, что в истории континентального блока состав питающих провинций менялся следующим образом: на первом этапе преобладали основные эффузивы, затем древнейшие титаноносные гранитоиды, позднее сформировались габбро-анортозитовые пояса Земли и, наконец, преимущественное развитие получили слабо металлоносные осадочные породы. Вследствие этого вероятность формирования осадочных месторождений железа, марганца, фосфора, а также редких элементов, золота и платины, часто представляющих собой продукт переотложения ювенильного магматогенного материала, несомненно возрастает в древнейших толщах докембрия и соответственно уменьшается в наиболее молодых отложениях фанерозоя.

Принципиально новый тип рудных скоплений железа, марганца и цветных металлов был открыт в рифовых зонах современных морей и океанов; здесь, как это хорошо было установлено на примере Красного моря, эксгаляционно-гидротермальные металлоносные растворы по разломам разгружаются непосредственно в осадок. Вследствие этого создаются сложно построенные рудные залежи, с одной стороны, согласные

с напластованием вмещающих отложений, а с другой — контролирующиеся разрывными нарушениями.

Изучение нефтяных и газовых месторождений, выполненное коллективом ученых во главе с членом-кор. АН СССР Н. Б. Вассоевичем, позволило установить, что их возникновение происходит в результате вторичного преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) глин в области высоких температур и давлений; погружение нефтематеринских глинистых толщ в область катагенетических превращений влечет за собой термолиз и термокатализ РОВ, эмиграцию сформировавшихся битумоидов из глин в породы-коллекторы и скопление нефтяных битумоидов в ловушках разного типа. В целом этот процесс, так сказать, автоматически совершается в осадочных породных бассейнах, где непрерывно осуществляются нисходящие тектонические движения и накапливаются мощные осадочные толщи; более того, он часто распространяется на смежные устойчивые участки платформенного типа вследствие латеральной миграции нефтяных и газовых флюидов по проницаемым пластам-коллекторам.

Изучение редкометальных месторождений, выполненное большим коллективом советских литологов Москвы и Ленинграда, позволило создать теорию эпигенетического рудогенеза; было установлено, что многие стратиформные редкометальные скопления образуются в результате разрушения нефтяных залежей под действием вод или в результате взаимодействия инфильтрующих подземных вод, обогащенных кислородом, с разнообразными восстановителями.

В целом наблюдения последних лет позволяют не только существенно развить и дополнить теорию формирования гидротермально-осадочных месторождений, встречаемых в осадочных толщах, но и углубить наши представления о стадии катагенеза и ее роли в общей схеме осадочного процесса.

Не менее крупным центром литологических исследований в РСФСР является *Новосибирск*. Сибирские исследователи много сил отдали разработке методов литолого-формационного анализа.

Более 10 лет под руководством акад. А. Л. Яншина здесь ведутся исследования эволюции геологических процессов и явлений в истории Земли. За это время выполнены многоплановые работы по эволюции галогенных, красноцветных, фосфоритоносных и глауконитовых формаций, выявлению особенностей седименто- и литогенеза в позднем докембрии, венде и фанерозое Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области.

Другое направление долгое время возглавлял В. П. Казаринов, под руководством которого формационный метод использовался для выявления определенных возрастных уровней, в пределах которых отчетливо проявились себя мощные процессы химического выветривания и концентрировались разнообразные месторождения осадочных полезных ископаемых.

Широкие и хорошо спланированные исследования были проведены сибирскими геологами по изучению вулканических и вулканогенно-осадочных процессов в осадочных чехлах Сибирской платформы, Западно-Сибирской впадины и Алтае-Саянского региона. Установлены пространственные закономерности локализации эффузивной деятельности, произведена количественная оценка распределения вулканогенных образований, принимавших участие в процессах седименто- и литогенеза. Рассмотрена генетическая связь между проявлениями вулканизма и образованием месторождений бокситов, железных и марганцевых руд, черных металлоносных сланцев и стратиформных залежей нерудного минерального сырья (цеолиты, палыгорскиты, бентонитовые глины, даунсониты, каолиниты и др.).

В Новосибирском научном центре с каждым годом расширяются работы по изучению физико-химических аспектов осадочного рудо- и пороодообразования и моделированию процессов седименто- и литогенеза. Эти исследования включают в себя широкий круг проблем, связанных с опре-

делением последовательности выноса элементов в различных режимах химического выветривания, реконструкцию условий накопления высокоглиноземистых, фосфатных и кремнистых осадков, солевого состава океанических вод, анализ эволюции состава земной атмосферы и ряда других факторов, определяющих развитие седиментогенеза.

В последние годы проведена прогнозная оценка главных железорудных, железомарганцевых, сульфидно-полиметаллических, фосфоритовых и апатитовых месторождений Сибирской платформы, Алтая, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Саян и Забайкалья. Прогнозные запасы многих рудных месторождений возросли в 2—3 раза. В результате многолетних поисков калийных солей на юге Сибирской платформы открыт один из крупнейших в мире Непсений бассейн силвинитовых руд.

Больших успехов в истекшее 10-летие добились литологи союзных республик.

В *Украинской ССР* литологическими исследованиями руководили академики Л. Г. Ткачук, Е. К. Лазаренко и Е. Ф. Шнюков; их усилия были направлены на разработку теоретических проблем и решение практических задач. Особое внимание украинские литологи уделяли литолого-фациальному и палеогеографическому картированию, изучению нефтегазоносных и угленосных формаций, рудных формаций, россыпей, формаций нерудного сырья и стройматериалов, исследованию современных осадков морей и четвертичных образований.

Широкие палеогеографические, литолого-фациальные и структурно-фациальные исследования различные организации УССР выполнили для венда и силура на территории Вольно-Подоллии, для девонских солеродных отложений Предкарпатья и Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), для карбоновых и пермско-триасовых отложений ДДВ, для мелпалеогенового флиша Предкарпатья и сеномана Русской платформы, для миоценовых отложений Предкарпатья и Русской равнины.

В связи с задачами поисков месторождений нефти и газа в течение многих лет осуществлялись исследования нефтегазоносных формаций Предкарпатского прогиба, ДДВ, Крыма и Причерноморья. Показана тесная связь между тектоническим строением фундамента и закономерностями распределения литофаций осадочного чехла, особенно благоприятных для аккумуляции нефти и газа. Изучены коллекторские свойства нефтесодержащих толщ на больших глубинах и охарактеризованы экраняющие особенности глинистых покрышек. Установлена интенсивность катагенетических преобразований и показано ее влияние на формирование залежей нефти и газа. Выявлены закономерности распространения несогласий, зон выклинивания пластов-коллекторов, рифовых построек и других литологических образований, с которыми может быть связано формирование нефтегазоносных ловушек.

В последнее 10-летие усилилось изучение угленосных формаций; особое внимание уделялось литостратиграфии и палеогеографии Донецкого, Львовско-Волынского и Силезского угленосных бассейнов. Исследовались минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, разработаны методы корреляции угольных пластов, предложено прогнозирование угленосных фаций и оценены катагенетические преобразования угленосных отложений, теснейшим образом связанные с промышленной характеристикой типов углей.

Большой интерес для науки и практики представляют киммерийские и докембрийские железорудные формации, широко развитые в УССР. Киммерийский железорудный бассейн захватывает огромные площади Керченского полуострова и прослеживается в пределы Азовского моря и Таманского полуострова; в этих районах развернуты широкие фациально-литологические и геохимико-минералогические исследования, которые позволили существенно расширить промышленные перспективы этих районов. Здесь открыты новые типы железорудных залежей (Каменская, Краснокутская, Семеновская антиклинали) и разведаны новые участки развития оруденения (Киз-Аульская синклинали).

Комплексные литолого-геохимические исследования, организованные литологами УССР в железорудных докембрийских толщах Криворожья, позволили утверждать, что поступление кремнистых осадков и железа в палеоводоемы происходило в эпохи затухания вулканической деятельности и усиления гидротермальных процессов; ритмичное изменение окислительно-восстановительного потенциала морских вод вызывало тонкое переслаивание кремнистого и железистого материала, типичное для джеспиллитов.

Значительные силы специалистов-литологов брошены на изучение марганцеворудных формаций в осадочном чехле Украины; в центре внимания оказался крупнейший Южно-Украинский марганцеворудный бассейн, а также ряд более мелких месторождений и рудопроявлений марганца. Выявлены главнейшие эпохи концентрации марганца в геологической истории региона и исследованы ареалы распределения повышенных концентраций этого элемента. Реконструированы обстановки, благоприятные для накопления марганца, восстановлены его источники, формы переноса и осаждения в морских водоемах прошлого.

Большой объем литологических работ связан с исследованием медного и сопровождающего его редкометального оруденения в пестроцветных формациях ДДВ; выполнен анализ палеогеографии меденосных осадочных бассейнов и выделены участки, перспективные для поисков промышленных залежей.

Велось изучение бокситоносности осадочного чехла Украинского щита; изучались разнообразные россыпные месторождения этого региона, детально охарактеризовывалась их геохимия, минералогия и промышленные перспективы.

Проводилось детальное исследование соленосных, в том числе калиеносных формаций в пределах Предкарпатья и ДДВ. Разработана методика литологического дифференцирования соленосных толщ, позволяющая уверенно проводить их корреляцию с целью литолого-фациального анализа и прогнозирования залежей каменных и калийных солей.

Выяснены условия формирования и закономерности локализации ртутного и свинцово-цинкового оруденения в пределах ДДВ и Предкарпатья. Разработаны геохимические критерии поисков оруденения гидротермального генезиса для зоны сочленения ДДВ и Донбасса, а также юго-западной части Русской платформы.

В последнее время литологи Украины предприняли детальные исследования современных и четвертичных отложений Черного и Азовского морей. Особенно большое внимание уделяется прибрежно-морским россыпям Болгарского и Кавказского шельфов, закономерностям размещения раковинных банок и железомарганцевых конкреций, оценке нефтеносности морских акваторий.

В *Белорусской ССР* крупные литологические исследования проводятся под руководством академиков АН БССР А. С. Махнача и К. И. Лукашева; они включают общую литологическую характеристику осадочного чехла республики, выделение и детальную характеристику типов пород, их текстурные и структурные особенности, постседиментационные изменения, анализ цикличности и ритмичности осадконакопления, фациальный анализ и палеогеографию, специальные исследования в области нефтяной и угольной геологии, гидрогеологии, поисков и разведки минеральных солей и других полезных ископаемых.

Большой размах в БССР получили фациально-палеогеографические исследования; были созданы серии литолого-фациальных и палеогеографических карт территории БССР. Эти карты создавались совместно с литологами Украины, Литвы и других районов СССР, а также в тесном контакте с геологами зарубежных стран. Они являются хорошей основой для геолого-съемочных и поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых.

В девонских отложениях Припятского прогиба открыты промышленные месторождения нефти. В связи с этим проведено детальное комплексное литологическое изучение нефтеносных горизонтов — подсолевых и

межсолевых отложений. Выявлены и изучены зоны литологического замещения, выклинивания и несогласий, проведено литологическое районирование нефтегазоносных площадей, выявлены и изучены закономерности распространения биогермов в девонских отложениях и проведены детальные исследования коллекторских свойств.

Большое промышленное значение имеют в Белорусской ССР Старобинское калийное месторождение, связанное с верхнедевонскими толщами. Соленосные отложения усиленно изучались многими организациями; установлена их ритмичность и цикличность, выделены и изучены типы пород, фации и палеогеографическая обстановка бассейнов осадконакопления, строение калийных горизонтов, а также их изменения в разрезе и на площади.

Особое внимание в последнее время уделено изучению постседиментационных изменений в девонских отложениях. Кроме того, детально исследованы вулканогенные и вулканогенно-осадочные явления вендского и девонского времени.

В верхнедевонских толщах Припятского прогиба открыты крупные залежи горючих сланцев, которые в настоящее время детально изучаются геологами, литологами и технологами с целью добычи и промышленного использования. В каменноугольных отложениях того же региона найден новый для БССР вид минерального сырья — давсонит.

В среднеазиатских республиках — *Узбекской, Киргизской и Туркменской ССР* — литологические исследования возглавляют академики АН УзССР В. И. Попов и А. М. Акрамходжаев, академик АН КиргССР В. М. Попов, члены-корреспонденты АН КиргССР У. А. Асаналиев и К. Е. Калмураев.

Теоретической основой крупных литологических работ, проводимых среднеазиатскими литологами, является учение о динамических фациях и формациях, разработанное в трудах В. И. Попова.

Каждому динамическому фациальному поясу отвечает своя субформация, например подгорно-веерная или равнинно-долинная. Сообщество таких поясов, естественно объединяющееся в рамках определенного динамического орогидрографического комплекса, порождает определенную формацию (например, молассовую — продукт наземноравнинного комплекса).

За истекшее 10-летие представители коллектива литологов ТашГУ и координировавшихся с ним производственных организаций изучили большую часть кайнозойских, мезозойских формаций и частью палеозойские формации и подчиненные им полезные ископаемые в Узбекистане и смежных республиках. В этой работе участвуют десятки литологов.

В различных районах Тянь-Шаня и Средней Азии детально исследованы кайнозойские молассовые буроцветные и красноцветные формации, меловые молассовые красноцветные и шлировые формации, юрские молассовые угленосные формации, юрские галогенные формации, верхнепалеозойские шлировые и аспидные формации, удаленные флишоидные формации, среднепалеозойские карбонатные формации, позднерифейские силицитовые формации. Изучены литолого-геохимический состав и закономерности размещения этих формаций; выделены и описаны те структурно-фациальные зоны, что определили их локализацию на площади и во времени.

Позднее разработана и успешно применена комплексная литолого-геохимическая методика средне- и крупномасштабного прогнозирования и поисков осадочных месторождений. В ней учитываются следующие главные моменты: 1) генетический, в частности формационный тип месторождений; 2) его ритмостратиграфическая приуроченность; 3) его приуроченность к определенным зонам динамических фациальных поясов; 4) зональное наложение эпигенетических процессов.

На этой основе осуществлены подтвердившиеся позднее прогнозы или установлено промышленное значение ряда объектов рудоносных песчаников с редкими и рассеянными элементами, стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Уч-Кулач, в Алмалыкском и Чаткаль-

ском районах), крупных залежей палеогеновых зернистых фосфоритов в Кызылкумах и палыгорскитовых глин в Южной Фергане, прогнозы литологических залежей нефти, газа (там же и в Сурхандарьинской области) и подземных вод (в Фергане и под Ташкентом) и др.

Особое внимание среднеазиатских литологов обращено на решение проблем генезиса нефтяных и газовых месторождений, стратиформных залежей цветных и редких металлов, а также месторождений нерудных полезных ископаемых.

Крупные и комплексные литологические исследования развернуты в Ферганском, Афгано-Таджикском, Каракумском, Чу-Сарычуйском и Кызылкумском нефтегазоносных бассейнах. Здесь исследовались литолого-фациальные предпосылки формирования промышленных залежей нефти и газа, емкостные свойства коллекторов, закономерности распределения РОВ, вторичные преобразования глинистых минералов и отражательная способность витринита на разных палеоглубинах погружения. Намечены ближние и дальние перспективы для поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений.

Детальному литолого-фациальному анализу подверглись карбонатные отложения девона и карбона, содержащие промышленные скопления свинца и цинка, в северо-западном Каратау, Приташкентском районе, Северной Фергане, Присонкульском и Молдотооском районах.

На примере ряда свинцово-цинковых залежей в Киргизии были разработаны представления о первично-осадочной природе рудного вещества и последующей трансформации рудных скоплений в ходе диагенетических и катагенетических преобразований. На этой основе было выполнено прогнозирование месторождений цветных металлов в Среднем Тянь-Шане и существенно пересмотрены взгляды на происхождение «медистых песчаников и сланцев», колчеданных и золоторудных месторождений, месторождений железа, марганца, ртути, олова и многих других ценных металлов.

В последние годы внимание среднеазиатских литологов и геологов привлекли черные металлоносные сланцы; их металлогенетические особенности, закономерности распределения в разрезе и на площади, а также условия и механизм образования сделались объектом исследования многих научных коллективов.

В *Казахской ССР* лидером литолого-геохимического направления на протяжении многих лет является член-кор. АН КазССР П. Т. Тажибаева; здесь фронт литологических работ охватил ряд крупных промышленных районов и наиболее важные типы осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых.

В Джекказган-Улутауском горнорудном районе проведены детальные исследования по геохимии, минералогии и закономерностям размещения медных и медно-свинцово-цинковых руд карбона, исследованию генезиса родуситовых толщ перми и марганецсодержащих отложений девона.

Обобщен большой фактический материал по Успенской тектонической зоне и примыкающему к ней Чу-Илийскому рудному поясу. Определена формационная и фациальная принадлежность осадочных образований. Составлены литолого-палеографические карты. Охарактеризованы рудоносные формации и даны поисковые критерии на важнейшие полезные ископаемые.

Детально исследована Атаусуйская группа рудных месторождений; изучена геохимия и минералогия железомарганцевых и свинцово-цинковых руд этого региона, рассмотрены литолого-фациальные особенности эффузивно-осадочных рудовмещающих толщ и построена генетическая модель этого сложного и полигенного объекта.

Особое внимание литологи Казахстана уделяли комплексному исследованию угленосных, фосфоритоносных, соленосных и нефтегазоносных формаций.

В изучении угленосных отложений принимали участие многие геологические организации республики. В результате проведенных иссле-

дований оконтурены седиментационные бассейны карбоновой, пермской, триас-юрской и палеогеновой эпох угленакопления на территории Казахстана, показана их приуроченность к главнейшим структурно-тектоническим элементам земной коры. Составлены палеотектонические и палеогеографические карты и корреляционные схемы, выявлен ряд закономерностей метаморфизма углей и распространения их по качеству, изучено распределение редких элементов в углях, составлена сводка и кадастры залежей горючих сланцев.

Крупные литологические работы осуществлены в области познания закономерностей размещения и условий формирования фосфоритовых залежей. Особое внимание уделялось кембрийским фосфоритоносным отложениям Каратауского бассейна и верхнемеловым фосфоритоносным толщам Актюбинского бассейна.

Проблемы галогенеза решались главным образом на примере Прикаспийской впадины, где наряду с залежами поваренной соли известны месторождения калийных солей и боратов.

В этом же районе долгое время изучалась нефтегазоносность юрско-меловых продуктивных толщ. С открытием Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна внимание литологов-нефтяников оказалось сосредоточенным на юрских и меловых отложениях восточного побережья Каспийского моря. В результате проведенных исследований составлены литолого-палеогеографические карты для всей территории запада Туранской плиты, включая Мангышлак, северный и южный Устюрт. Выявлены определенные рубежи геологической истории, характеризовавшиеся единством палеогеографических условий, особенно в юрско-меловое время.

Определенные успехи достигнуты в изучении кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых. Впервые был обобщен (для Казахстана) материал по никеленосным корам выветривания ультраосновных пород. Освещены особенности их строения, типы и классификация. Характеризуются свойства и состав различных образований кор выветривания и закономерности миграции в них химических элементов. Материалы исследования продуктов кор выветривания кислых интрузивных комплексов использованы при подсчете запасов высококачественных каолинов Алексеевского месторождения и положены в основу их технологической оценки.

В перспективном планировании научных исследований КазССР предусмотрено дальнейшее наращивание темпов по установлению закономерностей формирования и размещения в земной коре месторождений цветных и черных металлов, азотных, фосфорных, борно-калийных солей, нефти и газа, угля и горючих сланцев. Важнейшей задачей становится выявление поисковых критериев при проведении крупномасштабного прогнозирования рудных и нерудных полезных ископаемых.

В республиках Кавказа и Закавказья литологические работы теснейшим образом переплетались с геолого-съемочными, поисковыми и прогнозо-оценочными работами, проводимыми МГ СССР и союзных республик.

В *Грузинской ССР* литологические исследования долгое время развивались под руководством видного советского ученого, акад. Г. С. Дзодзенидзе; при этом особое внимание уделялось изучению вулканогенно-осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых.

В течение последнего 10-летия в Геологическом институте АН ГССР и КИМС МГ СССР комплексному литологическому изучению подверглись олигоценовая марганцевоносная кремнисто-глинистая формация, а также колчеданная и цеолитоносная формации разных районов Кавказа и Закавказья. В результате было установлено, что в строении олигоценовых марганценовых формаций наряду с родохрозитом, манганитом, манганокальцитом, олигонитом и другими марганцевыми минералами принимают участие монтмориллонит, глауконит, бентонит-цеолитовые опоки, спонголиты, фосфориты, барит и другие аутигенные минералы. Характерна локализация марганцевых руд в полузамкнутых,

отшнурованных морских палеоводоемах. Сделан вывод об отсутствии связи марганцевого и другого типа аутигенного минералообразования с продуктами доолигоценых кор выветривания и о глубинном источнике Mn, Fe, Si, Ba, P и др.

Сравнительное литологическое изучение главнейших месторождений бентонитов СССР показало, что их можно объединить в три основные группы: вулканогенно-осадочные, эпигенетические, осадочные. Для всех трех генетических типов бентонитовых месторождений разработаны диагностические признаки и поисковые критерии.

В связи с развитием геологоразведочных работ на нефть и газ грузинские литологи начали планомерное изучение мезозойско-кайнозойских отложений межгорной Рионской впадины и смежных с ней районов Карталинии. Были выполнены палеогеографические реконструкции, а также проведен литолого-фациальный анализ нефтесодержащих толщ различных районов.

На основании изучения вещественного состава и метаморфизма рассеянного органического вещества составлены среднемасштабные карты катагенеза и метагенеза мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья. Установлены основные региональные закономерности постдиагенетических преобразований осадочных толщ и связанных с ними горючих полезных ископаемых. Полученные результаты являются поисковыми геохимическими критериями оценки физических свойств пород и прогноза нефтегазоносности глубоких горизонтов Предкавказья и Закавказского межгорного прогиба.

Большая работа проведена литологами «Грузуглеразведки» и «Грузгеологии» по петрографии угольных, угленосных отложений и каменного угля ряда месторождений, выявлению петрографических микрокоррелятивов и их источников, расчленению «немых» толщ и корреляции разрезов угленосных отложений и других рудных и водоносных горизонтов, метаморфизму углей и др.

В *Азербайджанской ССР* литологические исследования возглавляет акад. АзССР А. Д. Султанов.

Азербайджанские литологи особенно большое внимание уделяют изучению нефтесодержащих мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточного Кавказа; в них исследуются закономерности распределения рассеянного органического вещества, поведение и вторичные изменения глинистых минералов, литологические особенности гранулярных и трещиноватых коллекторов; составляются фациально-палеогеографические карты и выясняются условия образования разнообразных осадочных комплексов, слагающих осадочный чехол.

В конечном счете весь этот цикл литолого-фациальных исследований нацелен на разработку генетических концепций формирования промышленных залежей нефти, а также на оценку потенциальной перспективности отдельных районов Азербайджана на нефть и газ. Работа координируется Азербайджанским литологическим комитетом при активном участии АН АзССР, АзНИИ, Азнефтеразведки, Азгосуниверситета, ЦНИЛ и ЦНИПР нефтепромысловых управлений Министерства нефтедобывающей промышленности АзССР.

Вторая крупная проблема, разрабатываемая литологами республики, связана с рудоносностью ниже-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа и Дагестана.

На протяжении многих лет крупные литолого-фациальные и геохимические исследования были сосредоточены в районах локализации медно-колчеданных и колчеданных месторождений южного склона Кавказского хребта. Были исследованы типы рудовмещающих пород, минералого-геохимические особенности колчеданных руд, закономерности их распределения в разрезе и на площади развития ниже-среднеюрских отложений, разработана генетическая модель рудогенеза для месторождений этого типа и дано обоснование для направления дальнейших поисково-разведочных работ в этом регионе.

Весьма плодотворно исследовались сидеритовые залежи в ааленских

рудоносных отложениях Дагестана, бентонитовые глины Кавказа и цеолитоносные триасовые отложения Казахского прогиба. Детально изучались грязевые вулканы Апшеронского полуострова, зоны аномально-высоких пластовых давлений (АВПД) и месторождения нерудных полезных ископаемых.

В Прибалтийских республиках — Эстонской, Латвийской и Литовской ССР, исследование осадочных пород и руд развивается в трех несколько различных направлениях.

Организуются литолого-стратиграфические исследования, ставящие своей целью составление детальных литолого-палеогеографических карт северо-западной части Русской платформы, охватывающих большой стратиграфический интервал от венда до плейстоцена включительно. В связи с этими задачами особенно усилилось внимание литологов к разработкам рациональных литолого-петрографических классификаций карбонатных и терригенных пород; осуществляется стандартизация полевых и лабораторных методов исследования, обсуждаются принципы фациального анализа, вопросы генезиса карбонатных пород, фосфоритов и сланцев.

Большое внимание уделяется минералогии глинистых и терригенных минералов. В результате углубленного изучения алюмосиликатов глин с применением новейших методов удалось оценить интенсивность вторичных, катагенетических преобразований в кембрийских песчаниках, в породах нижне- и среднедевонской красноцветной формации, а также пестроцветных глинистых толщах триаса. Широко используются типоморфные особенности гранатов, циркона, турмалина и других минералов для установления источников сноса и других палеогеографических реконструкций. Минералогические методы успешно применяются для разработки рациональных технологических схем при добыче ряда осадочных полезных ископаемых. Так, существенно модернизировались извлечение и переработка глин и кукерситов в Эстонии, глин и цементного сырья в Латвии, сырья для керамики и стекольной ваты в Литве.

В последнее 10-летие все шире применяются методы геохимических исследований, позволяющие, с одной стороны, углубить и детализировать палеогеографические реконструкции, сделанные традиционными методами, а с другой — переоценить месторождения уже известных полезных ископаемых в осадочных породах и организовать поиски новых. Так, интересные результаты получены при изучении спектра элементов-примесей в оболочках фосфоритов Эстонии; возможно, что при переработке фосфатного сырья в суперфосфаты некоторые элементы смогут попутно извлекаться из концентратов. Любопытны также находки сульфидного полиметаллического оруденения, сделанные недавно в карбонатных породах Эстонии, Латвии, Литвы.

Картина развития литологических исследований в отдельных республиках СССР, нарисованная выше, несомненно не может претендовать на абсолютную точность; в краткой статье невозможно отразить все достижения науки об осадочных породах даже за последнее 10-летие. Тем не менее, очевидно, что советские литологи внесли весьма существенный вклад в развитие народного хозяйства страны, исследуя закономерности размещения и условия образования различных полезных ископаемых в осадочных толщах, оказывая влияние на их прогнозирование, поиски, разведку и эксплуатацию.

Чрезвычайно важным является то обстоятельство, что в каждой республике СССР сформировались собственные кадры высококвалифицированных специалистов. Республиканские институты академий наук и министерств геологии оборудованы новейшей аппаратурой, усилены разнообразными лабораториями и способны решать самые сложные задачи.

Роль коллективного организатора науки об осадочных породах выполняет Межведомственный литологический комитет (МЛК); он координирует научные усилия институтов АН СССР, Министерства высшего и среднего образования СССР, Министерства геологии, Министерства нефтяной промышленности, Министерства газовой промышленности и

Министерства угольной промышленности СССР. Комитет призван всемерно содействовать развитию наиболее важных проблем советской литологической науки с целью познания истории геологического развития земной коры и закономерностей размещения в ней полезных ископаемых; он объединяет ведущих ученых РСФСР и других союзных республик.

В состав МЛК входит ряд региональных междуведомственных литологических комитетов: Украинский, Белорусский, Прибалтийский, Грузинский, Азербайджанский, Сибирский, Дальневосточный, Среднеазиатский и Казахский.

На всесоюзных литологических совещаниях, пленумах МЛК и заседаниях его бюро регулярно обсуждаются наиболее актуальные проблемы теоретической литологии и самые злободневные вопросы ее практического приложения. 12 секций МЛК сформировали многонациональный научный актив литологов, работающих в определенных областях науки об осадочных породах и рудах. На всесоюзных семинарах, симпозиумах, совещаниях и конференциях рассматривается широкий спектр вопросов, касающихся литологии осадочных руд железа, марганца и алюминия, руд цветных и редких металлов, нефтегазоносных, фосфоритоносных, угленосных и галогенных формаций, фациального и формационного анализа, современных осадков морей и океанов, геохимии осадочных пород, геоминералогии, диагенеза и конкреционных образований. Эти обсуждения — своеобразная программа развития литологической науки в союзных республиках, важнейший метод коллективного руководства и организации науки.

МЛК активно пропагандирует достижения теоретической литологии, публикуя сборники трудов различных научных форумов, справочники и монографии отдельных ученых.

Важнейшая задача МЛК в ближайшее время — разработка перспективных планов новых литологических направлений и проблем теоретической литологии и геохимии осадочных пород. Деятельность МЛК должна быть направлена на использование теории литологии в практическом аспекте, расшифровку закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, научное обоснование их поисков и разведки.

Не вызывает сомнения, что советская литология способна выполнить задачи, поставленные перед ней XXVI съездом КПСС и в содружестве с другими направлениями геологии поднять на новую ступень сырьевую базу СССР.

УДК 552.144 : 556.01

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ КАТАГЕНЕЗА. II
ЭЛИЗИОННЫЙ КАТАГЕНЕЗ

ХОЛОДОВ В. Н.

Описан механизм элизионных процессов в элизионных осадочно-породных бассейнах; рассмотрены важнейшие факторы, определяющие формирование газонасыщенных растворов в глинах; характеризуются элизионная катагенетическая зональность и полезные ископаемые, связанные с этим типом катагенетических явлений.

ЭЛИЗИОННЫЕ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Характерные элизионные катагенетические явления в осадочно-породных бассейнах получают развитие, когда преобладающие тектонические погружения способствуют надежному перекрытию предыдущих пластов последующими и относительной изоляции коллекторов и разделяющих их глинистых покровов. По мере реализации процессов осадконакопления и напластования коллекторы и покровы захватываются в материнском морском бассейне седиментационные воды, вместе с которыми они опускаются вначале в зону диагенеза, а затем в область возрастающего давления и увеличивающихся температур (зона катагенеза).

В соответствии с идеями А. А. Карцева, С. Б. Вагина и Е. А. Баскова [24] с того момента, когда дочные осадки оказываются гидродинамически изолированными от вод материнского морского бассейна, в них между пластами разного литологического состава возникает усиленный водообмен. Главная движущая сила такого перераспределения захороненных седиментогенных вод — разные механические свойства жестких песчаников и пластичных глин.

Действительно, Н. Б. Вассоевич [10], Дж. М. Уэллер [68], И. И. Нестеров [50] и др. показали, что в морских отложениях континентального блока открытая пористость глин по мере их погружения сокращается от 70—90% на поверхности донных осадков до 30—40% на глубине 400—500 м. Далее темп уплотнения несколько замедляется: на глубине в 1 км — 23—30%, 2 км — 8—18%, 3 км — 2—9%. В целом относительно высокая степень уплотнения глинистых осадков обеспечивается тем, что в них внешнее геостатическое давление воспринимается не только минеральным каркасом, но и жидкой межзерновой фазой. Поэтому глины, как губка, непрерывно отдают вначале седиментогенные, а позднее диагенетические и катагенетические растворы в смежные пласты-коллекторы.

В отличие от глин песчаники воспринимают геостатическое давление жестким каркасом обломков; в связи с этим их пористость при отсутствии вторичной цементации меняется менее интенсивно. По В. М. Добрынину [19], В. Энгельгарту [80] и др., она у поверхности осадка составляет 25—30%, на глубине 1 км — 20—30, 2 км — 18—25, 3 км — 12—20, 5 км — 2—12%.

Естественно думать, что седиментационные воды глин, выдавливаясь в песчаные (и карбонатные) пласты, реже — в область тектонических трещин и разломов, будут в наиболее погруженных участках породного бассейна создавать избыточное гидростатическое давление, под действием которого начнется отток подземных вод по наиболее проницаемым пластам и трещинам от центра впадины к ее периферии; здесь они и

будут разгружаться при первой же возможности. Такой своеобразный гидродинамический режим установил, например, В. В. Колодий [30] для плиоценовых отложений Южного Каспия; более подробно его описали Е. А. Головин и В. П. Легошин [13].

Следует, однако, заметить, что элизионный обмен между толщами глинистых пород и песчаников не является характерной и исключительной чертой диагенеза осадков; как это было показано многими исследователями-нефтяниками [5, 10, 24], процесс отжимания свободной и порово-капиллярной воды из глин, правда, несколько затухая и усложняясь, продолжается и при погружении осадочных толщ в зону катагенеза. Более того, как установили Дж. Б. Берст [83, 84], М. К. Пауэрс [90], А. М. Блох [9], Е. А. Перри и Дж. Хауэр [89], В. Н. Холодов и др. [76], В. Н. Холодов [71, 72], на глубинах порядка 2—3 км происходит усиление элизионного водообмена за счет трансформации глинистых минералов. Действительно, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [36], А. Г. Коссовская [35], А. В. Копелиович [33], Н. В. Логвиненко [42], Г. В. Карпова [23] и многие другие литологи показали, что на разных термодинамических уровнях зоны катагенеза осуществляются процессы преобразования монтмориллонита в гидрослюда, каолинита в диккит, глауконита в хлорит и гидрослюда, железистых хлоритов в магнезиальные хлориты, причем некоторые из этих процессов, например гидрослюдизация смешанослойных, сопровождаются выделением значительных масс пленочной и межслоевой воды.

К сказанному следует добавить, что преобразование рассеянного органического вещества (РОВ) в глинах, по С. Г. Неручеву и др. [51], также сопровождается обычно выделением воды, количество которой достигает 12,5% общей массы органики.

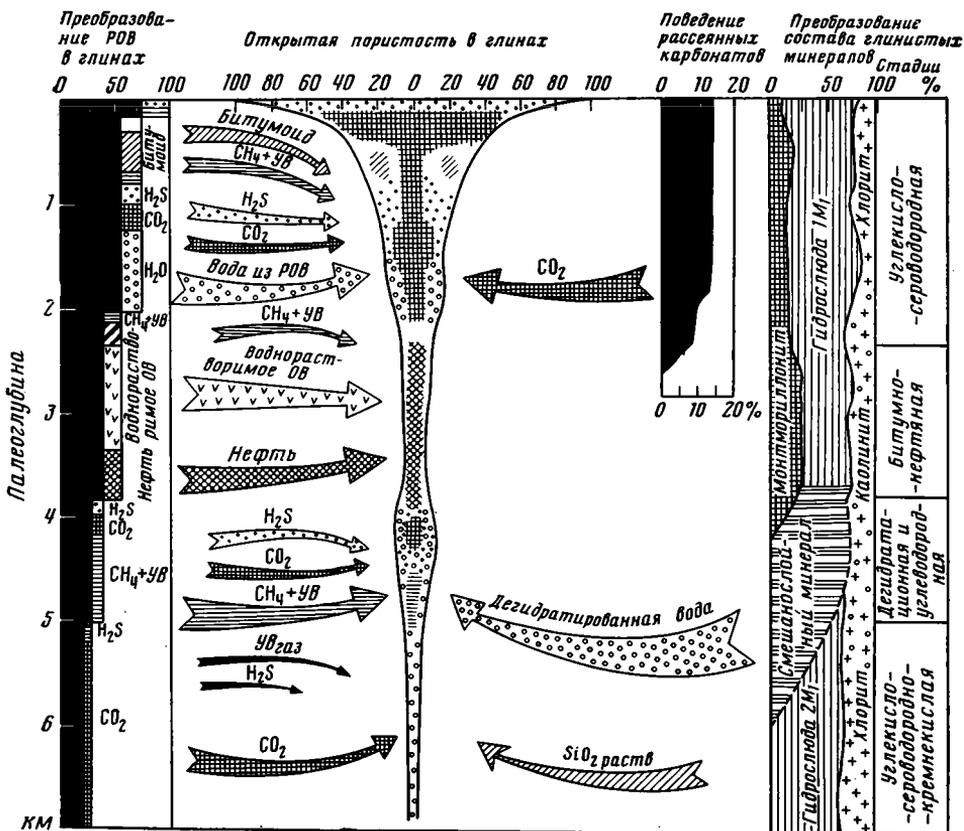
В целом можно думать, что система глина — песчаник или глина — разлом на стадии катагенеза работает многоступенчато и водообмен в ней возобновляется многократно по мере погружения глинистых толщ в область повышенных давлений и температур.

Напомним, что на глубине 1 км температура 20—90° С, в среднем не более 30° С, а поровое давление 270—300 атм; на глубине 2 км — 40—180° С и 540—600 атм; на глубине 3 км — 60—270° С и 810—900 атм и т. д.

Поскольку глинистая порода — обычно не гомогенное образование, а сложная, многокомпонентная и не всегда уравновешенная минеральная система, на разных глубинах погружения или на разных термобарических уровнях зоны катагенеза она каждый раз будет реагировать на изменение внешней среды по-своему и отдавать в песчаники не только захваченные ранее седиментационные воды, но и ряд возникших в ней новообразованных компонентов — газов и растворов. Иначе говоря, *глинистые толщи могут являться и являются источником самых разнообразных газодонных растворов, которые они сначала генерируют в себе в ходе погружения в глубь осадочно-породного бассейна, а затем выдавливают в пласты-коллекторы или зоны повышенной трещиноватости.*

Последовательность генерации газодонных растворов в глинистых толщах, поступающих в область катагенеза, на фактическом материале более детально рассмотрена в работе В. Н. Холодова [73]; этот саморазвивающийся процесс определяется действием многих факторов: исходный фациально-минералогический состав глин, особенности и состав РОВ, глубина погружения толщи глин и уровень термобарических условий преобразований, относительная проницаемость вышележащих отложений и др.

В целом можно считать доказанным, что состав газодонных растворов, формирующихся в порах глин, определяется четырьмя важнейшими источниками: 1) количеством унаследованной от стадии диагенеза седиментационной воды, заполняющей поры глин; 2) количеством и компонентным составом производных РОВ, генерируемых на данной глубине погружения; 3) интенсивностью гидролиза рассеянных карбонатов; 4) минеральными преобразованиями глинистых минералов.



Фиг. 1. Схема формирования газодных растворов в глинах элизонного осадочно-породного бассейна

Общая гипотетическая схема формирования газодных растворов в глинистых толщах элизонного бассейна изображена на фиг. 1. Она построена для нефтематеринских глинистых толщ и учитывает данные, полученные при изучении Восточного Предкавказья и Сибири. На графике в обобщенном виде показаны те преобразования РОВ, которые установили в кембрийских отложениях Сибирской платформы, мезозойских отложениях Западной Сибири и третичных толщах Предкавказья С. Г. Неручев, А. А. Трофимук, Е. А. Рогозина [51], используя фактический материал большого коллектива сотрудников ВНИГРИ и Института геологии и геофизики СО АН СССР; в этих отложениях комплексов изучался состав и отражательная способность витринита РОВ глинистых толщ. При этом степень катагенетических преобразований глин, оцененная по витриниту, сопоставлялась с компонентным и химическим составом РОВ сапропелитогенного морского генезиса.

В результате эти исследователи выделили четыре стадии катагенетических преобразований глинистых нефтематеринских толщ, сопоставили их с глубинами палеопогружений и детально описали в них важнейшие преобразования небитумоидной части органики и битумоидов (таблица).

Применение метода балансов в сочетании с прямым количественным определением выхода летучих веществ на каждой стадии катагенеза позволило С. Г. Неручеву с соавторами [51] рассчитать общие потери РОВ при погружении на глубины 5—9 км. Оказалось, что при этом теряется 65% исходной органики, сохранившейся и не реализованной в ходе диагенеза. Разлагающееся при высоких температурах и давлениях зоны катагенеза РОВ формирует, %: битумоиды+нефть — 18,2; воднорастворимый битумоид — 15,9; углеводородные газы — 20,8 (итого 54,9); CO_2 — 17,5, H_2O — 12,5, H_2S — 3,1, O — 1,3, NH_3 — 0,3, N_2 — 0,5, Н — следы.

Все эти довольно большие потери заставляют с неожиданной точки зрения взглянуть на историю РОВ в осадочном процессе. Действительно, как это установил В. Денсье [86], в обстановке сероводородного заражения в Черном море только 4% от всего продуцируемого планктонном ОВ захороняется в донных илах. По Н. М. Страхову [64] 30—34%, а по О. К. Бардовскому [6] даже до 42% ОВ расходуется на диагенетические преобразования. Если к этому добавить, что в ходе катагенетического термоллиза и других преобразований исчезает еще 65% РОВ, то становится ясным — на глубине 5—9 км от поверхности сохраняется всего 5—10% захороненного РОВ, или 0,2—0,4% первичной биомассы палеоводоёма. Очевидно, что эти данные удивительно малы и подтверждают большую энергетическую роль РОВ [65].

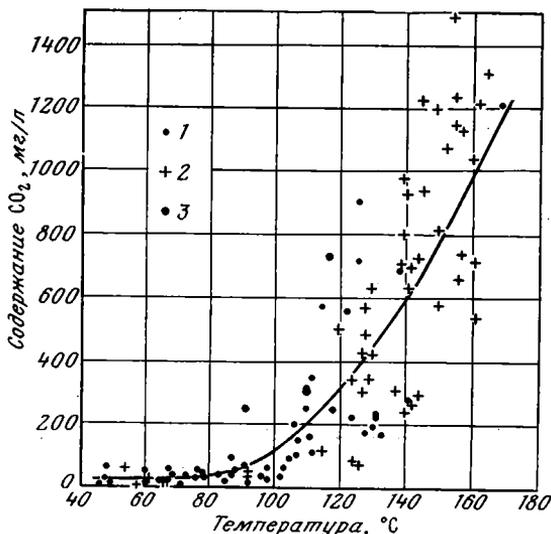
На фиг. 1 слева (залито тушью) показано максимальное содержание остаточной органики в процентах от исходного РОВ, т. е. РОВ, отложенного на дне палеоводоёма до начала диагенетических реакций. Справа

(не заштриховано) обозначен расход РОВ в каждой предыдущую стадию преобразования. Представлен состав газодонных растворов, генерирующихся на данной стадии; при этом ширина столбика соответствует общей массе генерирующихся компонентов в процентах от исходного РОВ, а высота его составляющих дает представление об их количественных соотношениях (таблица).

Очевидно, что в диагенезе при разложении ОВ формируются преимущественно H_2S и CO_2 биогенного генезиса, одновременно осуществляется осернение РОВ; позднее, в начальную фазу нефтеобразования, из РОВ выделяется H_2O , CO_2 и битумоиды при подчиненном значении H_2S и газообразных углеводородов; далее, в главную фазу нефтеобразо-

вания, выделяются и преобладают нефть, углеводороды и воднорастворимая органика; еще глубже, при переходе нефтематеринских глин в главную фазу газообразования, из них извлекаются преимущественно газообразные углеводороды, а в резко подчиненном количестве — CO_2 и H_2S ; наконец, еще глубже основным компонентом, удаляющимся из РОВ, является CO_2 и H_2S . Таким образом, по мере погружения глинистых толщ, содержащих РОВ, в зону катагенеза состав отделяющихся от него компонентов качественно и количественно меняется.

Большое значение для формирования газодонных растворов, отжимаемых из глин, имеет поведение рассеянных в них карбонатов; на фиг. 1 они выступают как главный поставщик катагенетической CO_2 , что, по-видимому, действительно имеет место в Предкавказье. Неустойчивость рассеянных карбонатов в толщах глинистых пород впервые экспериментально обосновали И. Г. Киссин, С. И. Пахомов [27, 28]; эти исследователи показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании от 75 до 120° С с дистиллированной водой карбонатные минералы гидролизуются по схеме:



Фиг. 2. Зависимость содержания свободной CO_2 в подземных водах Предкавказья от пластовой температуры [28]

Воды мезозойских и палеогеновых пластов-коллекторов: 1 — Западного Предкавказья; 2 — Восточного Предкавказья; 3 — Центрального Предкавказья

причем при 75—80°С вначале гидролизуются карбонаты Fe (сидерит), затем магнезиальные карбонаты ряда доломит — магнезит и, наконец, при ≈ 120°С в реакцию с H₂O вступает Са. Отметим, что дисперсность минералов или присутствие примеси магнезиальных силикатов (монтмориллонит) чрезвычайно интенсифицируют процессы гидролиза.

Эксперименты по растворению рассеянных в глинах карбонатов нашли свое подтверждение в поведении газообразной СО₂; изучение ее распределения в пластах третичных и мезозойских песчаников Предкавказья, погруженных на разные глубины и соответственно нагретых до разной температуры, позволило тем же исследователям выяснить, что количество СО₂ обычно коррелятивно связано с температурой (фиг. 2). При этом перегиб корреляционной кривой на графике соответствует температурному интервалу гидролиза карбонатов.

Неустойчивость рассеянных в глинах карбонатов при погружении в зону катагенеза и повышении температуры была безоговорочно принята многими геологами-нефтяниками [20, 47]. Однако дело оказалось гораздо сложнее.

Как показали более строгие эксперименты Н. И. Хитарова и С. Д. Малинина [69], Е. Р. Сежнита и др. [92], С. Д. Малинина [44, 45] и др., исследовавших систему твердая фаза карбонатов (СаСО₃)—Н₂О—СО₂ при температурах 0—500°С и давлении 1—600 атм, растворимость СаСО₃ с увеличением глубины погружения, как правило, уменьшается; это означает, что данный минерал может оказаться весьма устойчивым и, несмотря на интенсивные катагенетические преобразования, сохраняться в глинистых толщах.

Можно, по-видимому, думать, что главным фактором, определяющим поведение рассеянных карбонатов в глинистых отложениях, является проницаемость вышележащих глинистых покрышек. Если она достаточна для удаления формирующейся СО₂, т. е. система *открытая*, в глинах будет осуществляться гидролиз и происходить растворение рассеянных карбонатных минералов. Если же плотные слабопроницаемые глинистые толщи надежно изолируют карбонаты и давление СО₂ в них будет повышаться так, как это происходит в *закрытой* системе автоклава, рассеянный СаСО₃ окажется весьма устойчивым.

В третичных толщах Восточного Предкавказья [73] высокая вертикальная проницаемость глин часто обеспечивается сгущением тектонических трещин и разломов. Поэтому уже при погружении на 2—2,5 км, что соответствует 120°С, из разреза полностью исчезают рассеянные карбонаты; можно предполагать, что здесь интенсивно осуществляется гидролиз карбонатных минералов и выделяются значительные массы СО₂.

Легко рассчитать, что при гидролизе 100 кг рассеянных карбонатов, заключенных в 1 м³ породы, может выделиться 23 м³ СО₂. Так как количество рассеянных (раковинных) карбонатов в третичных глинах Предкавказья достигает иногда 250 кг/м³, то количество генерирующейся в них СО₂ может достигнуть 55 м³; это означает, что из каждого 1 м³ глины выделится объем газа, в 50 раз и более превышающий первоначальный!

Для сравнения нужно сказать, что при содержании рассеянного РОВ 100 кг/м³ его разложение может обеспечить только 9 м³ СО₂ и 2 м³ Н₂S; очевидно, что при наиболее благоприятных обстоятельствах (изобилие рассеянных карбонатов в исходных илах, хорошая проницаемость вышележащих глин и др.) рассеянные в глинах карбонаты являются наиболее мощным поставщиком СО₂.

Дальнейшая судьба выделившейся из глины СО₂, по-видимому, тесно связана с поровыми водами, которые обычно охотно ее растворяют в диапазоне исследуемых термобарических условий. Действительно, по данным В. А. Соколова [61], при 50 атм и 25°С 1 м³ Н₂О растворит 27 м³ СО₂, тогда как при 400 атм и 300°С Н₂О растворяет уже 111 м³ СО₂; в целом количество газа, растворенного в воде, возрастает прямо пропорционально увеличению давления и температуры.

Фаза изменений РОВ, термодинамические показатели глубины	Стадия метаморфизма ОБ	Важнейшие преобразования небитумоидной части РОВ
Начальная фаза нефтеобразования: $T=20-80^{\circ}\text{C}$, $P=420-540$ атм; 1,8—2 км	Б БД	Молекулярная структура ОБ существенно не меняется, в составе РОВ возрастает количество С и уменьшается содержание гетероэлементов, дегидратация и декарбонирование
Главная фаза нефтеобразования: $T=80-160^{\circ}\text{C}$, $P=830-940$ атм; 3,5—3,7 км	Д Г ₁ Г ₂	Деструкция основной массы липидного материала ОБ и генерация битумоидов и УВ, сближение состава гумусовых и планктогенных компонентов, накопление меланоидинов приводит к уменьшению содержания С и увеличению гетероэлементов, особенно S
Главная фаза газообразования: $T=160-220^{\circ}\text{C}$, $P=1255-1350$ атм; 5 км	Ж К ОС Т	Уплотнение углеродной молекулярной структуры РОВ, падение генерации битумоидов и УВ, обуглероживание ОБ, сокращение содержания гетероэлементов и резкое уменьшение содержаний Н, генерация газов
Фаза затухания процессов нефтегазообразования: $T=220^{\circ}\text{C}$, $P=1255-1350$ атм; 5—9 км	ПА А	Стабильное состояние РОВ, слабое обуглероживание, минимальная генерация битумоидов и газов

При погружении глинистых отложений на большие глубины монтмориллонит превращается в гидрослюду, что обычно сопровождается значительной потерей межслоевой и пленочной H_2O ; механизм этих минеральных превращений детально рассмотрели Дж. Ф. Берст [83, 84], М. К. Пауэрс [90], А. Г. Коссовская [35], А. В. Копелиович [33], В. И. Муравьев, Б. А. Сахаров [48], Н. В. Логвиненко [42], Г. В. Карпова [23], З. Маффле, Д. Е. Уайт [87], Е. А. Перри, Дж. Хауэр [89] и др.

Количество воды, выделяемое на второй стадии дегидратации, по Дж. Ф. Берсту [84], достигает 10—15% исходного объема осадка. Если считать объемный вес глин равным $2,3 \text{ г/см}^3$, то из 1 м^3 монтмориллоновой глины должно высвободиться 230—250 кг воды. Подсчеты, выполненные на основе реального минерального состава третичных глин Восточного Предкавказья [71, 75] с использованием разреза, изображенного в правой части фиг. 1, позволяют установить, что из 1 м^3 глины в ходе гидрослюдизации выделяется 100—110 кг воды. Общую массу дегидратированной воды в Восточно-Предкавказском эллизионном бассейне можно рассчитать, если принять мощность майкопских глин равной 1000 м, а площадь, на которой они подверглись гидрослюдизации, — примерно в 9000 км^2 . Тогда суммарное количество высвобождающейся воды достигнет $1 \cdot 10^{12}$ т, что только на один порядок уступает количеству воды в Каспийском море ($75 \cdot 10^{12}$ т). Разумеется, подобные подсчеты довольно условны, однако, видимо, они правильно подчеркивают масштабность явления дегидратации.

Геологическое значение дегидратации особенно хорошо видно, если напомнить, что в глинистых толщах на глубине 2 км расчетный объем открытой пористости равен 80—180, а 3 км — 20—90 л/м³. Поскольку из каждого 1 м^3 глины в ходе гидрослюдизации выделяется 100—110 кг (л) воды, очевидно, что ее давление требует существенного разуплотнения и перестройки всей поровой системы глин. Поэтому с зоной дегидратации связано не только относительное увеличение пористости глини-

Общая потеря РОВ и соотношения генерирующихся производных, %	Важнейшие преобразования хлороформенного (ХБ) и спирто-бензольного (СББ) битумоидов РОВ
18 { <ul style="list-style-type: none"> H₂O — 7,7 Битумоид — 4 CO₂ — 2,6 H₂S — 1,4 УВ_{газ} — 1,3 O₂ — 0,8 NH₃ — 0,2 	Общее увеличение содержания ХБ и СББ в РОВ: $\beta_{ХБ} = 3-8$, $\beta_{СББ} = 2-6\%$. <i>I этап</i> : ведущим является процесс восстановления битумоидов, унаследованных от диагенеза. <i>II этап</i> : усиливается новообразование УВ, количество которых в битумоидах возрастает до 15%; находки остаточных битумоидов и рост содержания С говорят о начале эмиграции
27 { <ul style="list-style-type: none"> Нефть — 7,2 УВ_{газ} — 1-2 Остаточный битумоид пород — 2,9 Воднорастворенное ОВ — 15,9-14,9 	<i>I этап</i> . До глубины 2,8-3 км содержание битумоидов продолжает возрастать: $\beta_{ХБ} = 12$ (а иногда — 18), $\beta_{СББ} = 10-12\%$; возрастает доля УВ, увеличивается количество С, смол и асфальтенов. <i>II этап</i> . Состав битумоидов отражает преобладание эмиграции над генерацией, снижается общее количество битумоидов, в составе ХБ и СББ начинают преобладать гетероэлементы
12,1 { <ul style="list-style-type: none"> CH₄ — 9,1 CO₂ — 2,3 H₂S — 0,4 N₂ — 0,3 H₂ — следы 	Общее содержание битумоидов падает: $\beta_{ХБ} = 2-4$, $\beta_{СББ} = 2-2,5\%$, в групповом составе битумоида растет количество смол и асфальтенов
6,4 { <ul style="list-style-type: none"> CO₂ — 5,9 УВ_{газ} — 0,4 H₂S — 0,1 H₂ — следы 	Содержание битумоидов стабильно: $\beta_{ХБ} = 4-5$, $\beta_{СББ} = 3,5-4\%$, состав их довольно постоянен

стых отложений и их разуплотнение, но и многочисленные гидроразрывы, формирование палеоплывунов в лесчаниках, образование кластических даек, АВПД и грязевых вулканов [73].

Дегидратация монтмориллонитовых глин нередко сопровождается перераспределением и мобилизацией ряда химических элементов, самоочищением глинистых толщ от битумоидов и формированием нефтяных залежей в смежных пластах-коллекторах.

Граница начала гидрослюдизации в различных районах мира залегает на разных палеоглубинах: 1-4 км; чаще всего, однако, она на глубине 3-4 км [76].

С процессами гидрослюдизации смешанослойных компонентов глин на больших глубинах обычно бывают тесно связаны явления хлоритизации [36, 42]. При этом формирование катагенетического хлорита часто сопровождается выделением избытка кремнекислоты SiO₂ в виде опала и халцедона.

Следует подчеркнуть, что, по Г. Окамото и др. [88] и К. Б. Краускопфу [38], растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает также в щелочных средах при pH > 9; характерно, что при 0° С аморфная SiO₂ растворима до 60-80, при 85-90° С — до 300-380, при 155° С — до 700, при 200° С — почти до 1100 мг/л. Естественно, что на глубине 5-6 км, где в среднем 200-300° С, теоретически говоря, должны формироваться кремнекислые растворы с высоким содержанием растворенной SiO₂. Этому в значительной степени способствует увеличение CO₂; согласно экспериментальным данным Е. С. Кабановой [22], повышение содержания CO₂ в растворах способствует усиленному растворению кварца, халцедона, опала.

Поскольку разложение РОВ на глубинах 5-7 км сопровождается выделением CO₂ и H₂S (см. фиг. 1), можно думать, что в результате хлоритизации здесь могут формироваться сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы.

На пути перемещения газоводных растворов из глин в песчаники, известняки или трещины первой и очень важной «станцией», а иногда

и «генератором» этого перемещения является система открытых пор; в ней (см. фиг. 1) за счет поступления компонентов из различных источников, рассмотренных выше, формируются химический состав и фазовое состояние тех газовых флюидов, которые затем должны будут отжаться и выдавиться в породы-коллекторы и зоны трещин. При этом наряду с теми компонентами, которые поступают в поры в результате разложения РОВ, рассеянных карбонатов или за счет трансформации глинистых минералов, большое значение здесь имеют те захороненные седиментационные воды, которые первоначально были извлечены глинистым осадком из придонных вод древнего материнского палеоводоёма. Эта захороненная в порах морская вода по мере разворачивания процессов диагенеза и катагенеза довольно заметно изменяется в отношении общей минерализации солевого состава. Действительно, как показали Н. М. Страхов [63], О. В. Шишкина [79] и др., уже на стадии диагенеза в результате процессов микробиологической сульфатредукции осуществляется частичная метаморфизация морских вод; из них удаляется SO_4^{2-} , иногда Na^+ замещается Ca^{+2} , и они из класса сульфатных переходят в хлоридно-щелочные. С этими данными хорошо гармонируют результаты изучения поровых растворов из нефтематеринских глинистых толщ майкопа Восточного Предкавказья. При отжиме этих растворов из образцов, отобранных на глубинах 0,5—1 км при 500—6800 атм оказалось, что они имеют хлоридно-сульфатно-натриевый состав. Работу выполнил И. Г. Киссин [26].

По-видимому, общая тенденция разложения сульфатов и накопления щелочных хлоридов в поровых растворах сохраняется на больших глубинах. Как экспериментально установили Е. С. Бастин [82], С. М. Григорьев [15], Х. Сакаи [91], В. Г. Толанд [93] и др., а теоретически обосновал Г. И. Амурский с сотрудниками [2], сульфат-ион, растворенный в воде уже при 100—150°С, взаимодействует с газообразными углеводородами, генерируя абиогенный H_2S .

В качестве источника абиогенного H_2S на стадии катагенеза сульфат подземных вод может успешно конкурировать с РОВ; расчеты показывают, что при содержании ОВ 30 кг/м³ оно может, по С. Г. Неручеву и др. [51] и Г. А. Амурскому и др. [2], генерировать 1350 л H_2S , а при 100 кг/м³ глины — почти 2 м³ H_2S .

Этому количеству заметно уступает тот объем H_2S , который может быть образован из сульфатов захороненных морских вод; при пористости глин 24% он едва достигает 140 л H_2S в 1 м³ глины. Однако, если вместо закрытой системы будет открытая, т. е. начнется подток сульфатных вод по ослабленным и проницаемым зонам в глинах, абиогенная генерация H_2S в результате сульфатредукции во много раз превзойдет извлечение H_2S из ОВ.

Возвращаясь к характеристике реликтовых вод в открытых порах глин, следует отметить, что, по некоторым данным [21], минерализация их с глубиной падает, тогда как содержание хлоридов щелочей растет.

Общее количество вод, унаследованных от стадии седиментации, в глинистых толщах зависит от величины общей пористости; темпы ее изменения по мере погружения глин в зону катагенеза показаны в средней части фиг. 1. Диаграмма составлена с учетом данных А. П. Лисицына [41], Н. Б. Вассоевича [10], Дж. М. Уэллера [68], Ю. В. Мухина [49], И. И. Нестерова [50], Б. А. Лебедева и др. [39]. Очевидно, что после резкого падения открытой пористости глин на стадии диагенеза (от 70—90 до 30—40%) темп уплотнения глинистых толщ несколько замедляется; на глубинах до 2 км пористость от 30—40 до 18%, на глубинах 2—3,5 км — до 6%. Разуплотнение глин, на глубине 3,5—4,5 км связанное с процессами дегидратации, увеличивает пористость до 12%, а затем она снова падает до 2—3%.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что общая пористость глин в соответствии с данными нефтяной геологии [8, 55], состоит из открытой и закрытой. Открытая на разных глубинах зоны катагенеза изменяется сходно с общей; в отличие от нее величина закрытой пористости не зави-

сит от глубины погружения глинистых толщ. Более того, с ростом глубины погружения глин закрытая начинает играть все более значительную роль, достигая иногда 97% общей. Такая независимость закрытой пористости от глубины, а значит, и геостатического давления, связана с тем, что внутри изолированных пор давление флюидов и газов бывает настолько велико, что легко это внешнее воздействие уравнивает. Мало того, именно закрытая пористость в глинистых толщах является наиболее активной частью флюидобразования; при повышении внутреннего давления поровая система способна раскрываться [32], сбрасывать избытки газовой раствора в систему открытых пор и снова залечиваться.

Многочисленное повторение этого процесса, по-видимому, в сочетании с уменьшением общей величины открытой пористости приводит в действие собственно элизионный механизм.

В целом формирование состава газовой раствора в морских глинистых толщах элизионных бассейнов показано на фиг. 1.

В зоне диагенеза и верхней зоне катагенеза, от поверхности осадка на дне палеоводоема до глубины 2 км, в составе газовой фазы морских глинистых отложений будут повсеместно преобладать CO_2 и H_2S ; возможно присутствие газообразных углеводородов. В илах CO_2 и H_2S имеют биохимическое происхождение, но ниже все большую роль начинают играть абиогенные CO_2 и H_2S , причем к нижней границе зоны, в районах, где глинистая покрывка недостаточно проницаема, доминирует CO_2 , возникающая за счет рассеянных карбонатов. В жидкой фазе отжимаются вода и битумоиды. Эту стадию развития глин правильнее всего именовать углекисло-сероводородной.

При погружении нефтематеринских глинистых толщ примерно до 2—4 км ведущим процессом становится формирование жидкой нефти растворимых в воде или газообразных углеводородов. Эту зону Н. Б. Васильев и др. [11] предложили именовать главной фазой нефтеобразования. Эта стадия может быть названа битумоидно-нефтяной.

На глубинах 4—5 км в глинах протекают процессы гидрослюдизации глин и дегидратации. Примерно в этом же интервале из РОВ формируются газообразные углеводороды, CO_2 и H_2S . С. Г. Неручев и др. [51] и А. М. Акрамходжаев [1] считают, что этот интервал соответствует главной фазе газообразования; мы будем его называть дегидратационной и углеводородно-сероводородной стадией.

Наконец, на глубине 5—7 км наша сильно уже изменившаяся и истощенная глинистая толща вновь должна стать поставщиком CO_2 , отчасти углеводородных газов, H_2S и кремниевой кислоты. Наступает углекисло-сероводородно-кремниевая стадия.

Отдельные звенья нарисованных превращений, разумеется, не всегда точны. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что выделенные стадии и соответствующие им глубинные уровни несколько условны и в зависимости от геотермических характеристик осадочно-породного бассейна будут несомненно смещаться в разные стороны шкалы палеоглубин.

Следует также иметь в виду, что существенные коррективы в предлагаемую схему будут вносить литолого-фациальные особенности глинистых толщ. Так, в случае, если в разрезах исследуемых осадочно-породных бассейнов будут преобладать глинистые нефтематеринские фации, наиболее яркое развитие среди прочих катагенетических процессов получат явления, связанные с битумоидно-нефтяной стадией, если глины исследуемого разреза, наоборот, будут обеднены РОВ сапропланктогенного генезиса, но обогащены гумусовым РОВ и рассеянными карбонатами — битумоидно-нефтяная стадия будет редуцироваться, а ведущей вместо нее станет углекисло-сероводородная.

Кроме отмеченных особенностей разрезов осадочно-породных бассейнов в развитии тех или иных катагенетических стадий имеет значение проницаемость формирующихся толщ, которая в свою очередь зависит от первичного минералогического состава глинистых илов, содержания в них РОВ, а также трещиноватости пород, обусловленной тектоническим

строением и развитием района; в случае повышенной проницаемости глинистых покрышек их можно рассматривать как открытую физико-химическую систему, а это определяет возможность усиленного гидролиза рассеянных карбонатов, усиленного формирования abiогенной CO_2 и возникновения abiогенного H_2S за счет сульфата подземных вод. Все эти явления будут запрещены в толщах плотных, слабопроницаемых глинистых отложений, надежно изолирующих разные части разреза и обеспечивающих развитие физико-химических реакций в закрытой системе, при высоких давлениях возникающих газовых компонентов.

В целом, однако, фиг. 1 позволяет подчеркнуть одну принципиальную сторону катагенетического формирования газодных растворов в поровой системе глин: по мере погружения этих отложений самозарождение газодных флюидов происходит под действием меняющихся термобарических условий и осуществляется в определенном порядке. В результате этого одна и та же глинистая толща на глубинах 0,5—2 км может служить источником углекисло-сероводородных термальных растворов, на глубинах 2—4 км — воднорастворимых углеводородов и жидких битумоидов, на глубинах 4—5 км — газообразных углеводородов и дегидратационных вод, а еще глубже — углекисло-сероводородно-кремнистых терм.

Понятно, что описанные выше элизионные гидрогеохимические явления способны сформировать совсем особый тип катагенетической зональности, существенно отличной от инфильтрационной и гравитационно-распосольной.

Прежде всего следует подчеркнуть, что элизионная катагенетическая зональность, теоретически говоря, складывается из двух резко различных частей: зональности в глинистых толщах и зональности в породах-коллекторах и зонах повышенной трещиноватости. К сожалению, большинство исследователей-литологов до сих пор стремились теснейшим образом связать эти зональности с глубинами погружения; вследствие такого тотального подхода полная характеристика обеих частей катагенетической зональности в элизионных бассейнах затруднительна.

Зональность глинистых отложений в элизионных осадочно-породных бассейнах описали А. Г. Коссовская [35], А. В. Копелиович [33], Н. В. Логвиненко [42], Г. В. Карпова [23], А. Г. Коссовская, В. А. Дриц [37], Ж. Милло [46] и др. Было показано, что при переходе во все более глубокие зоны катагенеза смешанослойные минералы ряда гидрослюда (1 М) — монтмориллонит через переходную фазу уступают место диоктаэдрической гидрослюде (2 М₁). Обломочный биотит обесцвечивается, хлоритизируется и теряет Fe и Ti, железистые хлориты (Iв—I) по мере погружения сменяются магниезальными хлоритами (IIв), глауконит гидрослюдизируется, а каолинит переходит в диккит, а иногда даже в накрит. Наряду с гидрослюдизацией и хлоритизацией в более глубоких зонах образуются серицит и мусковит.

Более сложные преобразования испытывают в элизионных осадочно-породных бассейнах пласты пород-коллекторов. В них наряду с глубинной зональностью проявляется стадийность аутигенного минералообразования, отражающая последовательное поступление газодных растворов разного состава.

Наряду с пластами-коллекторами большую роль в развитии элизионного породного бассейна играют зоны тех тектонических нарушений, которые наметились еще на ранних этапах развития и могли служить путями дренажа для газодных растворов, отжимаемых из глин; в коллекторах, а также в зонах разломов и тектонических трещин обычно возникают сходные катагенетические ассоциации минералов.

В пластах-коллекторах под действием отжимающихся из глин растворов часто формируется симметричное по отношению к середине пласта расположение диагенетических и катагенетических новообразований. Так, Ю. О. Гаврилов [12] описал формирование в подошве и кровле песчано-алевритовых коллекторов Восточного Предкавказья разнообразных сидеритовых и кальцитовых конкреционных тел; в них карбонатный ма-

териал плотно цементирует терригенные обломки, но прослеживается внутри песчаного пласта не в виде сплошного слоя, а в виде цепочки конкрециевидных тел. Средняя часть пласта при этом нацело лишена цемента и весьма проницаема. Со стороны кровли и подошвы ее ограничивают более плотные и поэтому слабо проницаемые конкрециевидные зоны.

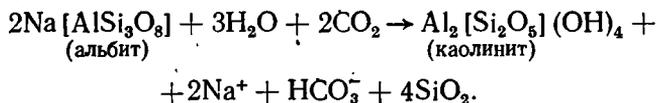
Ю. О. Гаврилов связывает изученное им явление исключительно с процессами диагенеза, но в свете всего сказанного ранее можно думать, что вторичная цементация здесь продолжалась и на значительных глубинах, в стадии катагенеза.

Механизм подобных явлений довольно прост: отжимающиеся из подстилающих и перекрывающих глин воды, богатые растворенными бикарбонатами, теряют насыщающую их CO_2 в более проницаемых песчаных породах и вследствие выделения газообразной CO_2 в осадок выпадают карбонаты.

Сходные с описанными случаи катагенетической кальцитизации песчаных коллекторов описали И. М. Горбанец [14], О. Ф. Дементьева и др. [18], Ц. Д. Куртис [85] и др. В некоторых работах было показано, что формирование катагенетического карбонатного цемента сопровождается метасоматическим замещением обломков полевых шпатов, коррозией обломков кварца и формированием вторичных кальцитовых оторочек вокруг зерен доломита и сидерита [14].

С катагенетической карбонатизацией песчаных пластов-коллекторов очень часто пространственно и генетически связаны хлоритизация и каолинитизация, которые в отличие от карбонатизации могут заметно улучшить коллекторские свойства песчаников на больших глубинах.

Большой интерес представляет каолинитизация пород, которая обычно возникает в полимиктовых разностях песчаников и алевролитов [29, 53, 58, 67]. Известно, что каолинитизации легко подвергаются полевые шпаты при воздействии на них CO_2 по схеме



В мезозойских терригенных коллекторах Западной Сибири, по Б. А. Лебедеву и др. [39], каолинит замещает гидрослюда, хлорит, реже монтмориллонит и мусковит, слагающие цемент пород. Любопытно, что интенсивность каолинитизации очень широко варьирует в пределах одного и того же пласта песчаников, обычно вне связи с его фаціальными особенностями, такими, как размер обломков и др.

Не менее важно подчеркнуть, что интенсивность этого явления в мезозойских отложениях Западной Сибири слабо связана также с глубиной залегания; как установили З. Я. Сердюк и А. А. Розин [60], а позднее Б. А. Лебедев и др. [39], катагенетическая каолинитизация встречается в песчаных породах сеномана, на глубине 800—1400 м (20—40°С), в нижнемеловых песчаниках, на глубине 1500—3500 м (50—90°С) и, наконец, в юрских терригенных коллекторах, на глубине 2300—2700 м (80—100°С).

Временные соотношения каолинитизации и карбонатизации коллекторов-песчаников не всегда ясны; по мнению З. Ал-Шииба и др. [81], на ранних стадиях катагенеза осуществляется выщелачивание полевых шпатов и образование каолинита, а на поздней — кальцитизация и формирование хлорита.

Некоторые исследователи отмечают, что каолинитизация и кальцитизация представляют собой результат воздействия на породы агрессивной CO_2 ; эти процессы чаще всего предшествуют еще более позднему внедрению нефти и битумоидов в элизионных системах [34, 39, 62]. Более того, по К. Р. Чепикову и др. [78], нефтяные битумоиды даже в обстановке более сложной инфильтрационно-элизионной системы Волго-Уральского региона являются чаиболее поздними образованиями среди

аутигенных минералов, заполняющих поры. Если это так, то последовательность процессов поступления газодонных растворов в коллекторы хорошо увязывается с данными фиг. 1.

Очень важным обстоятельством представляется нам то, что наряду с пластовыми проявлениями катагенетической минерализации в некоторых регионах с элизионным режимом обнаруживаются обычно секущие, «наложные», скопления тех же минералов.

Так, в Западной Сибири Б. А. Лебедев и др. [39] установили, что в некоторых районах вторичная карбонатизация проявляется локально, захватывая при этом большой стратиграфический интервал. Образуются вертикальные зоны, в пределах которых оказываются карбонатизированными фацциально и генетически различные отложения, от аргиллитов до грубых песчаников; исследователи назвали их «карбонатные столбы». Пример такой своеобразной зоны — Мыльжинское поднятие Томской области, где катагенетической карбонатизацией захвачены песчаники и аргиллиты тюменской и васюганской свит, баженовские аргиллиты юры и нижнемеловые песчаники.

В этих же районах З. Я. Сердюк и др. [59] установили, что в зонах разломов континентальные отложения юры испытывают ряд вторичных преобразований; здесь осуществляются карбонатизация и формирование каолинита по полевым шпатам, слюдам, хлориду и неустойчивым обломкам пород. Исследователи показали тождество процессов, осуществляющихся по разломам и зонам повышенной трещиноватости, с процессами, происходящими в пластах.

Заметим, что все эти очень интересные преобразования авторы склонны связывать с глубинным подтоком CO_2 из фундамента. Однако имеются все основания думать и по-иному: самые разнообразные по возрасту нефтематеринские толщи Западно-Сибирского бассейна, погружаясь на глубины, могли становиться источником CO_2 , которая перемещалась здесь не только по пластам, но и по относительно проницаемым зонам.

Процессы рудообразования, связанные с элизионным катагенезом, изучены явно недостаточно, хотя еще Л. Грейтон [16] указывал на то, что движение гидротермальных растворов снизу вверх определяется главным образом действием выжимающего давления, вызванного столбом вышележащих пород.

Среди рудных месторождений, тяготеющих к элизионным процессам, следует в первую очередь назвать жильные месторождения сидеритов типа Зиген [72], возможно, пластовые метасоматические месторождения сидеритов типа Березовского месторождения [54]; эти сидериты Н. М. Страхов [63] и Ю. П. Писцов [54] ранее трактовали как диагенетически-метасоматические, хотя кажется, что грандиозный размах оруденения (3,1 км в длину на 0,8 км в ширину при мощности 230 м), требующий активной гидродинамики, и отсутствие четкого фациального контроля противоречат этому заключению.

Вполне возможно, что с элизионными рудоносными сульфидно-карбонатными растворами связаны также сидерит-родохрозитовые рудопроявления типа Лабинского и Мангышлакского; обратная минералого-геохимическая зональность, установленная в них В. В. Калининко и др. [25] и Е. С. Тихомировой, Е. В. Черкасовой [66], может свидетельствовать о катагенетическом подтоке растворов из уплотняющихся глин смежных депрессий [57, 73].

Менее вероятно, хотя возможно, элизионное происхождение гематит-сидеритовых руд Ангаро-Питского месторождения [52], магнетитовых руд Саткинской группы [4] и сидеритов Бакала [17].

Особый интерес с точки зрения описанных в данной работе процессов представляет группа урано-битумных месторождений, образованных восходящими жильными водами [31]. При изучении этих объектов было показано, что здесь образовывалась минералого-геохимическая зональность, связанная на первых этапах с деятельностью углекисло-сероводородных вод, а на втором — с привносом ураноносных битумов из глубин и по разломам.

Бесспорно, огромное значение имели элизионные катагенетические явления в формировании разнообразных месторождений нефти и газа [1, 3, 6, 11, 20, 40, 43, 51, 56].

Недавно появились новые факты, позволяющие связывать с элизионными явлениями формирование медноколчеданного месторождения Кызыл-Дере на юго-восточном Кавказе, приуроченного к ааленским сидеритоносным толщам [77].

Думается, что список полезных ископаемых, связанных с элизионным движением подземных вод, только наметился, и, конечно, он требует постановки специальных комплексных исследований с целью изучения их генезиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На протяжении трех последних десятилетий изучение катагенетических преобразований в осадочных породах осуществлялось главным образом минералогическими методами и на эмпирической основе. Детально исследовали аутигенные минералы, типичные для различных семейств осадочных пород (песчаники + ассоциирующие с ними глины), выделяли их парагенетические ассоциации, изучали филогенетические ряды минеральных превращений, которые в некоторых случаях обосновывали экспериментально, рассматривали эволюцию минеральных парагенезов в системе непрерывно изменяющихся *P* и *T*. При этом типы регионального метаморфизма, отвечающие разным темпам изменения *P* и *T*, служили своеобразными эталонами региональных катагенетических процессов, их конечным результатом и способом классификации.

Всю систему катагенетических преобразований в осадочных породах жестко связывали с изменениями *P* и *T*. Деятельности подземных вод уделяли явно недостаточное внимание.

В двух взаимосвязанных статьях мы попытались заполнить этот пробел и рассмотреть катагенетические процессы как результат тесного геохимического взаимодействия вод и пород. При этом выяснилось, что механизм, управляющий поведением подземных вод, в значительной степени зависит от типа осадочно-породного бассейна, в котором осуществляются катагенетические преобразования. В условиях вялого тектонического режима преобладают инфильтрационные и гравитационно-расплавные явления, тогда как усиление темпа тектонических прогибаний вызывает развитие элизионных процессов. Во всех этих случаях породы-коллекторы и глинистые толщи ведут себя по-разному; есть основания думать, что наиболее важные процессы аутигенного катагенетического минералообразования в этих группах пород существенно различаются.

В соответствии с общими представлениями гидрогеологов в литосфере выделяются три основные гидродинамические зоны: 1) зона гидростатических пластовых давлений, где породы-коллекторы весьма проницаемы, гидродинамические равновесия устанавливаются быстро, а течение растворов подчиняется гравитационным законам; 2) зона переходных пластовых давлений, где проницаемость пород обеспечивается главным образом трещиноватостью; 3) зона литостатических пластовых давлений, где все породы сильно уплотнены, свободное гравитационное движение невозможно, а давление растворов приближено к геостатическому [49]. Нижняя граница зоны гидростатических пластовых давлений подвижна и колеблется в пределах глубин 0,5—6 км.

Можно думать, что в этой верхней зоне выделение единых петрографических семейств осадочных пород, включающих хорошо проницаемые песчаники и ассоциирующие с ними слабпроницаемые глины различного состава, неправомерно; как было показано выше, во всех случаях процессы аутигенного катагенетического минералообразования в этих двух группах пород осуществляются различными путями, хотя, конечно, исходный минералогический-геохимический состав пород оказывает свое влияние на их реализацию.

Далее выяснилось, что каждому гидрогеологическому типу процесса катагенеза соответствует определенная зональность аутигенного минера-

лообразования, пространственное положение которой совсем не обязательно определяется одной глубиной погружения осадочных толщ. Так, с инфильтрационными катагенетическими процессами связано возникновение пластовой минералого-геохимической зональности, развитой исключительно в пластах-коллекторах; она захватывает обычно несколько смежных проницаемых пачек песчаников или карбонатных пород и локализуется между областями питания и разгрузки, занимая часть осадочно-породного бассейна в плане.

Гравитационно-рассольные процессы порождают более сложную аутигенно-минералогическую зональность; она располагается ниже соленодных толщ, охватывая пласты-коллекторы и разделяющие их слабопроницаемые глинистые толщи. Ее «каркас» составляет система трещин и участков проницаемых пород (песчаников, известняков), заполненных галогенными минералами, а «фоном» является ореол катагенетической доломитизации, особенно усиливающийся в карбонатной части разреза.

Еще более сложная аутигенно-минералогическая зональность возникает в связи с элизионным процессом. В ней различаются две части. Фоном являются направленные изменения глинистых минералов в глинистых толщах разреза. Гидроэлюдиация монтмориллонита, хлоритизация глинистого вещества и другие преобразования располагаются на определенных термобарических уровнях. С этими уровнями тесно связаны зоны декарбонатизации глин, битуминизации РОВ, идущие на фоне общего уплотнения глинистых отложений и их аргиллитизации. Все эти явления типичны только для глин и локализуются в зависимости от палеоглубин погружения.

Вторичная карбонатизация, битуминизация, сульфидизация, окремнение и другие явления характерны для зон повышенной трещиноватости и проницаемых пород-коллекторов; они накладываются на «фоновые» изменения глин и не всегда отчетливо с ними увязываются в пространстве. Многие пласты и зоны трещиноватости имеют микрозональное строение, причем формирование различных минералого-геохимических зон отражает стадийность поступления минералообразующих растворов.

Таким образом, в отличие от гравитационно-рассольной элизионная аутигенная зональность сложена двумя одновременными образованиями: более ранней зональностью глин и более поздней зональностью пластов-коллекторов, трещин и тектонических нарушений.

Характерно, что с каждым типом катагенетических процессов связана определенная группа полезных ископаемых. Как было показано в предыдущей статье, инфильтрационные явления нередко приводят к возникновению урановых и урано-селено-ванадиево-рениево-битумных месторождений, месторождений самородной серы, целестина, волконсконита и марипозита, а возможно, и месторождений типа «медистых песчаников и сланцев». Гравитационно-рассольный катагенез наряду с жильными рудопроявлениями флюорита, галенита, сфалерита и другой сульфидной минерализации стимулирует формирование металлоносных хлоридных растворов, содержащих повышенные количества Cu, Pb, Zn, Li, В и ряда других ценных металлов. Наконец, элизионные явления в песчано-глинистых толщах сопровождаются формированием промышленных залежей нефти и газа, месторождений железных и марганцевых руд, залежей магнетитов, а возможно, и жильных урано-битумных рудопроявлений.

Дальнейшие исследования, направленные на познание закономерностей размещения и генезиса этих рудных скоплений, теснейшим образом связаны с изучением аутигенной катагенетической зональности вмещающих их пород. Хорошим примером в этом отношении могут быть урановые и редкометалльные месторождения в песчаниках и карбонатных породах; как выяснилось в результате многолетних работ, они образуются в тесной связи с процессами катагенетического окисления жидких, твердых и газообразных восстановителей, на границе окислительных и восстановительных обстановок в пластах-коллекторах. Оруденение в этом случае представляет собой одну из зон аутигенной катагенетической

зональности. Детальное изучение последней не только помогло глубже понять механизм рудогенеза и выявить весьма важные особенности взаимодействия пластовых вод и рудовмещающих пород, но и позволило создать рациональную схему прогнозирования подобных залежей, так как пространственное положение оруденения в этом случае четко контролировалось всей системой вторичных преобразований. Картирование этих катагенетических признаков послужило основой для поисков и прогнозирования многих редкометалльных месторождений [7, 70, 74].

Значительно слабее изучены другие типы месторождений «спорного генезиса» и связанная с ними катагенетическая (или эпигенетическая) зональность; эта область, как видно из вышеприведенных материалов, может быть охарактеризована лишь на основе анализа литературных данных и до сих пор еще не была объектом целенаправленных и продуманных исследований.

Сказанное, как нам кажется, определяет и задачи дальнейших исследований в познании катагенеза. Главным звеном будущих литолого-геохимических работ должно быть выяснение генезиса и закономерностей размещения катагенетических месторождений полезных ископаемых. При этом большое внимание должно уделяться минералого-геохимическому и литолого-фациальному исследованию рудовмещающих пород с целью выявления в них катагенетической рудоконтролирующей зональности. Последняя должна истолковываться как результат взаимодействия подземных вод и пород, типизация которых в значительной степени определяется геологическими особенностями осадочно-породного бассейна.

Литература

1. *Акрамходжаев А. М.* Главная фаза нефтеобразования.— *Узбекский геол. ж.*, 1973, № 6, с. 24—48.
2. *Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Жабров И. П. и др.* Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов.— *Сов. геология*, 1977, № 5, с. 56—68.
3. *Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Соловьев Н. Н. и др.* Закономерности размещения и условия формирования залежей сероводородсодержащих глин.— *Сов. геология*, 1978, № 7, с. 3—16.
4. *Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е.* Об условиях образования магнетитовых залежей в месторождениях Саткинской группы на Южном Урале.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1980, № 1, с. 115—129.
5. *Архипов А. Я., Корчагина Ю. И., Файер Н. А.* Генерация и первичная миграция углеводородов в условиях катагенеза.— В кн.: *Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах*. М.: Наука, 1977, с. 35—46.
6. *Бардовский О. К.* Органическое вещество морских и океанических осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука, 1974, с. 102.
7. *Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др.* Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965, с. 324.
8. *Белецкая С. Н., Боровой Г. М., Рогозина Е. А. и др.* Первично-миграционные процессы углеводородов на последовательных стадиях литогенеза пород.— В кн.: *Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков*. Новосибирск: Наука, 1976, с. 105—161.
9. *Блох А. М.* Скачки структурного состояния воды и их возможная роль в процессах рудообразования.— В кн.: *Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологической интерпретации*. М.: Изд-во ВИМС, 1968, с. 43—59.
10. *Вассоевич Н. Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— *Новости нефт. техн. Геология*, 1960, № 4, с. 11—15.
11. *Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В. и др.* Главная фаза нефтеобразования.— *Вестник МГУ*, 1969, геол., сер. 4, с. 3—27.
12. *Гаврилов Ю. О.* Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1977, № 3, с. 53—67.
13. *Головин Е. А., Легошин В. П.* Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах.— В кн.: *Состояние и задачи советской литологии*, т. I. М.: Наука, 1970, с. 130—148.
14. *Горбанец И. М.* Некоторые данные о коллекторах нижнемелового возраста Ейско-Березанского района.— *Тр. КФВНИИ. Вопросы геологии и нефтегазоносности Краснодарского края*. Л.: Недра, 1966, вып. 17, с. 24—68.
15. *Григорьев С. М.* О связи между составом и свойствами горючих газов.— *Тр. ИГИ АН СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 3, с. 41—51.
16. *Грейтон Л.* Природа рудообразующего флюида. М.: Госгеолгиздат, 1946. 184 с.
17. *Давыденко Ю. А.* О некоторых особенностях залегания сидеритовых руд Бакала (Урал).— *Геол. рудн. месторожд.*, 1973, № 3, с. 93—102.

18. Деметьева О. Ф., Петрова Р. Н., Петренко В. И. Вторичные процессы в коллекторах газоконденсатных месторождений Западного Предкавказья.— В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1976, с. 25—38. (Тр. ВНИИГазпром, вып. 11).
19. Добрынин В. М. Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах.— Геол. нефти и газа, 1968, № 9, с. 44—49.
20. Еремченко Н. А., Зхус И. Д., Корж М. В. и др. Особенности литогенеза нефтегазовых толщ в разных условиях.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1971, с. 91—104.
21. Зорькин Л. М. Некоторые вопросы гидрохимии пластовых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна.— Сов. геология, 1968, № 8, с. 140—146.
22. Кабанова Е. С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 14—32.
23. Карпова Г. В. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса: Автореф. докт. дис. М., 1967, с. 32.
24. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
25. Калинин В. В., Шумихина И. В., Гусарова А. И. Марганцевые отложения Лабинского месторождения и распределение в них никеля, хрома, ванадия, кобальта и меди.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 242—258.
26. Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964. 238 с.
27. Киссин И. Г., Пахомов С. И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2, с. 451—454.
28. Киссин И. Г., Пахомов С. И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы.— Геохимия, 1969, № 4, с. 460—472.
29. Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М.: Наука, 1965. 107 с.
30. Колодий В. В. Гидрогеологические условия нефтегазоаккумуляции в восточной части Южно-Каспийской области прогибания. М.: Недра, 1967, с. 199.
31. Комарова Г. В. Месторождения, образованные восходящими жильными водами.— В кн.: Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980, с. 230—248.
32. Конторович А. Э., Фомичев А. С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1967, с. 233.
33. Копелиович А. В. Эпигенез древних осадочных толщ Юго-Запада Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 312.
34. Королева Р. В., Лебедев Б. А. Значение реакций углекислых вод с породами в формировании емкости коллекторов нефти и газа.— В кн.: Проблемы геологии, стратиграфии и нефтегазоносности севера Западной Сибири. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1971, с. 206—219 (Тр. ВНИГРИ, вып. 293).
35. Косовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоярья.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 63, с. 206.
36. Косовская А. Г., Шутов В. Л. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоярья.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 5, с. 135—168.
37. Косовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд хлоритов и корреляция как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, с. 7—19.
38. Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 210—233.
39. Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 130 с.
40. Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970, с. 638.
41. Лисицын А. П. Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1956, т. 108, № 2, с. 125—131.
42. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
43. Лондон Э. Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях.— В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Недра, 1977, с. 111—119.
44. Малинин С. Д. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях.— Геохимия, 1959, № 3, с. 235—245.
45. Малинин С. Д. Физико-химическая характеристика углекислых терм.— В кн.: Геохимические исследования в областях повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965, с. 1—75.
46. Милло Ж. Геология глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1964, с. 3—365.
47. Минский Н. А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 398 с.
48. Муравьев В. И., Сахаров Б. А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 62—71.
49. Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.
50. Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12, с. 69—88.

51. *Неручев С. Г., Трофимук А. А., Рагозина Е. А.* Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород.— В кн.: Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976, с. 161—187.
52. *Павлов Д. И., Постельников Е. С.* К вопросу об источнике рудного вещества Ангаро-Питского бассейна осадочных руд железа.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6, с. 3—23.
53. *Пероziо Г. Н.* Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5, с. 1203—1206.
54. *Писцов Ю. П.* Сидериты березовского типа и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 32—51.
55. *Рагозина Е. А.* Изменение пористости аргиллитов в зоне катагенеза.— Геол. нефти и газа, 1968, № 11, с. 33—35.
56. *Саидходжаев Ш. Г.* Диагенетические и катагенетические предпосылки формирования нефтегазоматеринских свит.— Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1979. 150 с.
57. *Сапожников Д. Г.* Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 11—34.
58. *Сахибгареев Р. С.* Особенности эпигенетических изменений пород — коллекторов нефтяных месторождений Сургутского свода.— Тр. Гипротюменьнефтегаза, 1968, вып. 8, с. 45—53.
59. *Сердюк З. Я., Ошина С. М., Запывалов Н. П. и др.* Об особенностях преобразования континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов.— В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск: Изд-во ИГ и Г СО АН СССР, 1976, с. 123—134.
60. *Сердюк З. Я., Розин А. А.* Образование гидрохимических и минералогических аномалий в Западно-Сибирской плите под воздействием углекислого газа.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 28—36.
61. *Соколов В. А.* Геохимия природных газов. М.: Наука, 1971, с. 214.
62. *Соколов Д. С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1965, 308 с.
63. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 200 с.
64. *Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 65—93.
65. *Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Проблема энергетики осадочного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 3—23.
66. *Тихомирова Е. С., Черкасова Е. В.* О распределении малых элементов в рудах Маггшлакского месторождения марганца.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 258—274.
67. *Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С.* Об определении времени и длительности формирования нефтяных месторождений по глинистым минералам.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 186, № 2, с. 449—452.
68. *Уэллер Дж. М.* Уплотнение осадков.— В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961, с. 84—138.
69. *Хитаров Н. И., Малинин С. Д.* О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 .— Геохимия, 1958, № 7, с. 678—679.
70. *Холодов В. Н.* К проблеме картирования эпигенетических явлений в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 50—78.
71. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. I. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 50—67.
72. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. II. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и «горизонтов с включениями».— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 52—64.
73. *Холодов В. Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов.— В кн.: Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 120—156.
74. *Холодов В. Н., Лисицын А. К., Комарова Г. В. и др.* Об эпигенетической зональности урановых месторождений в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
75. *Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П. и др.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. I. Распределение и вторичные преобразования глинистых минералов в мезозойско-кайнозойских отложениях Дагестана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5, с. 49—67.
76. *Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П. и др.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. II. О происхождении глинистых минералов среднемиоценовых отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2, с. 38—52.
77. *Холодов В. Н., Кикнадзе З. Р.* О роли рудовмещающих пород при формировании медно-колчеданного месторождения Кызыл-Дере.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1982, т. 265, № 1, с. 98—101.
78. *Чешиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. и др.* Постседиментационные преобразования пород-коллекторов. М.: Наука, 1972. 90 с.

79. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 227 с.
80. Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М.: Недра, 1964. 230 с.
81. Al-Shaieb Z., Hanson R. E., Donovan N., Shelton I. W. Petrology and diagenesis of sandstones in the Post Oak Formation (Permian) southwestern Oklahoma.—J. Sediment. Petrol., 1980, v. 50, № 1, p. 42—50.
82. Bastin E. S. The problem of natural reduction of sulfates.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1926, № 10, p. 1281—1299.
83. Burst J. F. Postdiagenetic clay-mineral environmental relationship in the Gulf Coast. Eocene.—Proc. Natl. Conf. Clays clay minerals, 6th Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council., Publ., 1959, p. 411.
84. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clays sediments and its possible relation to petroleum migration.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, № 1, p. 73—93.
85. Curtis C. D. Possible links between sandstone diagenesis and depthrelated geochemical reactions occurring in enclosing mudstones.—J. Geol. Soc., 1978, v. 135, № 1, p. 105—117.
86. Denser W. G. Organic carbon budget of the Black Sea.—Deep-Sea Res., 1971, № 18, p. 995—1004.
87. Muffler Z. Y. P., White D. E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Seageothermal field and the Salton Trough, Southeastern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, № 2, p. 157—182.
88. Okamoto G., Takeshi O., Katsumi G. Properties of silica in water.—Geochim. et cosmochim. acta, 1957, v. 12, № 1/2, p. 321—343.
89. Perry E. A., Hower J. Late stage dehydration in deeply buried pelitic sediments.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, № 10, p. 2013—2021.
90. Powers M. C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of equivalence level.—Proc. Natl. Conf., Clays and Clay Min., 1959, v. 6, p. 309—326.
91. Sakai H. Fractionation of sulfur isotopes in nature.—Geochim. et cosmoch. acta, 1957, v. 12, № 1/2, p. 150—159.
92. Segnit E. R., Holland H. D., Biscardi C. J. The solubility of calcite in aqueous solutions. I. The solubility in calcite in water between 750 and 200° at CO₂ pressure to 60 atm.—Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, p. 1301—1331.
93. Tolande W. G. Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate.—J. Amer. Chem. Soc., 1960, v. 82, p. 156—175.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.II.1982

УДК 552.11; 551.25

СМЕНА СОЛЕННЫХ ВОД КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ ПРЕСНЫМИ И ЕЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**МАХНАЧ А. А.**

Раскрывается значение замещения соленых вод — дериватов морской седиментации карбонатных отложений — пресными метеогенными в формировании постдиагенетической карбонатной минерализации. Показано, что при смешении соленых и пресных вод, наиболее вероятно доломитизация известковых пород. На этапе весьма значительного опреснения подземных вод доломитизация сменяется интенсивным карстовым процессом, раздоломчиванием и кальцитизацией отложений.

Любая морская карбонатная толща, выведенная к поверхности и промываемая инфильтрационными водами, испытала гидрогеохимическую эволюцию в направлении смены соленой седиментационной воды пресной метеогенной. Интересно выявить, как отражается эта эволюция на облик пород. Практическая важность исследования данного вопроса определяется частой приуроченностью к неглубоко залегающим карбонатным отложениям крупных резервуаров пресной воды, а также тем, что замещение соленых вод пресными неизбежно в зонах перерывов в осадконакоплении, которые нередко являются нефтеперспективными частями разреза. С теоретической точки зрения подобная постановка вопроса должна способствовать дополнению и уточнению существующих представлений о наложенных постдиагенетических преобразованиях карбонатных отложений под действием метеогенных растворов, а также выявлению минеральных индикаторов смены элизионного гидродинамического режима инфильтрационным.

В качестве объекта для исследования названного вопроса мы выбрали карбонатную толщу Белоруссии, на участках неглубокого залегания которой изучались вторичные карбонатные минералы отложений и насыщенность подземных вод по отношению к этим минералам.

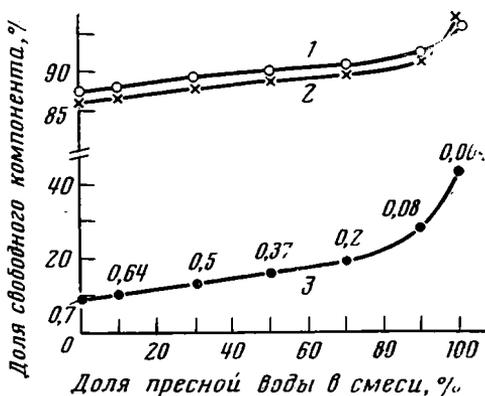
Краткие сведения о геологии и гидрогеологии. Верхнедевонская карбонатная толща Белоруссии залегает вблизи земной поверхности на северо-востоке (главным образом в Оршанской впадине) и в пределах Городокско-Хатецкого плеча Припятского прогиба [5]. Мы изучали верхнедевонские отложения обоих участков, выбрав в качестве эталонных районы Витебска на севере и Паричей на юге (фиг. 1). В пределах первого района франская карбонатная толща представлена в основном семилукскими отложениями, в пределах второго — породами саргаевского горизонта (устное сообщение С. А. Кручека). Подстилаются карбонатные образования песчано-глинистыми породами пашийско-кыновского, местами старооскольского возраста и перекрываются на северо-востоке Белоруссии антропогеновыми, а в районе Паричей — юрскими, реже антропогеновыми образованиями. Верхнедевонские отложения залегают на глубинах до 140 м. Местами (в руслах рек Западная Двина, Лучеса и др.) есть выходы карбонатных пород на поверхность. Кровля толщи сильно эродирована, поэтому мощность отложений значительно колеблется на небольших расстояниях, обычно составляя 25—60 м.

Франская толща обоих изученных районов сложена однотипными доломитами, в значительно меньшей степени доломитовыми и доломитистыми известняками. Доломиты и известняки обычно массивные, реже горизонтально-слоистые и плитчатые. Часто встречаются остатки кораллов, водорослей, брахиопод, крionoидей, рыб. Нередки органические раз-

ности пород (коралловые, водорослевые). Структура пород от микрозернисто-пелитоморфной до крупнозернистой. Содержание нерастворимого остатка в доломитах и известняках до 10%. В отдельных образцах отмечаются зеленые глинистые примазки, редкие зерна кластогенного материала. Породы кремовато-, желтовато-, розовато-, красновато-серые. Характерная черта пород — их высокая пористость и кавернозность. Каверны в 3—6 см, а густота пор иногда настолько значительна, что породы имеют губчатый облик. Примечательно, что растворение карбонатного материала происходило селективно: часто выщелачивание:



Фиг. 1. Схема распространения неглубоко залегающих франских карбонатных отложений на территории Белоруссии
1 — площадь развития отложений; 2 — район исследований



Фиг. 2. Динамика изменения содержания $\text{Ca}_{\text{св}}^{2+}$ (1), $\text{Mg}_{\text{св}}^{2+}$ (2) и $\text{CO}_{\text{св}}^{2-}$ (3) при смешении морской и пресной вод (числа возле точек — ионная сила раствора)

рельефно обнажает органогенную текстуру пород. Обычное явление для закарстованных отложений — гнезда доломитовой муки.

К верхнедевонской карбонатной толще приурочен горизонт пресных напорных подземных вод. Величина напора до 40 м. Состав вод в обоих исследованных районах преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый. Реже на первое место среди катионов выходят Mg^{2+} и Na^+ (табл. 1). С увеличением глубины воды становятся гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевыми.

Питание водоносного горизонта инфильтрационное. Для северного участка изучаемой территории оно наиболее активно осуществляется в пределах полей обнажения пород в Ленинградской области. Питание водоносного горизонта южного сектора преимущественно местное: на участках водоразделов, где есть возможность перетоков из перекрывающих отложений.

Накопление карбонатного материала франской толщи происходило в неглубоком морском бассейне нормальной солености (без признаков эвапоритового процесса). Затем в конце позднего девона инверсионные тектонические движения вывели толщу на дневную поверхность, вблизи которой она находится и в настоящее время. В результате карбонатные отложения, содержащие растворы — дериваты морской воды, были промыты атмосферной водой.

Оценка термодинамической возможности процессов вторичного карбонатообразования. Термодинамическую возможность процессов вторичного карбонатообразования в карбонатной толще при ее подъеме в зону инфильтрации можно оценить путем расчета насыщенности по отношению к карбонатным минералам современных подземных вод и растворов, отвечающих различным стадиям смешения морской и инфильтрационной вод.

В основу такой оценки положено вычисление логарифма отношения произведения активностей ионов к произведению растворимости мине-

Химический состав и насыщенность по отношению к карбонатным минералам пресных подземных вод франской карбонатной толщи Белоруссии

Скважина, №	Содержание основных компонентов, мг/л						Сухой остаток, мг/л	рН	Моляльное отношение Mg/Ca	А _К	А _Д
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻					
Городокско-Хатецкая ступень											
1	39,4	7,9	8,0	176,9	—	10,0	171	7,6	0,33	-0,50	-1,50
2	87,4	14,6	48,2	323,3	12,3	85,9	443	7,6	0,28	+0,02	-0,51
4	115,2	43,5	182,4	347,7	77,3	369,6	1046	7,4	0,63	-0,24	-0,66
414	30,0	6,4	5,0	122,0	5,4	11,4	137	7,6	0,36	-0,74	-2,06
Оршанская впадина											
Лучеса 323	52,7	5,8	52,7	329,4	1,7	6,4	320	7,0	0,18	-0,84	-2,41
Марковщина 4	64,7	18,7	13,0	277,5	14,0	18,7	290	7,0	0,48	-0,78	-1,78
Песковатик 5	54,8	8,5	45,1	228,8	45,3	25,7	350	7,2	0,26	-0,81	-2,31
324	32,9	24,2	11,0	244,0	2,5	4,7	200	7,6	1,23	-0,48	-0,87
327	68,7	20,6	13,8	347,7	2,9	5,6	310	6,7	0,50	-1,03	-2,34
332	31,9	7,8	3,6	118,9	9,1	4,7	156	6,8	0,41	-1,56	-3,49

Примечание. Химический анализ выполнен в Белорусской геолого-гидрогеологической экспедиции Управления геологии СМ БССР.

ралов, который показывает степень насыщенности раствора по кальциту (А_К) или доломиту (А_Д). Отрицательные значения А характеризуют стабильное состояние, свойственное ненасыщенным растворам. При А > 0 раствор перенасыщен (метастабильное или лабильное состояние). Произведения растворимости кальцита и доломита составляют 10^{-3,35} и 10^{-16,7} соответственно [23], а произведения активностей ионов (L_К, L_Д) определяются по уравнениям:

$$L_K = m_{Ca_{cb}^{2+}} \gamma_{Ca^{2+}} m_{CO_3^{2-}} \gamma_{CO_3^{2-}},$$

$$L_D = m_{Ca_{cb}^{2+}} \gamma_{Ca^{2+}} m_{Mg_{cb}^{2+}} \gamma_{Mg^{2+}} (m_{CO_3^{2-}} \gamma_{CO_3^{2-}})^2,$$

где $m_{Ca_{cb}^{2+}}$, $m_{Mg_{cb}^{2+}}$, $m_{CO_3^{2-}}$ — моляльности соответствующих ионов, не связанных в ионные пары и комплексы, $\gamma_{Ca^{2+}}$, $\gamma_{Mg^{2+}}$, $\gamma_{CO_3^{2-}}$ — их коэффициенты активности.

Коэффициенты активности ионов вычислялись по формуле Дебая — Хюккеля с предварительной оценкой ионной силы раствора (μ). Поскольку концентрация карбонат-иона редко дается в стандартных химических анализах природных вод, она определялась по уравнению диссоциации угольной кислоты с использованием данных о концентрации HCO₃⁻ и рН. Значения второй концентрационной константы диссоциации уголекислоты для морской и пресной вод равны 10^{-9,1} [12] и 10^{-10,3} [4] соответственно.

Наибольшую сложность в расчете насыщенности составляет оценка доли свободных ионов. Несмотря на то что, по мнению Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [4], основные компоненты сильно разбавленных растворов находятся в ионной форме и, следовательно, их активность можно достаточно точно оценить по Дебаю — Хюккелю или среднесолевым способом, есть работы, свидетельствующие, что даже в ультрапресных водах значительная доля компонентов связана в ионные пары [17]. В нашем случае важно рассчитать распределение форм карбонат-иона, Са и Mg, значения концентраций которых входят в уравнения расчета произведения активностей ионов. Оценка доли свободных ионов в растворе делалась путем совместного решения на ЭВМ уравнений баланса масс и диссоциации соответствующих компонентов [4] по методу

$$m_{Ca^{2+}_{общ}} = m_{Ca^{2+}_{св}} \left(1 + \frac{m_{CO_3^{2-}_{св}}}{K_{CaCO_3^0}} + \frac{m_{HCO_3^-}_{св}}{K_{CaHCO_3^0}} + \frac{m_{SO_4^{2-}_{св}}}{K_{CaSO_4^0}} \right),$$

$$m_{Mg^{2+}_{общ}} = m_{Mg^{2+}_{св}} \left(1 + \frac{m_{CO_3^{2-}_{св}}}{K_{MgCO_3^0}} + \frac{m_{HCO_3^-}_{св}}{K_{MgHCO_3^0}} + \frac{m_{SO_4^{2-}_{св}}}{K_{MgSO_4^0}} \right),$$

$$m_{Na^+_{общ}} = m_{Na^+_{св}} \left(1 + \frac{m_{CO_3^{2-}_{св}}}{K_{NaCO_3^-}} + \frac{m_{SO_4^{2-}_{св}}}{K_{NaSO_4^-}} \right),$$

$$m_{CO_3^{2-}_{общ}} = m_{CO_3^{2-}_{св}} \left(1 + \frac{m_{Ca^{2+}_{св}}}{K_{CaCO_3^0}} + \frac{m_{Mg^{2+}_{св}}}{K_{MgCO_3^0}} + \frac{m_{Na^+_{св}}}{K_{NaCO_3^-}} \right),$$

$$m_{HCO_3^-_{общ}} = m_{HCO_3^-_{св}} \left(1 + \frac{m_{Ca^{2+}_{св}}}{K_{CaHCO_3^+}} + \frac{m_{Mg^{2+}_{св}}}{K_{MgHCO_3^+}} \right),$$

$$m_{SO_4^{2-}_{общ}} = m_{SO_4^{2-}_{св}} \left(1 + \frac{m_{Ca^{2+}_{св}}}{K_{CaSO_4^0}} + \frac{m_{Mg^{2+}_{св}}}{K_{MgSO_4^0}} + \frac{m_{Na^+_{св}}}{K_{NaSO_4^-}} \right),$$

где $m_{Ca^{2+}_{общ}}$, $m_{Mg^{2+}_{общ}}$ и т. д. — аналитические моляльности соответствующих ионов, $K_{CaCO_3^0}$, $K_{MgCO_3^0}$ и т. д. — концентрационные константы диссоциации соответствующих ионных пар.

Концентрационные константы диссоциации находятся из термодинамических K^0 [20] по формуле Дэвиса, пригодной для расчета равновесий в растворах с ионной силой до 0,8—0,9 [11]:

$$pK = pK^0 - B\Delta z^2 \left(\frac{V\bar{\mu}}{1 + V\bar{\mu}} - 0,2\bar{\mu} \right),$$

где $B=0,5042$ при $20^\circ C$, Δz^2 — алгебраическая сумма квадратов зарядов данного комплекса.

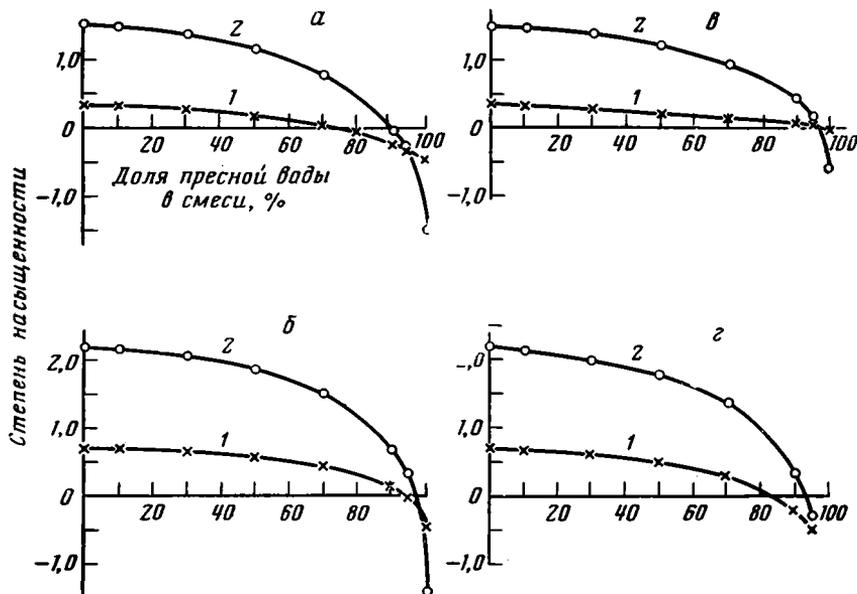
Не принимались во внимание ионные пары $NaCl^0$, $NaHCO_3^0$, тройники и гидроксокомплексы ввиду их малой концентрации [4].

Все расчеты выполнялись для стандартных термодинамических условий. Такое допущение оправдано, так как рассматриваемые процессы протекают вблизи земной поверхности.

Мы рассчитали доли свободных ионов для различных смесей морской и пресной вод и некоторых проб подземных вод франских отложений. Динамика изменения этих величин в процессе смешения показана на фиг. 2. В подземных водах Городокско-Хатецкой ступени содержание свободных ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и CO_3^{2-} составляет соответственно 92,4; 92,7 и 27,0% общей концентрации компонента при значении сухого остатка 1046 мг/л; 94,2; 94,9 и 33,6% — при 443 мг/л и 96,5; 97,0 и 43,1% — при 171 мг/л.

Первый этап эволюции карбонатных отложений при их подъеме в зону инфильтрации характеризуется смешением подземных растворов, унаследованных от морской седиментации, и инфильтрационной воды. Расчет состава смесей не представляет трудности, так как при смешении двух растворов фигуративные точки состава смеси лежат на одной прямой (закон соединительной прямой) [6].

Сложную задачу представляет выбор вод — исходных компонентов



Фиг. 3. Изменение насыщенности по отношению к кальциту (1) и доломиту (2) смесей, полученных из различных исходных вод
a — морская вода и пресная вода скв. 1; *б* — поровая вода океанических осадков и пресная вода скв. 1; *в* — морская вода и пресная вода скв. 2; *г* — поровая вода океанических отложений и атмосферная вода

смесей, поскольку и морская вода, захороненная в карбонатных отложениях, и метеорная могут к моменту смешения изменить свой первоначальный состав. Так, поровые воды океанических осадков, несмотря на свою практическую идентичность морской воде [15], нередко испытывают метаморфизацию в гидрокарбонатном направлении (снижение содержания SO_4^{2-} и увеличение HCO_3^-). Метеорные же воды, весьма разнообразные по составу в различных районах [1], при фильтрации по карбонатным породам растворяют их. Состав и насыщенность инфильтрационных вод по кальциту и доломиту существенно зависят от длины и уклона участка транзита, скорости и времени движения, пористости и состава карбонатных отложений.

Поэтому мы промоделировали различные, в том числе и экстремальные, варианты смещения, используя в качестве исходных компонентов морскую воду, поровый раствор океанических отложений, пресные не насыщенные по карбонатным минералам (скв. 1) и перенасыщенные по кальциту, но не насыщенные по доломиту (скв. 2) подземные воды франской толщи Городокско-Хатецкой ступени, а также атмосферные воды (см. табл. 1, 2).

При смешении морской воды с пресной гидрокарбонатно-кальциевой водой, не насыщенной по карбонатным минералам, смесь остается перенасыщенной по кальциту и доломиту до момента участия пресной воды в смеси в количестве 75% (фиг. 3, *a*). В этой области возможно соосаждение кальцита и доломита. Начиная с указанного момента и до уровня содержания пресной воды в 90%, смесь оказывается не насыщенной по кальциту и перенасыщенной по доломиту. На этом интервале смешения вероятно замещение кальцита доломитом (доломитизация). По мере дальнейшего опреснения смеси она становится не насыщенной по обоим карбонатным минералам — возможно растворение породообразующих карбонатов. График смешения иловой воды океанических отложений с пресной подземной водой (фиг. 3, *б*) показывает, что гидрокарбонатная диагенетическая метаморфизация морской воды существенно сужает область доломитизации. При этом необходимо отметить, что поровые воды океанических отложений часто бывают метаморфизованы в меньшей степени, чем раствор, взятый нами для расчета.

Химический состав природных вод — исходных компонентов расчетных смесей, мг/л

Вода*	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	pH
1	418,1	1329,1	11 030,5	145,9	2767,6	19 833,0	8,15
2	410,0	1322,0	11 275,0	308,0	2655,0	20 196,0	8,20
3	1,8	0,4	1,1	7,0	3,6	0,8	6,00

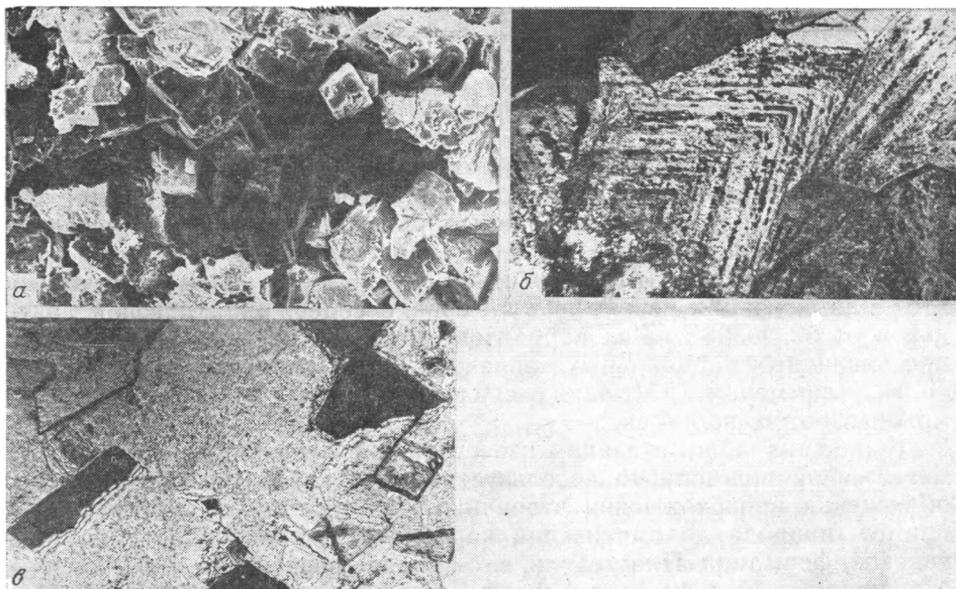
* 1 — морская вода, по Д. Б. Кнудсену [6]; 2 — поровая вода из плинтонового известняка, залегающего на 40 м ниже дна, южная часть Атлантического океана [15]; 3 — атмосферная вода Белоруссии (вне зоны промышленного воздействия), по В. С. Хомичу.

При смешении морской воды с пресной, перенасыщенной по кальциту, область доломитизации на графике не выделяется; напротив, на конечной стадии смешения (свыше 97% пресной воды) смесь не насыщена по доломиту и перенасыщена по кальциту, т. е. возможно раздоломичивание (фиг. 3, в). При смешении же атмосферной воды с диагенетически преобразованной морской в интервале содержания пресной воды 85—93% возможно замещение кальцита доломитом (фиг. 3, г).

Второй этап эволюции карбонатной толщи в зоне инфильтрации характеризуется полной замещенностью первичной воды, унаследованной от стадии седиментогенеза, водой инфильтрационной. При этом насыщение подземной воды по отношению к карбонатному веществу осуществляется только вследствие растворения вмещающих пород. Термодинамическая возможность растворов высаживать или растворять карбонатные минералы на данном этапе оценивалась изучением современных подземных вод. Расчет насыщенности подземных вод верхнедевонской карбонатной толщи Оршанской впадины и Городокско-Хатецкой ступени (см. табл. 1) показывает, что большинство вод в значительной степени не насыщено по отношению к доломиту и в существенно меньшей мере — по отношению к кальциту. В одном случае раствор оказался перенасыщенным по кальциту и не насыщенным по доломиту. Исходя из этого, следует полагать, что наиболее вероятными процессами на рассматриваемом этапе эволюции карбонатных формаций надо считать растворение породообразующих карбонатных минералов ($A_K < 0$, $A_D < 0$) и замещение доломита кальцитом — раздоломичивание ($A_K > 0$, $A_D < 0$).

Проявления процессов вторичного карбонатообразования. Рассмотрим, как реализуются термодинамические возможности подземных растворов высаживать и растворять карбонатные минералы.

В настоящее время, к сожалению, нет четких критериев, которые позволяли бы однозначно различать первичные и вторичные доломиты. Однако некоторые особенности литологии франской карбонатной толщи исследуемой территории свидетельствуют о том, что вторичная природа доломитов не исключена. Примечательно наличие в породах остатков нормально-морской фауны и отсутствие каких-либо признаков эвапоритового процесса. Характернейшей чертой франских доломитов Городокско-Хатецкой ступени является почти повсеместная инкрустация каверн явно вторичными — постдиагенетическими — кристаллами доломита. Это кристаллы ромбоэдрической формы и размером до 1 мм и более. При изучении кавернозных доломитов в шлифах и методом электронной микроскопии (фиг. 4, а) обнаруживается, что нет резких структурных границ между зоной каверн и окружающей пористой матрицей. Кристаллы доломита, выстилающие стенки каверн, отличаются лишь несколько большим размером, чем ромбоэдры вмещающего субстрата, что объясняется наличием значительного пространства для роста минерала. На каверновых стенках и в массе породы нередко зональные ромбоэдры доломита (фиг. 4, б), присутствие которых свидетельствует о существовании нескольких стадий кристаллизации минерала, разделенных периодами, когда этот процесс был невозможен. Как показано выше, в верхнедевонской толще нередко розовато- и красновато-серые породы. Под



Фиг. 4. Особенности вторичного преобразования карбонатных отложений Городокско-Хатецкой ступени (скв. 4)

a — доломит, инкрустирующий каверну (светлое по периферии) и доломит вмещающей матрицы (темное в центре), ромбоэдры несут следы выщелачивания; глубина 103—106 м, снимок на электронном растровом микроскопе, $\times 180$; *b* — зональный ромбоэдр доломита, глубина 98—101 м, микрофотография шлифа, $\times 80$, николи+, *v* — частично замещенные кристаллы доломита в пойкилокристалле кальцита, глубина 139—145 м, микрофотография шлифа, $\times 70$, николи+

микроскопом в отраженном свете хорошо видно, что приобретение породами этой окраски связано с окислением рассеянных сульфидов. Важно, что окраснение распространяется и на кристаллы доломита, выстилающие стенки пустот. Следовательно, формирование этих кристаллов протекало в окислительных условиях, т. е. в период внедрения метеогенной воды.

В ряде образцов карбонатных пород отчетливо проявляются следы разломичивания и кальцитизации, следовавших в геологической истории за доломитизацией и доломитообразованием. В одних случаях крупные (до 1,5 см) кальцитовые кристаллы образуют прозрачные пойкилобласты, прорастающие матрицу вмещающего доломита, в других — поры и микротрещины пород содержат хорошо ограненные скаленоэдрические, гексагонально-призматические кристаллы кальцита. В шлифах видно, что в крупных кальцитовых кристаллах сохранились реликты ромбоэдров доломита, с периферии замещенные окружающим кальцитом (фиг. 4, *v*). Иногда отмечается замещение кальцитом внутренних частей ромбоэдров. В кальцитовых пойкилобластах местами просматриваются прозрачные очертания белых (замещенных) кристаллов доломита.

Исследуемые породы, как показано выше, сильно закарстованы. Карстовый процесс был, по-видимому, сопряжен во времени с образованием доломитовой муки — землистого или песчаноподобного на ощупь материала, в шлифах представляющего собой скопление автономных ромбоэдров доломита.

Обсуждение результатов. Сопоставление гидрогеохимических и литологических данных показывает, что при выводе карбонатной толщи к поверхности происходит ряд постдиагенетических процессов преобразования пород. На ранних стадиях опреснения седиментационных вод, судя по динамике насыщенности смесей по карбонатным минералам, возможно соосаждение кальцита и доломита. Реальных литологических признаков этого мы, однако, в породах не наблюдаем, что, по-видимому, связано с переформированием карбонатной минерализации данного пе-

риода в результате более поздних акцентированных процессов доломитизации и доломитообразования. Затем формирование магнезиальной минерализации сменяется мощным карстовым процессом, на фоне которого идет образование доломитовой муки, а местами раздоломичивание и кальцитизация.

Наш вывод о возможности доломитизации морских известковых отложений в результате их подъема в зону инфильтрации в принципе согласуется с заключением, сделанным ранее американскими исследователями. К. Баднозамани [19], смешивая теоретически морскую воду с пресной гидрокарбонатно-кальциевой водой п-ова Юкатан, установил, что доломитизация вероятна в интервале содержания пресной воды в смеси от 50 до 95%. Ряд вариантов смешения пресных и соленых вод при различных парциальных давлениях CO_2 и температурах, изученных Л. Н. Пламмером [27], также свидетельствует о принципиальной возможности этого процесса.

Концепция доломитизации известняков в зоне смешения морской и метеогенной вод широко используется американскими геологами для объяснения происхождения вторичных доломитов. Так трактуется, например, природа доломитизации карбонатных отложений среднеордовикской формации Платтевилль юго-запада Висконсина [19], ордовикско-силурийской формации Хэнсон Крик Невады [21], плейстоценовых рифов Ямайки [25] и т. д. Для обозначения данной модели доломитизации предложен даже специальный термин «Dolag» (в переводе с персидского «смешенная кровь») [19]. У нас в стране этот процесс, к сожалению, не исследуется, несмотря на то, что идея о возможности образования доломита при смешении пресной (речной) и морской воды по реакциям взаимодействия бикарбоната кальция с сульфатом и хлоридом магния была высказана Н. С. Курнаковым и С. Ф. Жемчужным еще в 1917 г. [9].

Примечательная особенность рассматриваемого типа доломитизации — преобладание скорости растворения кальцита над таковой выпадения доломита, следствием чего выступает присутствие многочисленных ромбоздров доломита на стенках каверн и пор. Этот вывод сделал Р. О. Вернон [28] для зоны инфильтрационного водообмена центральной Флориды, а Д. С. Коржинский [8] показал, что метасоматические процессы вообще в приповерхностной зоне земной коры идут с преобладанием растворения над осаждением.

Полученные выводы о доломитизации известняков в зоне смешения морской и пресной вод показывают, что этот процесс в большей степени зависит от величины Mg/Ca , чем от общей солености раствора и абсолютного содержания в нем Mg . Значение Mg/Ca в растворе при смешении морской и пресной вод остается >1 ($\text{Mg}/\text{Ca} \approx 1$ соответствует трехкомпонентному равновесию кальцит — доломит — водный раствор [23]) вплоть до весьма значительного разбавления морской воды. При содержании пресной воды в смеси 50% оно $\approx 4,6$; при 80% — 3,4; при 95% — 1,6.

Существенную зависимость доломитообразования от Mg/Ca в растворе подчеркивает Ю. П. Казанский [7], основываясь на результатах экспериментов. Возможно, именно в сфере изучения выпадения доломита из растворов разного состава с разными величинами Mg/Ca лежит ответ на вопрос, почему столь редко современные седиментационные обстановки доломитообразования.

Наши представления о возможности раздоломичивания и кальцитизации на втором этапе эволюции карбонатных отложений также согласуются с оценкой Mg/Ca в современных подземных водах, которое в абсолютном большинстве случаев <1 (см. табл. 1).

Для объяснения процесса раздоломичивания исследователи, опираясь на работы М. Э. Ноинского и Б. П. Кротова, чаще всего прибегают к обратной реакции Гайдингера; замещение доломита кальцитом при этом связывается с обработкой доломита сульфатными растворами. Во многих же случаях (и в нашем) сульфатные воды в карбонатных отло-

жениях отсутствуют, а геологическая и гидрогеологическая ситуации не позволяют предполагать их существование и в прошлом. В таких условиях, как показано выше, раздоломичивание может быть обусловлено действием на доломиты пресных гидрокарбонатных вод. К сходному результату пришли ранее П. П. Смолин [14] и В. Н. Махлаев [10], базирываясь на данных экспериментов О. К. Янатьевой [18], показавших большую растворимость доломита, чем кальцита, в несulfатных водах при низком парциальном давлении CO_2 .

Результаты наших исследований близки данным изучения вторичных преобразований пород карбонатной меловой формации Эдвардс в Техасе [26]. Эти отложения залегают на глубинах 20—400 м и представляют собой один из наиболее продуктивных водоносных горизонтов на юго-западе США. Интенсивные тектонические движения в миоцене обеспечили формирование пресноводной системы в поднятой части сбросовой зоны Балконс. В опущенной части сбросовой системы карбонатные породы содержат соленоватые воды (>1 г/л) с H_2S . М. В. Лонгман и П. А. Менч [26] сопоставили вторичные изменения в обеих частях сбросовой системы и пришли к заключению, что для пресноводной зоны в отличие от соленоватоводной характерными процессами являются дедоломитизация и осаждение спарритового кальцита.

Судя по рассчитанным нами величинам степени насыщенности вод по отношению к карбонатным минералам, доломитообразование, а тем более доломитизация, на рассматриваемом этапе значительно менее вероятны. На это указывает и К. Д. Хсю [24], который на примере водоносных систем Флориды продемонстрировал, что простым перемещением ионов Mg из области питания, где растворяется высокомагнезиальный кальцит, в область стока нельзя объяснить доломитизацию значительных объемов пород.

Есть, однако, и другая точка зрения. Расчеты, выполненные В. Н. Холодовым и др. [16], показали, что в области питания вендско-кембрийских водоносных горизонтов фосфоритового месторождения Кок-Джон (Казахстан) происходит растворение седиментационно-диагенетических доломитов, а в области разгрузки — катагенетическая доломитовая цементация. По мнению С. С. Виноградова [3], гидрокарбонат Mg , мобилизованный при растворении доломитовых пород, может обусловить некоторую доломитизацию и выпадение доломита в пустотах пород на путях миграции растворов. По данным Х. Г. Гуделла и Р. К. Гармана [22], доломитизация карбонатных отложений значительной части Багамской платформы обеспечивается за счет мобилизации Mg при растворении подземными водами мощных толщ высокомагнезиального кальцита во время воздымания платформы. Эти исследователи экзотически назвали такое сочетание процессов «канибализмом».

Для окончательного решения вопроса о характере карбонатизации пород на данном этапе необходимы, видимо, увеличение числа объектов исследования и детализация условий протекания процессов.

Остановимся еще на вопросе образования доломитовой муки. Ее генезис трактуется по-разному. Мнения по этому вопросу приведены В. Г. Махлаевым [10]. Они распадаются на две группы. Одни [13 и др.] связывают природу доломитовой муки с избирательным выщелачиванием из доломитов составных частей пород (гипс, кальцит), другие [2, 10] — с растворением и дезинтеграцией самого доломита. Анализ соотношения насыщенности подземных вод франских отложений Белоруссии по отношению к кальциту и доломиту, а также микроскопический облик доломитовой муки (скопление отдельных испещренных выщелачиванием кристаллов доломита) позволяют нам присоединиться ко второй точке зрения.

1. В результате смешения седиментогенных и метеогенных подземных вод, имеющего место в карбонатных толщах при их выводе в зону инфильтрации, может протекать процесс доломитизации известковых пород. Анализ различных вариантов смешения вод (см. фиг. 3) показывает, что доломитизация возможна не всегда: гидрокарбонатная метаморфи-

зация иловых растворов и существенная насыщенность по отношению к кальциту вод метеорной природы способствуют консервации карбонатных отложений от доломитизации.

2. На этапе, когда воды морской природы полностью вытеснены из карбонатной толщи водами атмосферного генезиса, идет интенсивный карстовый процесс. Он способствует обогащению инфильтрационных вод продуктами растворения пород. Это приводит к кальцитизации и раздоломчиванию отложений на отдельных участках.

Литература

1. *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. М.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
2. *Болотина Н. М., Соколов Д. С.* Карст района Витебских порогов.—Бюл. МОИП, 1954, т. XXIX (4), с. 61—78.
3. *Виноградова С. С.* Доломиты. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 17. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 174 с.
4. *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 568 с.
5. Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Ч. 1. М.: Недра, 1971. 456 с.
6. *Здановский А. Б.* Галургия. Л.: Химия, 1972. 528 с.
7. *Казанский Ю. П.* Седиментология.—Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 294. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
8. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 355—456.
9. *Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф.* О метаморфизации соленых рассолов (Отчет о деят. Комиссии по изуч. естеств. производ. сил России). Изд. КЕПС Петроград, 1917, № 9, с. 216—217.
10. *Махлаев В. Г.* Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука, 1964. 236 с.
11. *Минкин М. Б., Ендовицкий А. П., Левченко В. М.* Ассоциация ионов в почвенных растворах.—Почвоведение, 1977, № 2, с. 49—58.
12. *Попов Н. И., Федоров К. Н., Орлов В. М.* Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.
13. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. II. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940. 420 с.
14. *Смолин П. П.* Основные черты эпигенетической и метаморфической эволюции доломитов.—В кн.: Вопросы седиментологии (доклады сов. геологов к VI Международному конгрессу по седиментологии). М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 141—152.
15. *Страхов Н. М.* Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.—Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 3—21.
16. *Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К.* К проблеме эпигенетического доломитообразования.—Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4, с. 81—95.
17. *Эленбогена Р. Н., Эленбоген А. М., Гудзь В. И.* О формах миграции основных компонентов химического состава поверхностных вод в разных географических зонах СССР.—Вестн. МГУ, 1970, № 3, с. 92—101.
18. *Янатъева О. К.* Действие на доломит водных растворов гипса в присутствии углекислоты.—Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 5, с. 911—912.
19. *Badiozamani K.* The Dorag dolomitization, application to the Middle Ordovician of Wisconsin.—J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, № 4, p. 965—984.
20. *Bjerrum J., Schwarzenbach G., Sillen L. G.* Stability Constants, pt. 2. Inorganic Ligands. L.: The Chemical Society, 1958, p. 128.
21. *Dunham J. B., Olson E. R.* Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeocline in Nevada.—Geology, 1978, v. 6, № 9, p. 556—559.
22. *Goodell H. G., Garman R. K.* Carbonate geochemistry of superior deep test well, Andros Island, Bahamas.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, v. 53, p. 513—536.
23. *Hanshaw B. B., Back W., Deike R. G.* A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water.—Econ. Geol., 1971, v. 66, № 5, p. 710—724.
24. *Hsu K. J.* Solubility of dolomite and composition of Florida ground waters.—J. Hydrology, 1963, v. 1, p. 288—310.
25. *Land L. S.* Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica (abs).—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, p. 635.
26. *Longman M. W., Mench P. A.* Diagenesis of cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of south-central Texas: a scanning electron microscope study.—Sed. Geology, 1978, № 21, p. 241—276.
27. *Plummer L. N.* Mixing of sea water with calcium carbonate ground water.—Quant. Stud. Geol. Sci. Met., 1975, p. 219—236.
28. *Vernon R. O.* The geology and hydrology associated with a zone of high permeability (Boulder zone) in Florida.—Soc. Mining Engineers, Preprint 69-AG-12, 1969. 24 p.

УДК [552.57 : 551.76] : 551.3 (474.26)

**ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ТИПА
В ТРИАС-ЮРСКОЙ УГЛЕННОЙ ТОЛЩЕ
КАРАШИЛИКСКОЙ ВПАДИНЫ****ЛУКЬЯНОВА В. Т.**

В базальных горизонтах угленосной толщи в сероцветных и красноцветных породах вишневской и кызылтуской свит обнаружены наложенные эпигенетические изменения, проявленные метасоматической вкрапленной каолинизацией и пиритизацией, вызывающей обеление пород, сопутствующей гематитизацией, гидрослюдисто-кремнистой минерализацией с сульфидами, флюоритом, каолинитом, диккитом и карбонатизацией. Изменения преимущественно пластового характера распространения и контролируются тектоническими нарушениями, рассекающими гранито-гнейсы фундамента и осадочные толщи, проницаемостью и восстановительными свойствами пород. Тот же комплекс наложенных изменений развит в зонах дробления гранито-гнейсов фундамента. По разрывам минерализация непосредственно переходит из фундамента в осадочный чехол. Комплекс минеральных ассоциаций и их пространственные соотношения свидетельствуют о кислотно-щелочной эволюции и термальном характере минералообразующих растворов. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений стадии гидрослюдизации 260—220° С, карбонатизации — 360—170° С. Особенности распространения, однотипный состав и последовательность эпигенетической минерализации в гранито-гнейсах, тектонических брекчиях гнейсов и осадочных пород и осадочной толще позволяют отнести все эти новообразования к группе низкотемпературных гидротермальных изменений, близких к аргиллизитовым метасоматитам.

На многих низкотемпературных месторождениях, в том числе стратиформных, гидротермальное рудообразование сопровождается глинистыми изменениями вмещающих пород [6, 11, 12]. Гидротермальные аргиллизиты сходны с гипергенными глинистыми метасоматическими образованиями кор выветривания [6, 15] и часто диагностируются с большим трудом. Вопрос об их разграничении имеет поэтому чрезвычайное важное значение в рудной геологии. В базальных горизонтах триас-юрской угленосной толщи Карашиликской впадины обнаружены осветленные сильно каолинизированные прослои, напоминающие образования кор выветривания закрытого типа (инфильтрационные коры). В гранито-гнейсах фундамента впадины вдоль тектонических нарушений развиты зоны осветления с каолинизацией и другими изменениями, похожие на захороненные линейные коры выветривания. Сравнительное изучение эпигенетических изменений в породах фундамента и осадочного чехла позволяет высказаться в пользу гидротермального происхождения всех этих образований и поддержать убеждения В. Н. Разумовой [15] в том, что многие глинистые продукты линейных зон и некоторые площадные изменения, относимые сейчас к гипергенным, сформированы гидротермальными процессами или при активном их участии.

Основные черты геологического строения впадины и участка эпигенетической минерализации. Карашиликская мезозойская орогенная (тафрогенная) впадина располагается в восточной приказахстанской части Тургайского прогиба. Депрессия сформировалась на гранито-гнейсах и амфиболитах протерозоя и песчано-сланцевых толщах нижнего палеозоя в Севастопольско-Улендинской зоне глубинных разломов. Породы фундамента в пределах впадины прорваны домезозойскими интрузиями гранитоидов и дайками основного состава, изменены процессами калиевого метасоматоза и грейзенизации. В ранне-среднетриасовое

время они подверглись выветриванию, однако к началу формирования мезозойских покровных толщ коры выветривания почти везде оказались смытыми.

Карашиликская впадина выполнена породами угленосной вулканогенно-осадочной карашиликской серии триас-юрского возраста общей мощностью порядка 1000 м и перекрыта чехлом платформенных мелкайнзойских отложений мощностью около 120 м. В составе триас-юрской толщи, по М. В. Буниной [3—5], снизу выделяются: пестроцветная существенно красноцветная вишневская свита (T_2^2v) и три сероцветных свиты — кызылтуская (T_3^1kz), узункольская (T_3^2us) и бурлукская ($T_3^3-I_1^1br$). Базальная вишневская свита (200—300 м) сложена грубо- и мелкообломочными паттумами (мусорными породами), конгломератами, песчаниками и алевролитами, содержит небольшие пачки базальтов. В прибортовых частях впадины в составе свиты преобладают красноцветные паттумы и песчаники. Вишневская свита местами глубоко размыта, и вышележащая сероцветная часть толщи ложится на различные слои красноцветной пачки или непосредственно на фундамента.

Кызылтуская свита (170—200 м) существенно грубообломочная, сложена паттумами, конгломератами, гравелитами, песчаниками. Узункольская свита (210—520 м) песчано-алевролитно-аргиллитовая с прослоями бурых углей. В основании свиты залегает пачка углистых алевролитов и аргиллитов с маломощными пропластками угля. Бурлукская свита песчано-алевролитовая с аргиллитами и углями.

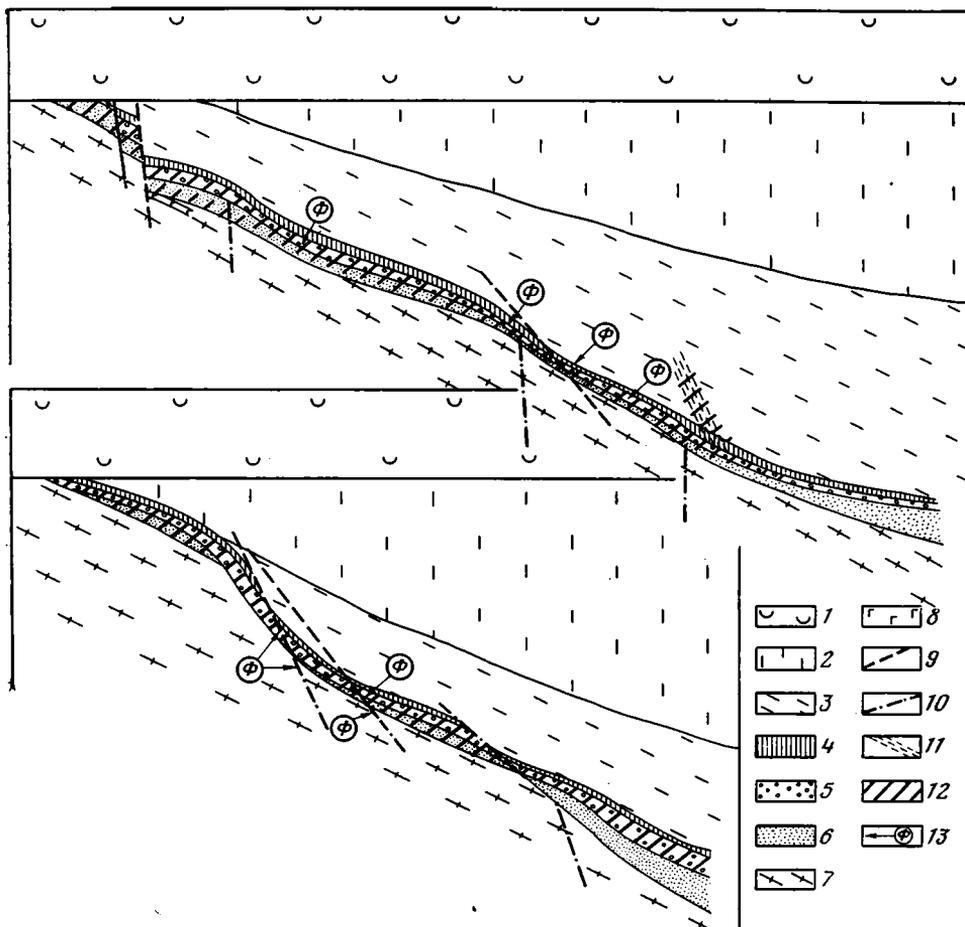
Осадочный комплекс представляет собой делювиально-пролювиальные, пролювиально-аллювиальные и озерно-болотные отложения крупной межгорной впадины [2, 5].

Структура Карашиликской впадины сформирована главным образом триас-раннеюрскими тектоническими движениями в условиях растяжения и определялась блоковыми перемещениями в Севастопольско-Улендинской зоне разломов. Триас-юрские породы образуют грабен-синклиналь северо-восточного простирания с относительно пологим западным и более крутым восточным бортом, ограниченным крупным сбросом. Синклинальная структура осложнена внутренними перегибами пластов и разрывными нарушениями разных масштабов и направлений. Преобладают северо-восточные и субмеридиональные разрывы типа сбросов и сбросо-сдвигов, принадлежащие, по-видимому, сопряженным системам нарушений, обусловленным вертикальными и горизонтальными перемещениями блоков в зоне разломов.

В юго-западном довольно сложно построенном борту Карашиликской впадины в породах фундамента и осадочного чехла установлено широкое распространение эпигенетических изменений, внешне сходных с гипергенными. Они прослежены на площади порядка 10—15 км².

Триас-юрская угленосная толща залегает здесь на неровной поверхности фундамента, сильно нарушенного домезозойскими разломами. В палеорельефе ложа впадины вдоль древних разломов прослеживается ряд субмеридиональных ложбин, борта которых часто ограничены разломами. За пределами впадины они выделяются цепочками карманов линейных кор выветривания. Ложбины выполнены грубообломочными пролювиальными и аллювиальными отложениями вишневской и кызылтуской свит и были, по-видимому, долинами древних водотоков.

В современной структуре участка породы угленосной толщи залегают моноклинально с пологим (5—15°) на западе, быстро выкручивающимся к востоку (до 30—45°) наклоном пластов (фиг. 1). Моноклинальное залегание осложнено малоамплитудными разрывными нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов субмеридионального простирания, по-видимому, оперяющими северо-восточный Карашиликский сбросо-сдвиг, и крутыми флексуобразными перегибами пластов, сопровождающимися послойными и секущими зонами трещиноватости и скольжения. Вследствие этого крыло впадины имеет характерное ступенчатое строение. Нарушения, выраженные в осадочной толще перегибами слоев и трещиноватостью, в фундаменте депрессии непосредственно сменяются крутопа-



Фиг. 1. Схема строения участка и распространение эпигенетической минерализации в базальных горизонтах осадочной толщи

1 — меловые, палеогеновые и неоген-четвертичные отложения нерасчлененные (K_2-Q); триас-юрские отложения: 2 — бурлукская песчано-алевролитовая свита с прослоями аргиллитов и углей ($T_3^3-J_1^{br}$), 3 — верхняя часть узункольской свиты, песчано-алевро-аргиллитовая с прослоями углей ($T_3^2us^2$), 4 — малопроницаемый горизонт углистых алевролитов, аргиллитов и углей основания узункольской свиты ($T_3^1us^1$), 5 — кзылтуская песчано-конгломератовая свита с прослоями паттумов (T_3^1kz), 6 — вишневская пестроцветная грубообломочная свита (паттумы, конгломераты, песчаники) (T_2^2v); породы домезозойского фундамента: 7 — гранито-гнейсы, 8 — дайки и sillы пород основного состава; разрывные нарушения: 9 — субпластовые и секущие зоны трещиноватости и дробления в осадочном чехле и фундаменте, 10 — предполагаемые разрывы фундамента, проявленные крутыми перегибами пластов и трещиноватостью в осадочном чехле; 11 — зоны трещиноватости; 12 — эпигенетическое обеление (каолинизация, пиритизация) пород в проницаемых пластах и зонах трещиноватости; 13 — флюоритовая минерализация в брекчиях зон дробления и осадочных породах близ разрывов

дающими разрывами более значительной амплитуды (до 20—50 м), сопровождающимися интенсивной трещиноватостью, брекчированием и милонитизацией пород. Некоторые разломы контролируют распределение фаций и мощностей осадочных горизонтов триаса и имели, очевидно, конседиментационный характер. Вдоль таких разломов располагаются описанные выше протяженные ложбины древнего рельефа, выполненные аллювиально-пролювиальными отложениями вишневской свиты, и глубокие более молодые русловые врезы, где аллювиальные грубообломочные отложения вышележащей кзылтуской свиты ложатся непосредственно на фундамент.

Раздробленные и милонитизированные породы фундамента в зонах разрывов проработаны гидротермальными растворами. В гранито-гней-

сах наблюдается метасоматическая каолинизация и гидрослюдизация, кварцевые жилы и прожилки с гидрогематитом, гидробиотитом¹, сульфидами, флюоритом, каолинитом и диккитом², реже карбонатизация. Иногда карбонат-альбитовая минерализация. В амфиболитах развиты прожилки с хлоритом, кварцем, флюоритом, карбонатами, каолинитом и диккитом. Тектонические брекчии в местах перехода разломов из фундамента в осадочную толщу, состоящие здесь из обломков гранито-гнейсов, пегматоидных жил и осадочных пород, метасоматически каолинизированы, гидрослюдизированы, пиритизированы, содержат прожилки кварца с пиритом, флюоритом, каолинитом, диккитом, реже карбонатами. Ширина минерализованных зон — от нескольких сантиметров до нескольких метров.

В базальных горизонтах угленосной осадочной толщи над разломами фундамента наблюдается интенсивное эпигенетическое осветление (обеление) пород, вызванное главным образом каолинизацией. Осветлены проницаемые пласты вишневской и кызылтуской свит, сложенные пестроцветными (красноцветными и зелено-серыми) и сероцветными паттумами, конгломератами, гравелитами и песчаниками, залегающие под экранирующим горизонтом малопроницаемых углистых алевролитов и аргиллитов основания узункольской свиты. В зонах секущей трещиноватости каолинизированы также алевролиты и аргиллиты этого горизонта и различные породы вышележащих пластов (см. фиг. 1). Осветление в базальных горизонтах распространено в интервале 0—60 м от фундамента. По зонам трещиноватости оно проникает значительно выше и иногда фиксируется в пластах, залегающих в 100—200 м выше кровли фундамента.

Полоса распространения осветленных пород в плане совпадает с системой прибортовых субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов, формирующих ступенчатую тектоническую структуру крыла впадины, и прослеживается на 3—4 км. Наиболее интенсивное осветление пород в этой зоне наблюдается вблизи тектонических нарушений, образующих внутренние «ступени» тектонической структуры участка (см. фиг. 1). При этом максимально осветлены осадочные породы, лежащие непосредственно на фундаменте. В стороны от разрывов осветление в пластах постепенно уменьшается.

Обеление развито в проницаемых породах разных фациальных комплексов, принадлежащих различным стратиграфическим горизонтам основания угленосной толщи, однако наиболее широко оно распространено в песчано-гравийных аллювиальных пачках кызылтуской свиты. Наибольшее осветление в них наблюдается там, где эти пачки выполняют глубокие эрозионные врезы, образованные вдоль конседиментационных разломов древнего заложения, и лежат непосредственно на фундаменте.

Осветление (каолинизация) проницаемых пластов осадочной толщи сопровождается пиритизацией, вторичной гематитизацией и другими изменениями. В малопроницаемых прослоях темно-серых и черных углистых алевролитов и паттумов, находящихся в контакте с осветленными проницаемыми пластами, локализуются вкрапленность и гнезда новообразованного кварца, гидрослюд, сульфидов, флюорита. В зонах тектонической трещиноватости близ кровли фундамента часто встречаются тонкие прожилки и гнезда диккита с пиритом, флюоритом и карбоната-

¹ Гидрослюда биотит-флогопитового типа, согласно результатам рентгеноструктурного анализа (дебаграммы природных выделений, два анализа; аналитик Н. И. Чернова).

² Каолинит и диккит в гранито-гнейсах описанных ниже осадочных породах и брекчиях диагностированы по данным рентгеноструктурного анализа (дебаграммы и дифрактограммы природных агрегатов, извлеченных из пор и прожилков, 30 отборки, аналитики Н. И. Чернова, Л. И. Баландина; дифрактограммы отмученной глинистой фракции пород, несколько десятков анализов, аналитик Л. И. Баландина). Диккит во всех случаях его нахождения установлен рентгеноструктурным анализом природных выделений (дебаграммы и дифрактограммы, шесть отборки).

ми, а в вышележащих трещиноватых пластах дальше от фундамента — прожилки каолинита и карбонатов по трещинам.

В измененных гидротермальными процессами гранито-гнейсах фундамента, в минерализованных тектонических брекчиях и в темных прослоях осадочных пород, находящихся в ореоле эпигенетического осветления, отмечаются повышенные по отношению к кларковым концентрации Mo, Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi.

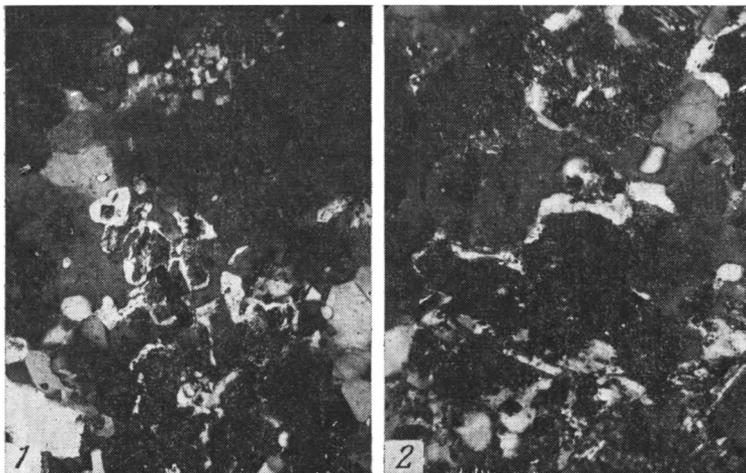
Особенности эпигенетического изменения гранито-гнейсов фундамента, тектонических брекчий и пород осадочного чехла. Гранито-гнейсы на эпигенетически минерализованном участке серые и розовато-серые, мелко- и среднезернистые тонкополосчатые, имеющие бластопорфировую структуру с крупными (до 1—3 см) вкрапленниками ортоклаза и микроклина. Породы щелочные с резким преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазами, местами грейзенизированные. Преобладают мусковит-биотит-турмалиновые и мусковит-турмалиновые разности с апатитом, рутилом, сфеном, цирконом, флюоритом. Процессами древнего выветривания эти породы изменены слабо (полевые шпаты слегка пелитизированы и серицитизированы, слюды не разложены), однако, по данным химического анализа, в самых верхних частях гранито-гнейсового массива, близ его поверхности, отмечается некоторое уменьшение количества щелочей. За пределами впадины в карманах линейных кор гранито-гнейсы сильно серицитизированы и каолинизированы. Измененные гипергенезом разности сидеритизированы (содержат мелкую вкрапленность зональных сферолитов и ромбоэдров сидерита, образованных в связи с седиментационно-диагенетическими процессами в покрывающих гранито-гнейсы осадочных пластах).

В зонах разломов, пересекающих невыветрелые гранито-гнейсы, последние осветлены, каолинизированы, гематитизированы, гидрослюдизированы. Измененные разности белесые (каолинизированные) или зеленовато-желтые и пятнистые грязно-зелено-розовые (гидрослюдизированные и гематитизированные разности). Полосы изменения гранито-гнейсов около разломов отличаются зональным строением: в более широкий ореол белесых пород с пятнистой или сплошной каолинизацией (первые метры — десятки метров) как бы вложена более узкая зона с гидрослюдизацией, окремнением и гематитизацией (десятьки сантиметров — первые метры). Гранито-гнейсы здесь зеленовато-желтые и пятнисто-розовые. Во внутренней кремнисто-гидрослюдистой зоне локализуются жилы и прожилки серого и сургучно-красного халцедоновидного кварца с тонкой вкрапленностью сульфидов (пирита, халькопирита) и гидрослюд, а также гидробиотит-кварцевые прожилки и гнезда с сульфидами и фиолетовым флюоритом.

Каолинизация гранито-гнейсов в зонах разрывов выражена образованием по плагиоклазам землистого практически изотропного каолинита в тесной ассоциации с тонковкрапленным пиритом и гидрогематитом. Они развиваются по мелкозернистым агрегатам кислого плагиоклаза, образуя характерные ящичные структуры псевдоморфного замещения (фиг. 2). Такие формы описаны Г. Т. Волостных [6] как признаки начальной гидротермальной аргиллизации гранитоидов.

Гидрослюдизация проявлена новообразованием мелкочешуйчатых гидрослюд типа гидромусковита в виде гнезд и микропрожилков, развивающихся преимущественно по трещинам сланцеватости гнейсирования. Новообразованные гидрослюды часто развиваются по предварительно каолинизированным участкам в оторочках вокруг каолинитовых псевдоморфоз по плагиоклазам и в виде самостоятельных тонких прожилков, секущих каолинизированные участки. С гидрослюдизацией тесно связано пятнистое окремнение. Микрзернистый кварц часто с гидромусковитом метасоматически замещает слюдисто-полевошпатовые полоски гнейсов.

На измененные этими процессами породы наложена вкрапленно-прожилковая минерализация, представленная мелкими гидробиотит-кварцевыми гнездами и микропрожилками с гидробиотитом (гидрослю-



Фиг. 2. Каолинизация в гранито-гнейсах
 Ящичные структуры псевдоморфного замещения плагиоклаза зем-
 листым каолинитом (1) и гидрогематитом (2) в гранито-гнейсах.
 Проходящий свет, $\times 72$ (1) и $\times 160$ (2) николи+

дой биотит-флогопитового типа), сульфидами, флюоритом, железистым карбонатом, а также кварцевыми жилами до нескольких сантиметров мощностью, содержащими вкрапления сульфидов и гидрогематита.

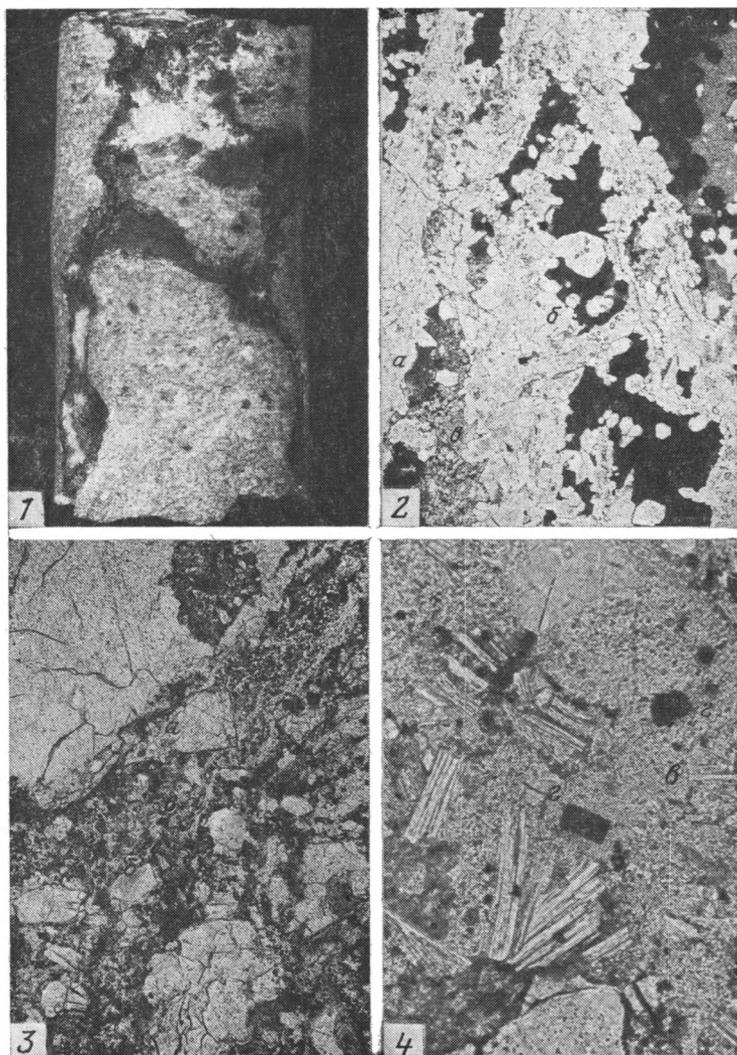
В зонах интенсивной трещиноватости и дробления гранито-гнейсов и амфиболитов, как правило, обнаруживаются более поздние новообразования снежно-белого землистого и крупночешуйчатого каолинита и диккита. При этом в измененных выветриванием и сидеритизацией гранито-гнейсах кровли фундамента каолинит и диккит в выделениях присутствуют вместе. В более свежих трещиноватых разностях новообразования представлены только диккитом.

Каолинит и диккит образуют гнезда и прожилки до 3—5 мм и более, выполняют поры и метасоматически замещают зерна полевых шпатов, участки гидрослюдисто-кремнистых метасоматитов, выделения раннего псевдоморфного землистого каолинита, а также сферолиты и ромбоэдры диагенетического сидерита, образовавшиеся в гранито-гнейсах в связи с диагенезом покрывающих их осадочных толщ. В выделениях развиваются сплошные чешуйчатые массы, розетки, червеобразные сростки чешуй каолинита и диккита. Практически всегда в ассоциации с ними находится пирит, который в виде тонкой вкрапленности рассеян в каолинит-диккитовых агрегатах.

Аналогичные описанным наложенные изменения наблюдаются в сидеритизированных гранито-гнейсах линейных кор выветривания за пределами распространения угленосных осадков. Крупночешуйчатый каолинит с вкрапленностью пирита, развивающийся здесь пятнами и прожилковидными зонками, метасоматически замещает гипергенные каолинит-серицитовые агрегаты, сферолиты и ромбоэдры диагенетического сидерита, являясь более поздними по отношению к коровым новообразованиям.

Те же эпигенетические изменения и новообразования развиты в тектонических брекчиях зон разломов, затрагивающих одновременно породы фундамента и осадочного чехла. Такие зоны вскрыты рядом буровых скважин, например, в разрезе Б на фиг. 1. Брекчии и милониты в этих зонах, состоящие из обломков гранито-гнейсов и осадочных пород, сильно осветлены и имеют желтовато-белую (гранитоидные) и белесо-серую (из обломков осадочных пород) окраску. Брекчии гранито-гнейсов обычно сцементированы перетертой массой, брекчии осадочных пород — весьма некрепкие, легко рассыпаются в керне.

Все брекчии интенсивно каолинизированы и пиритизированы. Брекчии гранито-гнейсов, кроме того, сильно гидрослюдизированы и окрем-



Фиг. 3. Эпигенетическая минерализация в тектонических брекчиях
 1 — кварц-пиритовые метасоматические прожилки с каолинитом и диккитом (белое) в брекчии гранито-гнейсов, натуральная величина; 2 — каолинит и диккит (а) в кварцевых прожилках (б) образуют облачные скопления во флюорите (в) и выполняют друзовые полости с пиритом (г), проходящий свет, $\times 160$, николи ||
 3—4 кристаллы флюорита (а) и карбоната (б) в прожилках каолинита и диккита (3) и гнезда диккита (в) с вкрапленностью пирита (г) среди обломочных зерен гидратированных слюд (4) в милонитизированном паттуме, проходящий свет, $\times 45$, николи ||

нены. Эпигенетическая минерализация имеет ясно выраженный метасоматический характер. Каолинит-гидрослюдистые агрегаты в гранитоидных брекчиях и милонитах развиваются главным образом по раздробленным полевым шпатам и тонкоперетертой милонитовой массе. Окремнение и пиритизация в них развиваются крупными (до нескольких сантиметров) пятнами, гнездами и по трещинам, замещая гидрослюдизированные участки (фиг. 3, а, б). Измененные породы пронизаны кварц-пиритовыми прожилками до 1,5—3 см мощностью, содержащими выделения светло-фиолетового флюорита, каолинита, диккита размером от долей миллиметра до 1—1,5 см. Встречаются кварц-флюорит-карбонатные и флюоритовые гнезда и прожилки, а в амфиболитах — флюоритовые гнезда и прожилки с зеленым и фиолетовым флюоритом. Тонкие прожилки темно-фиолетового флюорита пересекают крупные гнезда новообразованного пирита, являясь более поздними образованиями. Каолинит и диккит в прожилках находятся в тесной ассоциации с флюори-

том, образуя востки в нем, а также выполняют самостоятельные трещины. Выделения каолинита и диккита в трещинах содержат тонкую вкрапленность пирита.

В каолинизированных брекчиях из обломков осадочных пород пиритизация проявлена новообразованием крупных (до 3—5 см) сростков кристаллического пирита. В раздробленных паттумах встречаются гнезда и прожилки каолинита и диккита с вкрапленностью пирита и включениями кристаллов флюорита и карбонатов.

Диккит в зонах брекчий более распространен в брекчированных породах фундамента и милонитизированных паттумах базальных слоев осадочной толщи. Здесь он обычно встречается с флюоритом. Выше в раздробленных песчаниках и алевролитах отмечается только сплошная каолинизация пород, прожилки каолинита по трещинам и мелкие (0,5—2 см) гнезда новообразованного пирита (см. фиг. 3, в, г).

Каолинит и диккит в измененных гранито-гнейсах, амфиболитах и тектонических брекчиях зон разломов, по данным рентгеноструктурных анализов, отличаются высокой степенью кристалличности и совершенством структуры.

Эпигенетические изменения в проницаемых пластах основания осадочной толщи сходны с изменениями в фундаменте и тектонических брекчиях. Однако морфология новообразований определяется здесь главным образом поровой проницаемостью, и минерализация имеет преимущественно вкрапленный и гнездовой характер распределения.

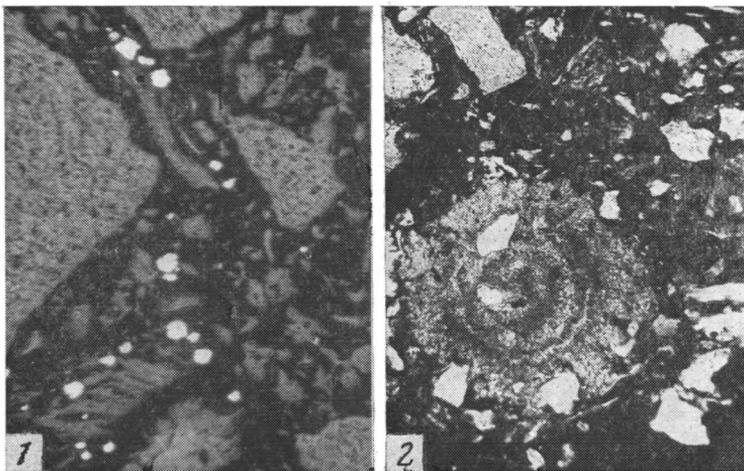
Нижняя часть осадочной толщи, где развивались эпигенетические изменения, сложена красно-бурыми и зелено-серыми паттумами, конгломератами, песчаниками, алевролитами вишневской свиты и серыми, зеленовато-серыми и черными паттумами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пропластками углистых пород и углей кызылтуской и узункольской свит. Состав пород в значительной мере определяется составом пород фундамента. В паттумах резко преобладает обломочный материал, происходящий из гранито-гнейсов и зелено-сланцевых толщ, слагающих ложе депрессии. В конгломератах и песчаниках содержится инородный материал: обломки кремнистых и эффузивных пород, слюдястых сланцев, кварца и др. Породы уплотнены. Цементы красноцветных и пестроцветных обломочных пород базальные и поровые землисто-чешуйчатые каолинит-гидрослюдистые (с аллотигенными гидрослюдами), каолинитовые и монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые (с аутигенными гидрослюдами), железистые со свободными гидроокислами железа. Красная окраска обусловлена накоплением в осадках глинисто-железистого материала перемытых кор выветривания и субаэральным диагенетическим окислением изначально сероцветных пластов. Зелено-серая окраска определяется постседиментационным оглеением пород. Цементы сероцветных обломочных пород поровые и базально-поровые землисто-чешуйчатые каолинит-гидрослюдистые, хлорит-каолинит-гидрослюдистые с монтмориллонитом и новообразованные каолинитовые с крупночешуйчатым каолинитом, иногда диккитом. Глинистые прослои того же состава. Темноцветные породы содержат значительное количество тонкого углефицированного растительного детрита (витринит, фюзинит).

Серые и пестрые оглеенные породы сильно диагенетически сидеритизированы и слегка пиритизированы. Они содержат мелкую вкрапленность зональных сферолитов и ромбоэдров сидерита, сгустки и тонкие пропластки микрозернистого сидерита. Около растительных тканей обычно встречаются скопления глобулярного пирита и мельниковит-пирита с вкрапленностью марказита, а в углистых прослоях — присыпки и корочки тонкокристаллического пирита по трещинкам. Зональные сферолиты иногда образуют скопления вокруг слюдястых обломков или выделений диагенетического пирита и марказита, формируя овальные сидеритовые стяжения размером до 1—1,5 см.

Все породы заметно литифицированы и по степени катагенного преобразования находятся в стадии начального — среднего катагенеза. Ка-

тагенетические изменения выражены уплотнением структуры пород, слабой гидрослюдизацией глинистых цементов и редкими новообразованиями гидрослюд и хлорита в порах. Угли по степени метаморфизма соответствуют марке БЗ-Д (начальный — средний катагенез).

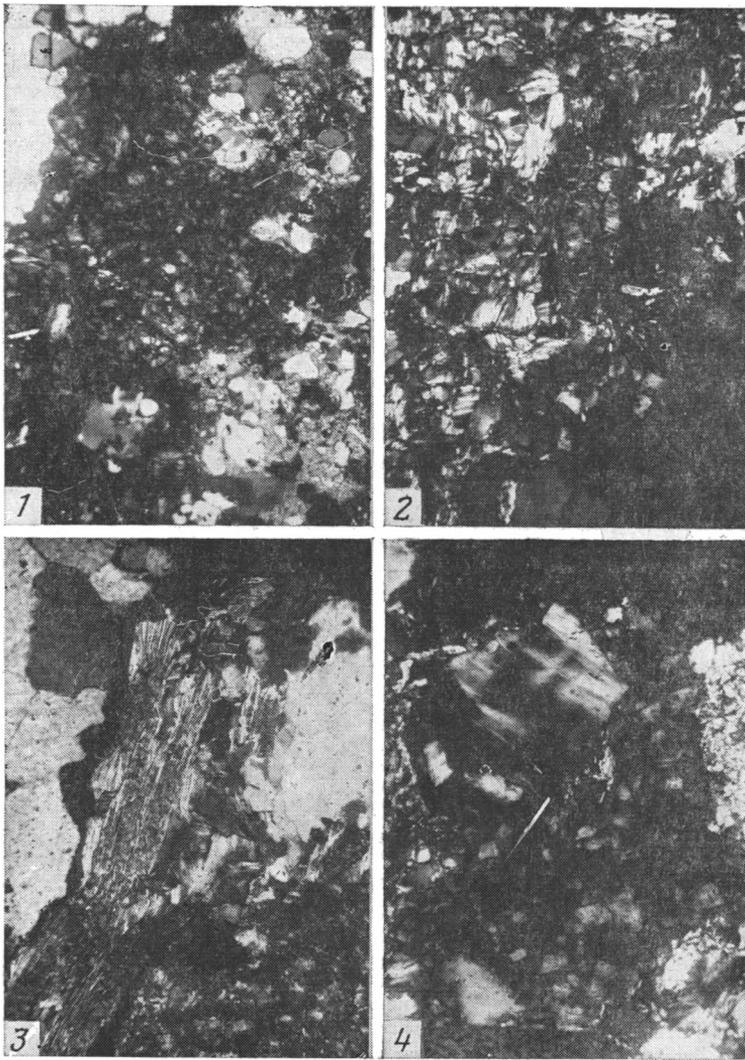
На преобразованные в диагенезе и катагенезе породы основания угленосной толщи наложены вторичные изменения: каолинизация, пиритизация, гематитизация, гидрослюдисто-кремнистые новообразования с пиритом и флюоритом и карбонатизация. Наиболее ярко проявлена каолинизация, вызывающая осветление и обеление пород. Ей сопутствуют пиритизация и гематитизация. Гидрослюдисто-кремнистое изменение, сопровождающая его сульфидная минерализация и флюорит устанавливаются только микроскопически.



Фиг. 4. Эпигенетические изменения в осадочных породах
1 — участок каолинизированного по цементу паттума (темное) с вкрапленностью пирита (белое), отраженный свет, $\times 80$; 2 — вторичные гидроокислы железа (темное) прокрашивают цемент паттума, проникая с периферии в тело неокисленного сидерита, проходящий свет, $\times 160$ николи II

Каолинизация широко распространена в проницаемых пластах базальных горизонтов осадочной толщи. Она развивается в красных, пестрых и серых паттумах, конгломератах, гравелитах и песчаниках, реже — в алевролитах, наиболее отчетлива в красноцветных породах. Первоначально темные красно-бурые и вишневые паттумы и песчаники на участках изменения становятся пятнисто-полосчатыми белесо-розовыми, голубовато-белыми, иногда с реликтовыми красными пятнами. Серые проницаемые пласты осветляются почти до белых. Каолинизация, как правило, сопровождается уменьшением плотности и увеличением пористости пород, местами они становятся совсем рыхлыми и легко разрушаются.

Обеление обусловлено густой вкрапленностью новообразованного крупночешуйчатого каолинита, находящегося в ассоциации с тонковкрапленным мелкокристаллическим пиритом (фиг. 4, 1). Последний образует также самостоятельные гнезда. Каолинит заполняет поры в гравелитах и песчаниках и образует выделения в глинисто-сидеритовом цементе, корродируя при этом соседние обломочные зерна полевых шпатов, кремнистых пород, кварца, мусковита, проникая в зерна по спайности и трещинам (фиг. 5). Иногда чешуйчатый каолинит полностью замещает обломки полевых шпатов, эффузивных и кремнистых пород, образуя по ним псевдоморфозы. В диагенетически сидеритизированных гравелитах и песчаниках он нарастает на зональные сферолиты сидерита, частично замещая их внешние оболочки. В сильнопористых сидери-



Фиг. 5. Эпигенетическая каолинизация в осадочных породах
 1—2 — новообразования крупночешуйчатого каолинита в порах песчаника (1) и гравелита (2) среди обломочных зерен, проходящий свет, $\times 72$, николи+;
 3—4 — чешуйчатый каолинит замещает обломочные зерна мусковита (3) и микроклина (4), проходящий свет, $\times 72$ (3) и $\times 160$ (4), николи+

тизированных песчаниках можно видеть соотношения каолинита, пирита и сидерита: пирит образует присыпки мелких кристаллов на сферолитах, каолинит выполняет поры породы, покрывая также сидерит вместе с присыпками пирита. Каолинизация сопровождается растворением зональных сферолитов и ромбэдров сидерита по отдельным центрам или полностью. При этом новообразования пирита и каолинита развиваются на скорлупках сидерита, как на целых индивидах.

Новообразованный каолинит, по данным рентгеноструктурных анализов, отличается высокой степенью кристалличности (коэффициент кристалличности 1,2—1,5), весьма совершенной структурой и аналогичен в этом отношении каолиниту из зон разломов фундамента.

Каолинизации (обелению) часто сопутствует интенсивная вторичная гематитизация (фиг. 4, 2). В красных, пестрых оглеенных и серых паттумах по периферии обеленных участков образуются кирпично-красные каймы шириной 2—20 см с резкой часто фестончатой белой с красным границей. В этих каймах породы резко обогащены гидрогематитом. Красные гидроокислы железа пропитывают цемент пород, обволакивая

при этом заключенные в них неокисленные сферолиты сидерита. Вторичная гематитизация обусловлена, вероятно, восстановлением и перераспределением окисного железа красных прослоев кислыми растворами и, возможно, изменением рН растворов, несущих собственное двухвалентное железо.

В темно-серых паттумах, песчаниках и углистых алевролитах, находящихся в контакте с каолинизированными пластами или залегающих среди осветленных пород, обнаруживаются признаки вторичного гидрослюдисто-кремнистого изменения. Мелкие сростки новообразованных гидрослюдов типа гидромусковита и гидробиотита встречаются в порах пород и сидеритовых стяжениях, сформировавшихся вокруг обломочных слюдов и диагенетических сульфидов. Гидромусковитом в стяжениях образованы мелкие самостоятельные гнездышки, а гидробиотит в тесной ассоциации с тонкозернистым кварцем, пиритом и фиолетово-черным флюоритом выполняет микропрожилки. Та же ассоциация развивается по тонким трещинкам в обломочных зернах кварца, локализуясь преимущественно по периферии этих зерен.

Соотношения новообразованных минералов в сидеритовых стяжениях позволяют установить, что выщелачивание, обычно сопровождающее каолинизацию, предшествует гидрослюдисто-кремнистой минерализации и образованию флюорита. Зональные сферолиты сидерита, здесь частично растворенные, стали пористыми, скорлуповатыми или пустотелыми. Во внутренней существенно сульфидной части стяжений среди зонально выщелоченных сферолитов находятся прожилковидные выделения новообразованного кварца, гидробиотита, пирита. По периферии стяжений между сферолитами сидерита в полостях растворения в тонких секущих сидерит трещинках образовались микродрозы фиолетово-черного флюорита.

В осадочной толще в эпигенетически измененных горизонтах основания и вышележащих пластах широко распространена более поздняя эпигенетическая карбонатизация (кальцитизация). Она развита в пронизываемых пластах различных пород, в том числе и каолинизированных, а также зонах тектонической трещиноватости, где крупнокристаллический кальцит выполняет секущие трещины шириной 0,5—2 см. В конгломератах, гравелитах и песчаниках новообразованный кристаллический кальцит заполняет всевозможные поры и пустоты, в том числе и возникшие при растворении сидерита в процессе каолинизации, развит пятнами пойкилокластической цементации. Характерная особенность кальцитизации — ее «агрессивный» характер по отношению ко всем составным частям пород: обломочному материалу, цементом, диагенетическим и эпигенетическим новообразованиям. Кальцит разъедает и местами полностью замещает обломки полевых шпатов, кварца, кварцитов, сгустки, сферолиты и ромбоэдры сидерита, новообразования крупночешуйчатого каолинита. В трещиноватых участках с прожилками каолинита он заполняет самые поздние трещины, секущие каолиновые прожилки.

Карбонатизация этого типа наблюдается также в гранито-гнейсах и амфиболизированных дайках фундамента в зонах трещиноватости и брекчирования и тектонических брекчиях гранито-гнейсов и осадочных пород, измененных эпигенетическими процессами. Кальцит метасоматически замещает каолинизированные и гидрослюдизированные породы, жильные минералы: кварц, флюорит, железистый карбонат, каолинит и диксит в раздробленных прожилках и также является самым поздним эпигенетическим образованием.

Последовательность эпигенетической минерализации в породах фундамента, брекчиях зон разломов и осадочной толще над ними идентична. Наиболее ранние изменения представлены метасоматической каолинизацией с пиритом и гидрослюдисто-кремнистыми метасоматитами. Последующая стадия проявлена прожилково-вкрапленной гидробиотит-сульфидно-кварцевой минерализацией с флюоритом и выполнением пор и трещин снежно-белым крупночешуйчатым дикситом и каолинитом.

Эпигенетическое минералообразование завершается метасоматической карбонатизацией и выполнением трещин кальцитом.

По зонам разломов эпигенетическая минерализация переходит из фундамента в осадочный чехол. Морфология минеральных новообразований соответствует физико-механическим свойствам вмещающих пород. В трещиноватых породах фундамента преобладают прожилковые формы минерализации, в брекчиях — прожилково-вкрапленные, в пронизываемых пластах осадочной толщи — вкрапленные.

Пространственные соотношения эпигенетических минералов, состав и последовательность минеральных ассоциаций указывают на единство процесса минералообразования, термальный восстановительный характер и кислотно-щелочную эволюцию минералообразующих растворов во времени. Кислотное выщелачивание, проявленное каолинизацией и наиболее ярко выраженное в осадочных породах, сопровождается растворением диагенетического сидерита, увеличением пористости и проницаемости пород и вторичной гематитизацией смежных участков.

Термальный характер процесса подтверждается данными определения температур гомогенизации и состава газово-жидких включений. В кварцевых жилах из грейзенизированных и гидрослюдизированных гранито-гнейсов установлены две группы включений. Более ранние (вероятно, домезозойские) с температурами гомогенизации 320—360°С и значительным количеством газовой фазы (40—50%) соответствуют, по-видимому, этапу грейзенизации. Поздние (мезозойские?) характеризуются температурами гомогенизации порядка 220—260°С и отличаются меньшим количеством газовой фазы. По времени образования они, вероятно, соответствуют стадии гидрослюдизации. В кальците из поздних карбонатных прожилков в породах фундамента и осадочного чехла также установлены две группы включений. Наиболее ранние из них характеризуются температурами 360—320 и 300—270°С³ и содержат около 30% газовой фазы. Более поздние включения гомогенизируются при 170—210°С и отличаются малым количеством газовой фазы (15%).

Процесс эпигенетического минералообразования в породах фундамента и угленосной осадочной толще по своим минералогическим особенностям и кислотно-щелочной эволюции растворов аналогичен гидротермальным изменениям аргиллизитового типа, проявленным в триасовых вулканитах Кушмурунского прогиба Тургая [16], и весьма сходен с типичными гидротермальными аргиллизитами, описанными Г. Т. Волостных [6], Б. И. Омеляненко [11, 12] и другими для низкотемпературных рудных месторождений. Близкие изменения наблюдались на флюоритовых гидротермальных юрско-меловых месторождениях Забайкалья [10]. Флюоритовая минерализация, как и в Карашиликской впадине, проявлена там в породах фундамента и в мезозойской вулканогенно-осадочной толще.

Таким образом, целый ряд особенностей эпигенетической минерализации (геологические условия проявления, в частности контроль тектоническими нарушениями длительного развития, однотипный состав и последовательность минеральных ассоциаций в фундаменте и осадочном чехле, комплекс элементов-спутников, термальный характер и признаки эволюции растворов, «сквозное» распространение эпигенетического процесса, элементы вертикальной зональности минерализации и др.) позволяет связывать ее с гидротермальными растворами, поднимавшимися по зонам разломов из фундамента.

Эпигенетическая минерализация в линейных зонах фундамента развивалась как наложенная на фоне измененных гипергенезом пелитизированных, гидрослюдизированных и сидеритизированных пород. В этом убеждают такие детали минерализации, как обратная коровой минералогическая зональность строения измененных зон (развитие гидрослюд,

³ Первые из прожилков с глубины 501 м (40 м и выше кровли фундамента), вторые с глубины 355 м (10 м и выше кровли фундамента).

кварц-сульфидно-флюоритовая и карбонатная минерализация по предварительно каолинизированным и пиритизированным породам), устойчивая ассоциация новообразованного каолинита и пирита, гематитизация внешних зон пиритовых включений, наличие новообразований флюорита и диккита в прожилках и гнездах среди каолинизированных пород фундамента и покрывающих слоев осадочного чехла. Они не характерны для каолинитовых зон коры выветривания. При разрушении флюорит-мусковитовых метасоматитов процессами выветривания в открытых и закрытых корах возникают совершенно иные соотношения минералов: кальцит, флюорит, слюды интенсивно растворяются [14]. Пиритизация в каолинитовых корах всегда бывает связана с какими-либо восстановительными процессами. Диккит в корах выветривания вообще не отмечается [7, 13, 15], однако он весьма характерен для гидротермальных условий [1, 6, 8, 9, 17, 18].

Что касается эпигенетической минерализации в осадочной толще, то отсутствие выраженных признаков инфильтрационного окислительного процесса в проницаемых пластах и зонах трещиноватости (хорошая сохранность (неокисленность) органического вещества, пирита и сидерита в каолинизированных участках), развитие эпигенетического процесса каолинизации в породах любого геохимического типа, наложение вторичной каолинизации с пиритом и карбонатизации на измененные гипергенезом и диагенезом коры выветривания пород фундамента и разрушение при этом сидерита свидетельствуют о принадлежности этих изменений к группе наложенных образований, сформированных процессами восстановительного эпигенеза. Вместе с тем нет оснований связать эти изменения с процессами восстановления подрусловыми потоками за счет органических кислот угленосной толщи. И прежде всего потому, что они наложены на уже измененные в диагенезе и катагенезе породы и развились в тектонических зонах позднемезозойской структуры участка. Многие особенности минерализации, в частности образование гидрослюд, пирита, флюорита и диккита вслед за каолинизацией, не свойственны этим процессам и в угленосных толщах не отмечаются.

1. Эпигенетические изменения в породах фундамента и в основании угленосной триас-юрской вулканогенно-осадочной толщи сформированы локальными процессами термального восстановительного эпигенеза. Они наложены на измененные выветриванием (в фундаменте), диагенезом и катагенезом (в осадочном чехле) породы.

2. Эпигенетическая минерализация (каолинизация, пиритизация, гидрослюдизация, кварц-сульфидная минерализация с флюоритом, диккитом и др.) контролируется тектоническими нарушениями, проницаемостью и восстановительными свойствами пород. Глинистые изменения по своим минералогическим особенностям относятся к группе гидротермальных аргиллизитовых метасоматитов, обычно развивающихся на низкотемпературных месторождениях около рудных тел. Обратная по отношению к коровой минералогическая зональность строения участков изменения, состав и последовательность эпигенетических минеральных ассоциаций, соответствующие кислотно-щелочной эволюции растворов, термальный характер минерализации, наличие новообразований флюорита и диккита отличают описанные аргиллизиты от гипергенных образований коры выветривания.

3. Данные о гидротермальной природе растворов, сформировавших эпигенетические изменения и кварц-сульфидно-флюоритовую минерализацию в гранито-гнейсах домезозойского фундамента и триасовой угленосной толще осадочного чехла, в совокупности с материалами о проявлении гидротермальной аргиллизации в триасовых вулканитах Кушмурунского прогиба показывают, что мезозойский этап тектоно-магматической активизации в Тургае сопровождался гидротермальной деятельностью. С триасовыми и юрскими процессами в Урало-Тургайской области могут быть связаны флюоритовые и низкотемпературные сульфидные гидротермальные месторождения.

Литература

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М. Госгеотехиздат, 1950. 956 с.
2. Бувалкин А. К. Палеогеография позднего триаса на площади Карашиликского угольного месторождения Тургайского прогиба.— Тр. ИГи АН КазССР, 1977, т. 36, с. 66—76.
3. Бунина М. В. Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба.— Тр. КазИМС, 1961, вып. 6, с. 28—46.
4. Бунина М. В. Триасовая и юрская системы.— В кн.: Геология СССР. Т. 34, кн. 1. М.: Недра, 1971, с. 197—238.
5. Бунина М. В. Тургайский бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 5, кн. 2, М.: Недра, 1973, с. 5—148.
6. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
7. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
8. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
9. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
10. Котов П. А., Лисицина Н. А. О сходстве между вертикальной зональностью в гидротермально измененных околожильных породах флюоритовых месторождений Забайкалья и в коре выветривания.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 657—659.
11. Омеляненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытки их систематизировать.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 152—162.
12. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 213 с.
13. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
14. Покровский П. В., Григорьев Н. А., Поташко К. А. Кора выветривания флюорит-мусковитовых метасоматитов.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. М.: Недра, 1968, с. 122—133.
15. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с.
16. Чесноков В. И., Григорьев В. В., Грязнов О. Н. Метасоматические формации в нижнемезозойских вулканитах Тургайского прогиба.— В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Ч. II. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978, с. 26—28.
17. Чухров Ф. В. О состоянии изучения глинистых минералов в СССР.— В кн.: Глинистых минералогические свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 3—21.
18. Чухров Ф. В. О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 4, с. 3—16.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
23.II.1981

УДК 552:144 : 552.57

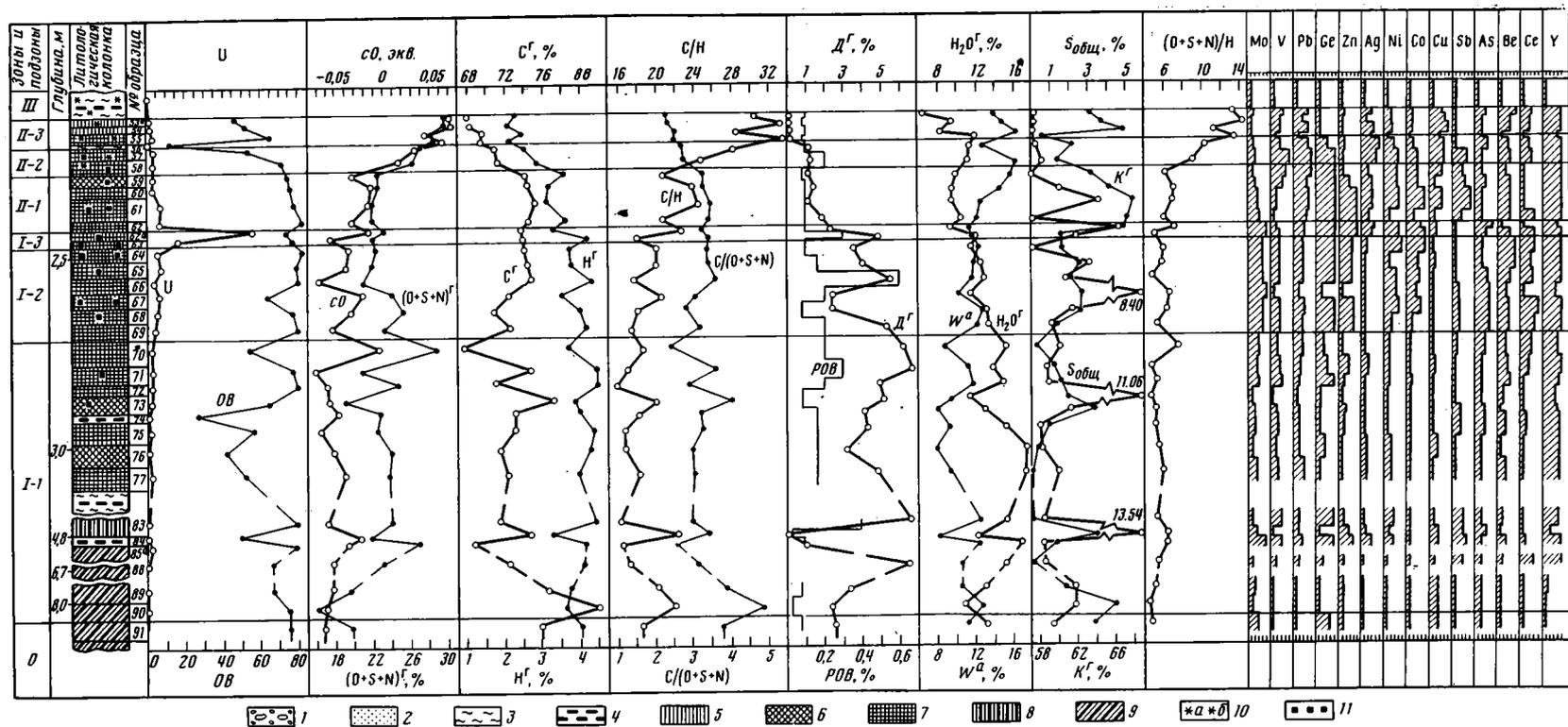
**РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ ОКИСЛИТЕЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ДРЕВНЕЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ УРАНО-УГОЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
БУРЫХ УГЛЕЙ****УСПЕНСКИЙ В. А., КИСЛЯКОВ Я. М.**

По комплексу аналитических методов изучены эпигенетические преобразования на урано-угольном рудопоявлении. Сопоставление полученной эпигенетической колонки с колонками однотипных рудных объектов позволило уточнить принципиальную схему окислительной эпигенетической зональности на урано-угольных месторождениях, выявить общие закономерности преобразования бурых углей и особенности распределения в профиле зональности урана и сопутствующих металлов.

Главнейшая особенность отечественных эпигенетических урано-угольных месторождений — наличие своеобразной рудоконтролирующей зональности, обусловленной развитием древних зон грунтового и пластового окисления в литологических гетерогенных средах [1, 3—5, 7—10]. Формирование зональности связано с инфильтрацией кислородсодержащих вод по проницаемым горизонтам угленосных толщ, выполняющих орогенные впадины. Зоны окисления, развитые в терригенных породах, имеют простое строение и состоят в общем случае из двух подзон: тыловой, более ранней, сформированной главным образом в мезозое и имеющей красную окраску, и передовой, более поздней, возникшей уже в кайнозое и представленной желтыми лимонитизированными породами. Иногда желтоцветное окисление отсутствует и ураноносные угли отделены от красноцветной подзоны вторично восстановленными обеленными (оглеенными) породами.

Менее отчетливы и более сложны для изучения эпигенетические преобразования в самих углях. Макроскопически такие преобразования, выраженные разрыхлением углей и появлением сажистых разностей, проявлены только в интервале 10—20 см от контакта с проницаемыми окисленными породами. На большем удалении эти преобразования внешне незаметны и фиксируются лишь по изменению химического состава углей. Поэтому изучение окислительной зональности в углях требует трудоемких аналитических работ. Для учета весьма существенной первичной неоднородности углей необходимо детальное послойное опробование, что часто сопряжено с определенными техническими трудностями. Кроме того, угольные залежи различных месторождений существенно различаются, что обуславливает заметные различия в составах и исходных и измененных углей. Именно поэтому для выяснения принципиальной схемы окислительной зональности в углях использованы материалы по трем сходным объектам. В качестве наиболее типового рассмотрим мелкое непромышленное рудопоявление урана, располагающееся в пределах одного из буроугольных месторождений. Окислительная зональность проявлена здесь в довольно однородных дюреновых углях, поэтому реальная эпигенетическая колонка наиболее близка к идеальной.

Ранне-среднеюрские отложения общей мощностью более 200 м представлены чередованием серых песчаников, алевролитов и глин, включающих мощную угольную залежь. Непосредственно выше углей залегает толща ярко-розовых, лиловых, реже белых алевролитов, глин и песчаников. По наблюдениям авторов, красная окраска эпигенетическая и обусловлена проявлением древнего грунтового окисления. К центру впадины



Фиг. 1. Эпигенетическая колонка урано-угольного рудопроявления

1 — гравелиты с галькой; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — углистые глины; угли: 5 — сажистые, 6 — фюзеновые, 7 — дюреновые, 8 — полосчатые кларено-дюреновые, 9 — полосчатые дюрено-клареновые; 10 — гидроокислы железа: а — красные, б — желтые; 11 — сульфиды железа

пестрые породы нижних горизонтов толщи сменяются серыми, типичными для всего угленосного разреза в целом. Зона окисления имеет подперерывный характер. Юрские угленосные отложения с размывом и угловым несогласием перекрываются континентальными красными породами позднего мела, морскими серыми образованиями палеогена и, наконец, красной молассой неогена.

На участке рудопроявления меловые отложения отсутствуют, и юрские угленосные породы, смятые в крутую антиклинальную складку, несогласно перекрыты пологозалегающими отложениями палеогена. Ядро складки сложено углями, крылья — перекрывающими их глинами и алевролитами. Наиболее высокие концентрации урана отмечаются в бурых углях, залегающих непосредственно под поверхностью несогласия. В крыле складки, где угли экранируются алевролито-глинистыми отложениями, содержания урана резко снижаются.

Детальное (по 2—5 см) послойное опробование (см. таблицу) позволило проследить основные особенности рудоконтролирующей зональности, изображенной на фиг. 1.

Нулевая зона. Представлена эпигенетически неокисленными безрудными углями. Угли бурые, низкой степени углефикации с высоким содержанием гуминовых кислот. В целом по месторождению преобладают слабопиритизированные фюзенолитовые угли. Проба 91 представлена крупнопосчататым дюрено-клареном. Средний состав угля, а также составы его крайних ингредиентов, встречающегося в подчиненных количествах чистого фюзена и плотного однородного кларена показаны в таблице. Содержание урана близко к кларковому.

Зона I. Представлена эпигенетически неокисленными минерализованными ураноносными углями. В эту зону входят полосчатые дюрено-клареновые и залегающие выше однородные дюреновые угли. По своему химическому составу ураноносные угли сходны с безрудными. Различие заключается лишь в содержаниях урана и количествах урановых минералов. По этому показателю выделяются три подзоны.

По большому числу опробованных интервалов установлены широкие колебания различных параметров, что отражает первичную неоднородность угольной залежи. Однако средние показатели по подзонам близки друг другу и составу углей нулевой зоны. Даже в самых верхних по разрезу пробах сколь-нибудь четких признаков эпигенетических преобразований углей не наблюдается. Средние данные и пределы колебаний показаны в таблице. Эти колебания зависят от зольности углей и соотношений между фюзеновыми и клареновыми ингредиентами, что отражает неодинаковую первичную окисленность исходных торфов. Высоким содержанием серы (4,75%) отличается проба 62а, характеризующаяся максимальной в данном разрезе концентрацией урана и обилием пирита.

Последовательное прогрессирующее увеличение содержаний урана вверх по разрезу явно отражает общую закономерность его распределения в профиле эпигенетической зональности. На фоне общего постепенного возрастания содержаний наблюдаются некоторые отклонения, обусловленные либо резким снижением общего количества ОВ (пробы 84, 76, 74, 70), либо изменениями в составе углей. В пробе 66 отмечаются сравнительно высокие содержания H^r , D^r и отношения $C/(O+S+N)$, что, вероятно, отражает уменьшение доли фюзена — ингредиента, являющегося наилучшим концентратом урана. В целом же корреляции между содержаниями урана и какими-нибудь параметрами углей не наблюдается.

Зона II. Представлена эпигенетически окисленными слабооруденными углями. Выделяются подзоны: II-1 — слабоокисленных углей с сохранившимися сульфидами железа; II-2 — умеренно окисленных углей, в пределах которой наблюдаются и реликтовые сульфиды, и новообразованные гидроокислы железа; II-3 — сильноокисленных углей, в пределах которой сульфиды полностью замещены гидроокислами железа. В пределах всей зоны в сторону окисленных терригенных пород наблюдается постепенное снижение количеств ОВ, C^r , H^r , D^r , W^a , S^a . Уменьша-

Результаты химического анализа углей

09

Зоны и подзоны	Пробы	Порода	ОВ	Wa	Sa	POB	Элементный анализ			Сухая перегонка, %			C/H	C/O+S+ +N	O+S+ +N*/H	Степень окисленности CO**
							СГ	НГ	(O+S+ H+)Г	H ₂ OГ	ДГ	КГ				
Рудопроявление																
III	Сборная	Углистый детрит	9,21	12,33	Следы	0,02	67,09	2,01	30,90	5,1	Нет	64,2	33,4	2,17	15,0	+0,083
	53 ^a	Уголь рыхлый сажистый	46,8	11,93	0,22	0,10	67,83	2,24	29,93	4,4	Следы	63,2	30,3	2,27	13,4	+0,966
	54	То же	51,4	12,82	0,21	0,08	68,29	2,06	29,65	7,5	»	64,5	33,2	2,30	14,4	+0,072
II-3	55	Уголь дюреновый	65,4	14,34	0,16	0,10	69,63	2,45	27,92	6,1	Нет	66,9	28,4	2,49	11,4	+0,045
	56	Алевролит углистый	11,4	7,13	Следы	0,08	69,63	2,08	28,29	10,1	»	58,3	33,5	2,46	13,6	+0,063
	Средняя		43,8	11,56	0,15	0,09	68,85	2,21	28,94	7,0	Следы	63,2	31,1	2,37	13,2	+0,061
II-2	57	Уголь дюреновый	53,0	10,55	0,29	0,10	70,82	2,52	26,66	9,4	1,1	61,4	28,1	2,66	10,6	+0,034
	58	То же	71,3	14,24	0,62	0,20	71,02	2,88	26,10	9,2	1,2	59,7	24,7	2,72	9,0	+0,016
	Средняя	»	62,2	12,40	0,46	0,15	70,92	2,70	26,36	9,3	1,2	60,5	26,3	2,69	9,8	+0,025
	59	»	73,9	13,74	Следы	0,08	74,02	3,57	22,41	7,9	1,1	63,4	20,7	3,28	6,3	-0,031
II-1	60	»	75,6	12,59	1,53	0,10	74,22	3,12	22,66	7,7	1,4	65,4	23,8	3,28	6,3	-0,12
	61	»	77,3	10,50	3,60	0,10	75,25	3,08	21,67	7,6	1,1	67,8	24,4	3,47	7,0	-0,15
	62	»	81,6	10,07	Следы	0,10	74,39	3,60	22,01	8,6	1,9	67,3	20,7	3,38	6,1	-0,034
	Средняя	»	77,1	11,73	1,30	0,10	74,47	3,34	22,19	8,0	1,4	65,9	22,3	3,36	6,7	-0,023
I-3	62 ^a	»	78,8	9,33	4,75	0,10	73,65	3,24	23,11	7,4	2,3	66,8	22,7	3,19	7,1	-0,014
	63	»	77,0	9,95	2,44	0,30	73,95	4,13	21,92	10,2	4,9	60,1	17,9	3,37	5,3	-0,056
	Средняя	»	77,5	9,64	3,59	0,20	73,80	3,68	22,51	8,8	3,6	63,5	20,3	3,26	6,2	-0,035
	64	»	82,9	10,35	0,08	0,10	74,13	3,70	22,17	9,6	3,5	60,4	20,0	3,34	6,0	-0,038
	65	»	79,3	9,86	3,07	0,16	74,32	3,71	21,97	10,6	4,0	62,1	20,0	3,38	5,9	-0,039
	66	»	80,0	9,70	1,97	0,60	74,88	4,30	20,82	10,9	5,3	61,2	17,4	3,60	4,8	-0,068
	67	»	63,5	8,18	8,40	0,20	72,45	3,54	24,01	9,4	2,5	62,5	20,5	3,02	6,8	-0,022
	68	»	77,6	11,35	2,33	0,08	70,95	3,95	25,10	11,3	2,4	62,3	16,0	2,83	6,4	-0,034
	69	»	79,9	10,32	1,31	0,20	72,62	4,17	23,21	11,6	5,3	59,8	17,4	3,13	5,6	-0,052
	Средняя	»	77,2	9,96	2,86	0,28	73,22	3,89	22,88	10,6	3,8	61,3	18,9	3,21	5,9	-0,042
	70	»	53,8	6,75	1,65	0,20	67,58	3,64	28,78	13,3	6,3	57,7	18,6	2,35	7,9	-0,002
	71	»	77,7	9,28	0,89	0,30	74,71	4,40	20,89	11,9	6,7	59,5	17,0	3,58	4,8	-0,072
	72	»	80,0	9,87	0,93	0,20	70,99	4,47	24,54	13,0	5,0	60,4	15,9	2,89	5,5	-0,059
	73	Уголь фюзеновый	60,5	7,25	11,06	0,08	77,17	3,84	18,99	9,4	5,1	61,0	20,1	4,06	4,9	-0,057
	74	Аргиллит углистый	26,7	5,89	2,17	0,16	73,11	4,20	22,89	11,1	4,2	64,0	18,3	3,19	5,1	-0,047
I-1	75	Уголь дюреновый	57,0	7,37	0,52	0,16	73,21	4,38	22,41	13,1	4,3	59,0	16,7	3,27	5,1	-0,065
	76	То же	42,6	5,97	0,62	0,16	71,69	4,27	24,01	15,5	3,2	58,2	16,8	2,98	5,6	-0,053
	77	»	52,1	7,47	1,55	0,16	72,36	3,92	23,72	15,6	4,9	54,3	18,5	3,05	6,1	-0,040

	83	Уголь клареновый	80,0	10,61	0,79	0,40	71,55	4,42	24,03	13,4	6,7	57,4	16,2	2,98	5,4	-0,059
	84	Аргиллит углистый	48,9	6,21	13,54	0,03	74,81	3,31	21,88	10,4	Следы	64,1	22,6	3,42	6,6	-0,023
	85 ^a	Уголь клареновый	75,9	10,61	0,73	0,10	68,78	4,14	27,08	15,1	1,1	59,9	16,6	2,54	6,5	0,033
	88	Уголь сажистый	66,5	8,46	0,76	0,30	72,56	4,17	23,27	13,3	6,6	55,8	17,4	3,12	5,6	-0,052
	89	То же	66,9	8,52	2,39	0,08	76,60	3,77	19,63	11,2	3,4	60,9	20,3	3,90	5,2	-0,052
	90	Уголь полосчатый	76,1	10,89	2,39	0,03	80,05	3,63	16,32	8,9	2,4	66,0	22,1	4,91	4,5	-0,060
	Средняя	То же	62,0	9,21	3,43	0,15	74,06	3,91	20,03	12,0	3,4	60,7	19,2	3,48	5,6	-0,046
	91	»	75,4	9,33	1,27	0,08	75,87	4,07	20,06	11,4	2,6	63,8	18,6	3,78	4,9	-0,062
0	91 ^a	Фюзен чистый	79,6	8,76	1,76	0,03	80,73	3,44	15,83	9,9	Следы	68,5	23,5	5,10	4,6	-0,054
	91 ^b	Кларен чистый	82,7	11,12	0,65	0,10	70,94	4,32	24,74	16,0	2,1	59,4	16,4	2,87	5,6	-0,05

Месторождение в приразломной грядке

III	Средняя (1)	Уголь детрит	1,2	12,11	0,75	Нет	65,71	1,45	32,84	6,5	Следы	63,8	45,3	2,00	22,6	+0,12
II-3	» (5)	Уголь фюзеновый рыхлый	66,5	11,95	0,39	0,003	73,22	2,58	24,20	7,0	Нет	61,2	28,4	3,03	9,4	+0,018
II-2	» (5)	Уголь фюзеновый	74,4	12,20	0,37	0,003	74,62	2,65	22,73	7,1	»	62,2	28,2	3,28	8,6	+0,008
II-1	» (4)	То же	71,9	9,76	2,51	0,02	79,58	3,17	17,25	9,1	Следы	62,9	28,1	4,61	5,4	-0,038
I-3	» (4)	»	71,1	7,84	5,91	0,02	78,01	4,09	17,90	12,9	0,3	59,4	25,1	4,36	4,4	-0,071
I-2	» (12)	»	74,2	8,10	3,85	0,03	78,31	4,31	17,38	13,7	1,6	57,6	19,1	4,51	4,0	+0,082
I-1	» (8)	»	76,8	9,10	1,35	0,05	76,96	3,77	19,27	10,8	1,0	63,0	18,2	3,99	5,1	+0,053
0	» (6)	»	76,8	9,41	2,22	0,03	77,82	3,65	19,53	10,3	0,7	64,7	20,4	4,20	5,0	-0,051

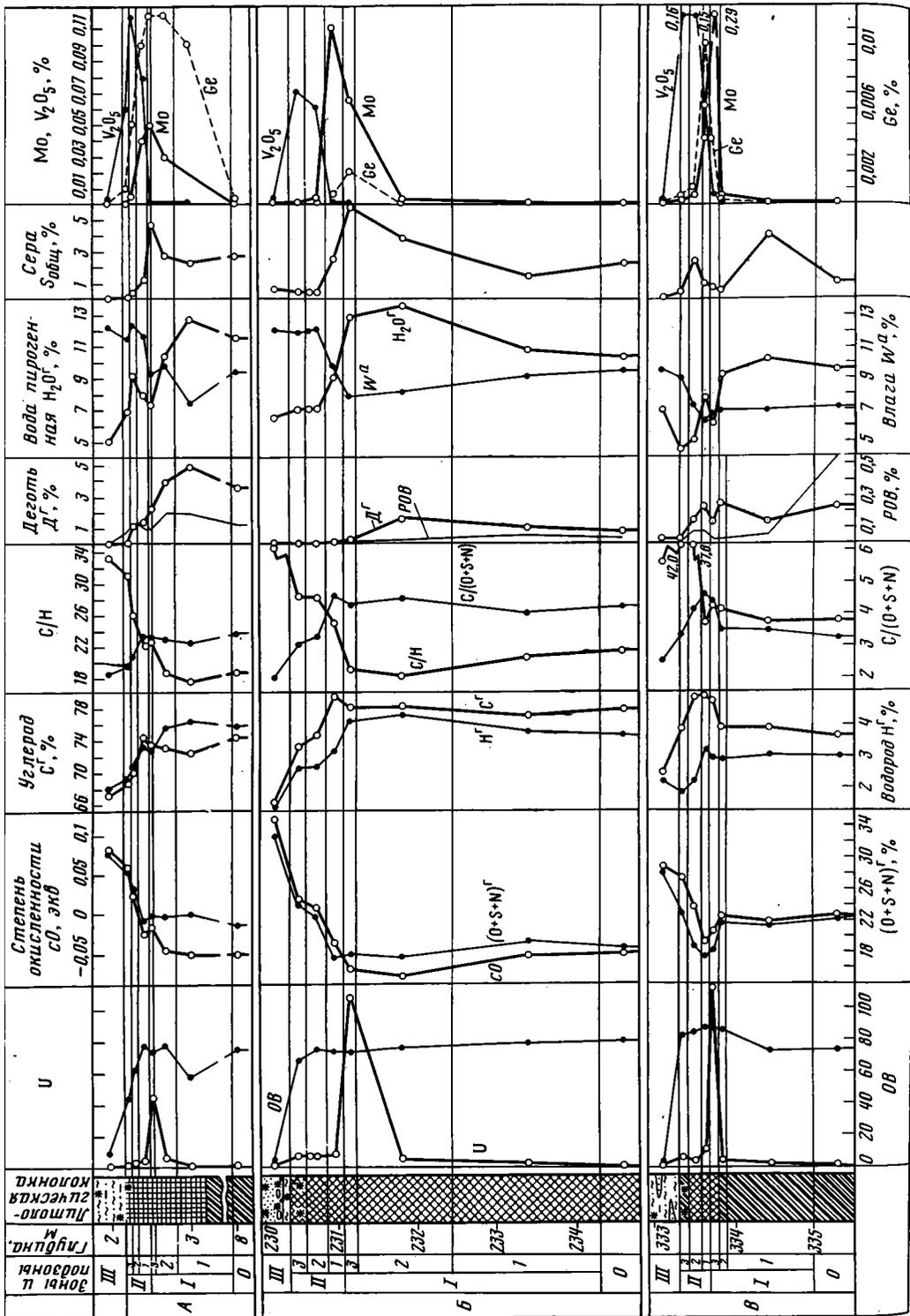
Месторождение в унаследованной мульде

III	» (3)	Углистый детрит	1,2	9,45	Следы	Следы	69,75	2,15	28,10	6,9	0,2	64,8	32,4	3,48	13,1	-0,059
II-3	» (4)	Уголь клареновый рыхлый	81,3	8,89	0,34	0,01	75,28	1,79	22,93	4,4	0,1	69,2	42,1	3,28	12,8	+0,043
II-2	» (4)	Уголь фюзеновый	83,5	7,10	2,36	0,07	79,21	2,14	18,65	5,0	1,4	70,1	37,0	4,25	8,7	+0,007
II-1	» (4)	То же	86,3	6,19	0,84	0,07	79,53	3,19	17,28	7,7	2,3	66,8	24,9	4,60	5,4	-0,039
I-3	» (5)	»	86,7	6,61	0,75	0,02	78,95	2,91	18,14	6,1	1,3	70,5	27,1	4,35	6,2	-0,024
I-2	» (4)	Уголь клареновый	95,4	6,81	0,49	0,02	75,41	2,84	21,70	9,2	2,5	66,2	26,6	3,47	7,6	-0,005
I-1	» (6)	То же	71,4	6,93	3,32	0,06	95,96	3,02	11,63	10,2	1,3	63,8	25,0	3,48	7,2	-0,013
0	» (17)	»	71,5	7,09	1,00	0,6	74,14	2,96	22,90	9,5	1,4	70,2	25,0	3,24	7,7	-0,004

Аналитики А. А. Денискина, Л. И. Кружкова

* Так как среди гетероэлементов ведущую роль играет кислород, данное отношение представляет собой по существу своеобразный кислород-водородный коэффициент, отражающий окислительные преобразования углей.

** Степень окисленности углей рассчитана по формуле $O = \frac{1/8(O+S+N)F - H^G}{1/8C^G}$, согласно которой все углеводородные соединения располагаются в едином ряду между значениями +1 (для CO_2) и -1 (для $CН_4$).



ется количество гуминовых кислот. По отношению к неизменным углям растут содержания гетероэлементов W^a . Относительный рост W^a свидетельствует об увеличении пористости. Увеличиваются $O, C/H, (O+S+N)/H$, уменьшается $C/(O+S+N)$. Наиболее показательные признаки эпигенетического окисления — снижение содержаний H^r и D^r , увеличение $(O+S+N)/H$ и C/H . Изменения других параметров (в том числе и степени окисленности — показателя, широко используемого геологами-угольщиками для характеристики первичной окисленности углей) становятся заметными лишь в подзонах II-2 и II-3. Практически неизменным остается K^r (см. таблицу). Это указывает на сохранность в углях органических веществ, способных к полимеризации.

По мере приближения к кровле угольной залежи параллельно с изменением первоначального состава углей происходит закономерное снижение содержаний урана. Постепенное последовательное уменьшение концентраций урана от прослоя к прослою местами несколько нарушается вследствие петрографической неоднородности угольной залежи. В одном случае (проба 56) резкое снижение урана явно обусловлено наличием «породного» прослоя и соответствующим уменьшением количества $ОВ$. В другом случае (проба 62) подобное «незакономерное» снижение предположительно объясняется уменьшением содержания фузенового ингредиента, о чем свидетельствуют невысокие показатели степени окисленности углей и C/H при сравнительно высоком содержании H^r и H_2O^r . В целом для зоны характерна достаточно четкая корреляция между концентрациями урана и параметрами, отражающими эпигенетическую окисленность углей. Чем выше эти показатели, тем ниже содержания урана.

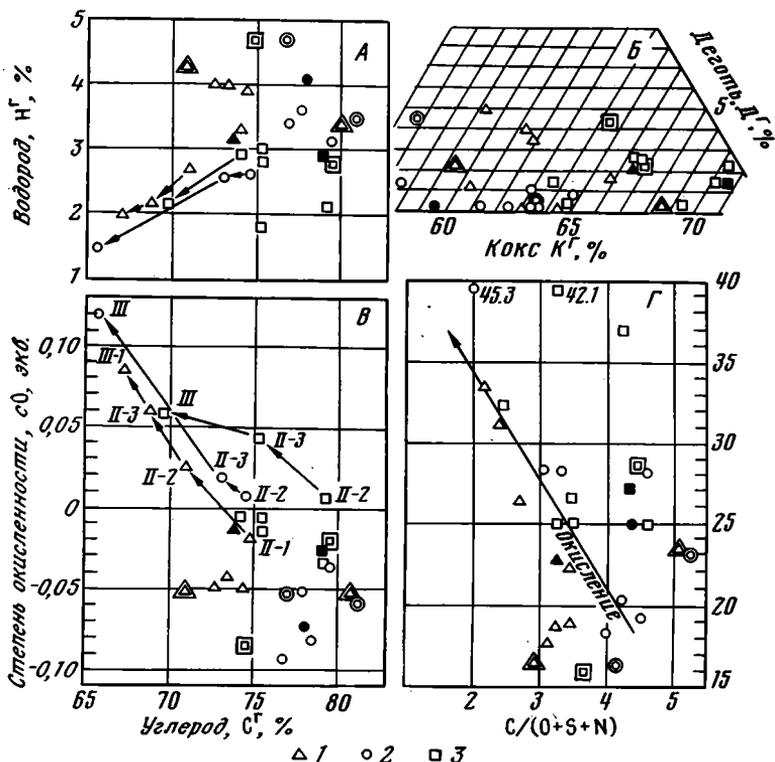
Зона III. Представлена эпигенетически окисленными терригенными породами — уплотненными розовыми глинами (2м), выше сменяемыми розовыми алевролитами. В этих породах отмечаются многочисленные псевдоморфозы красных гидроокислов железа по растительным остаткам и корневой системе растений, что подтверждает эпигенетичность розовой окраски. У контакта с углями глины оглеены и становятся светло-серыми белесыми. В них отмечаются редкие сильноокисленные сажистые углестые остатки, а по трещинам — налеты желтых гидроокислов железа, возникновение которых, вероятно, обусловлено современным поверхностным окислением.

В связи с формированием окислительной рудоконтролирующей зональности произошла заметная концентрация в углях не только урана, но и многих других металлов и прежде всего $Mo, Pb, Zn, Ni, Co, V, Ge$. На фиг. 1 представлены результаты спектрального анализа зольных остатков углей. Несмотря на низкую точность полуколичественных определений, вследствие обилия элементов со сходными спектрами поглощения общий характер распределения металлов устанавливается достаточно отчетливо. Интервалы максимальных концентраций различных элементов не совпадают друг с другом и различаются по своей мощности. Так, Cu, Ag, V, Pb, Sb концентрируются в основном в зоне окисленных углей, причем максимумы их содержаний в профиле эпигенетической зональности последовательно сменяют друг друга в порядке перечисления от тыловой ее части к передовой. Распределение Mo, Zn, Co, Ni, Ge, TR в основном напоминает распределение урана, но кривые имеют более сглаженную форму.

В целях разработки универсальной схемы эпигенетической зональности в углях на фиг. 2 произведено сопоставление описанной колонки с эпигенетическими колонками по двум урано-угольным месторожде-

Фиг. 2. Схематические эпигенетические колонки урано-угольного рудопроявления (А), месторождения в приразломной впадине (Б), месторождения в унаследованной мульде (В) с данными о средних содержаниях по подзонам
Условные обозначения см. на фиг. 1

ниям, одно из которых располагается в линейной приразломной впадине, другое приурочено к изометричной унаследованной мульде. На графике показаны средние значения по подзонам, вычисленные, как правило, на основании нескольких результатов. Бросается в глаза однотипность эпигенетических преобразований углей и близкая степень углефикации их исходных разностей. Во всех случаях рудоконтролирующая окислительная зональность проявлена в углях с низкой степенью



Фиг. 3. Классификационные диаграммы углистого вещества по результатам элементарного анализа и сухой перегонки

Средние значения по подзонам: 1 — рудопроявление, 2 — месторождение в приразломной впадине, 3 — месторождение в унаследованной мульде. Двойная обводка — пробы фюзенизированных и гелифицированных компонентов неизменных углей, черное — пробы с максимальными концентрациями урана

карбонизации, что характерно для всех инфильтрационных урано-угольных месторождений вообще. На фиг. 3 средние значения по подзонам вынесены на классификационные диаграммы. Анализ последних показывает, что исходные угли всех трех объектов относительно мало отличаются друг от друга. Наблюдается некоторое повышение степени карбонизации и выхода кокса в последовательности: рудопроявление → месторождение в унаследованной мульде → месторождение в приразломной впадине.

В процессе эпигенетических окислительных преобразований первичные различия в углях постепенно затушевываются и составы углей в конечном счете выравниваются. Однако, как видно из фиг. 3-В, первоначально эти изменения происходят как бы по параллельным линиям, унаследуя особенности исходного состава углей.

Числовые показатели, характеризующие составы углей, а также некоторые особенности распределения урана и элементов-спутников в конкретных эпигенетических колонках существенно зависят от первоначальной петрографической неоднородности угольных залежей. Так, на месторождении, локализованном в приразломной впадине, угольная залежь представлена чередованием шелковисто-матовых и полублестящих раз-

ностей. Угли гумусовые, фюзенолитовые. Они отличаются повышенной влажностью и зольностью. C^r в ОВ в целом немного, хотя и больше, чем в углях ранее охарактеризованного рудопроявления. Заметно меньше H^r , гетероэлементов, РОВ и особенно D^r .

В зоне окисленных углей наблюдаются те же изменения в составе ОВ, что и на рудопроявлении: уменьшаются содержания C^r , H^r и D^r , гуминовых кислот, РОВ, S^a , W^a , снижается $C/(O+S+N)$, увеличиваются содержания гетероэлементов и H_2O^r , повышаются с О, C/N и $(O+S+N)/H$. Содержание K^r не меняется (58—64%). Отмечается следующая особенность в распределении урана: в зоне окисленных углей наблюдаются довольно высокие его концентрации, причем содержания в отдельных прослоях и в среднем по подзонам примерно одинаковые. Закономерного их снижения при приближении к окисленным терригенным породам в данной колонке не наблюдается, хотя в целом для месторождения это достаточно характерно. Подобное отклонение в данном случае объясняется общим увеличением роли фюзена в кровле угольной залежи. Этим же обстоятельством, вероятно, обусловлены высокие содержания в зоне окисленных углей Mo, Ni, Co, Zn, в связи с чем кривые их распределения имеют более сглаженную форму. В целом же распределение подчинено ранее отмеченной закономерности: Mo, Zn, Ni, Co (а в данном случае и Ge) ведут себя аналогично урану; максимумы содержаний Pb, V, Cu, Ag смещены в зону окисленных углей. В этой же зоне отмечаются повышенные концентрации Se.

Для характеристики месторождения, залегающего в унаследованной мульде, использована колонка по скважине, недостатком которой является относительно небольшая мощность угольного пласта, вследствие чего эпигенетическая зональность распространяется и на подстилающие серые терригенные породы, содержащие лишь единичные прослои углей. Данные по этим прослоям и использованы для характеристики соответствующих подзон.

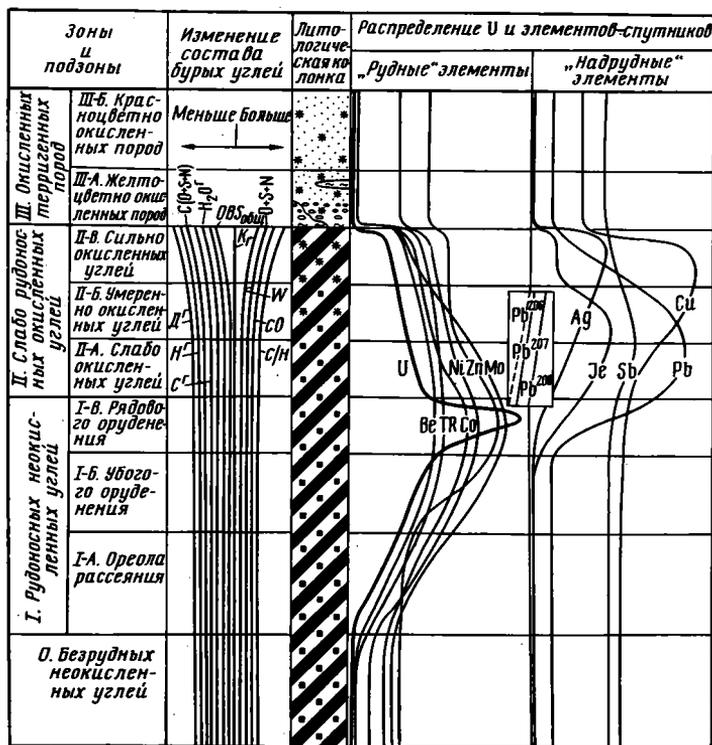
В целом угли этого месторождения отличаются довольно однородным петрографическим составом. Преобладают полублестящие и полуматовые разности с большим количеством фюзенизированных тканей. Однако в верхней части конкретной колонки роль фюзена резко возрастает, что существенно влияет на поведение всех параметров. Нулевая зона, подзоны I-1 и I-2 представлены плотными кларено-дюреновыми углями с большим количеством гелифицированного материала. По содержанию углерода в ОВ неизменные угли занимают промежуточное положение по сравнению с углями ранее охарактеризованных объектов, но вследствие низких содержаний H^r (менее 3%) степень их карбонизации (C/H) наибольшая.

Выше по разрезу развиты фюзеновые угли, в которых располагаются подзоны I-3, II-1 и II-2. Углететрографическая неоднородность залежи существенно осложняет кривые средних содержаний и отношений (см. фиг. 2). Тем не менее общая принципиальная картина эпигенетических преобразований углей остается неизменной. Основные изменения углей направлены в сторону их окисленности. При этом возрастает количество кислорода в органической массе и степень ее окисленности. Увеличиваются W^a (а соответственно и пористость углей), C/H и $(O+S+N)/H$. Содержания C^r , H^r , $C/(O+S+N)$, а также выход D^r и количество РОВ уменьшаются. Изменяются и цвета люминесценции последнего. Любопытно отметить, что в отличие от предшествующих эпигенетических колонок подзона I-3 характеризуется довольно низкими содержаниями S^a .

Как и в предыдущих случаях, распределение урана и элементов-спутников подчинено эпигенетической зональности. V, Pb, Cu, Y присутствуют только в окисленных углях. В них же эпизодически отмечается Se. Интервалы распространения Mo и Ge в принципе совпадают с подзоной I-3. Максимальные значения Ni и Co отмечаются в подзоне II-1, характеризующейся в данной колонке наивысшей сульфидностью. Отмеченные различия в распределении элементов несомненно обусловлены

литологической сложностью разреза и резкими изменениями в составе углей.

Сопоставление конкретных эпигенетических колонок трех рудных объектов, каждая из которых имеет свои особенности, позволяет наметить принципиальную схему эпигенетической зональности для древнеинфильтрационных урано-угольных месторождений (фиг. 4). Инфильтрационные процессы, протекавшие в угленосных толщах, сформировали



Фиг. 4. Принципиальная схема рудоконтролирующей эпигенетической зональности древнеинфильтрационных урано-угольных месторождений
Условные обозначения см. на фиг. 1

устойчивую эпигенетическую окислительную зональность, представленную в общем случае зонами: 0 — безрудных неокисленных углей; I — рудоносных неокисленных углей с тремя подзонами, различающимися по содержанию урана; II — слаборудоносных окисленных углей с подзонами слабого, умеренного и интенсивного окисления; III — окисленных терригенных пород с подзонами развития желтых и красных гидроокислов железа. Мощности отдельных зон и подзон отражают интенсивность и длительность рудообразующих процессов, что видно, в частности, из сравнения колонок рудопроявления и месторождений.

Сопоставление указанной зональности с окислительной зональностью, формирующейся в проницаемых сероцветных отложениях [1, 2, 11, 12], показывает, что в обоих случаях основная масса урана концентрируется в практически неокисленных породах на границе с зоной окисления. С известной долей условности зона III описываемой зональности может быть сопоставлена с зоной полного, а подзоны II-3 и II-2 — с зоной частичного окисления. Подзона II-1 соответствует подзоне «пробега».

Наличие зоны слаборудоносных окисленных углей — один из главных признаков инфильтрационного рудообразования в угленосных

залежах. Различия в исходном составе углей и степени их углефикации сохраняются и в зоне их эпигенетического окисления. Вместе с тем по мере эпигенетического преобразования углей наблюдается закономерное снижение количеств OB , C^* , H^* , POB , D^* , гуминовых кислот, S^a , H_2O^g , $C/(O+S+N)$, а также увеличение содержаний гетероэлементов, W^a , cO , C/H , $(O+S+N)/H$. Первоначальные различия углей несколько выравниваются. Наиболее чувствительными показателями окисления являются H^* и гетероэлементов, выход D^* , $(O+S+N)/H$, C/H и $C/(O+S+N)$.

Распределение урана и многочисленных элементов-спутников полностью подчинено эпигенетической зональности. В рудоносных неокисленных углях снизу вверх происходит прогрессирующее увеличение содержаний урана, а затем — после резкого спада на границе с зоной окисленных углей — постепенное их снижение. Кривая распределения урана имеет в профиле зональности асимметричный характер. Максимальные концентрации располагаются у контакта практически неокисленных углей с окисленными, на рубеже, разделяющем области преимущественного выноса и привноса этого элемента.

Специфическая особенность эпигенетических урано-угольных месторождений — концентрация многих рудных металлов, нехарактерных для обычных инфильтрационных месторождений, локализованных в терригенных породах. Помимо классической триады — U , Mo , Sc в углях концентрируются V , Ge , Pb , Zn , Cu , Ag , Ni , Co , As , в меньшей степени Be , TR . Некоторые из этих элементов (Mo , Ge , Ag), как и уран, могут представлять практический интерес. Часть сопутствующих металлов (Mo , Zn , Ni , Co , Ge , Be , TR) ведет себя в эпигенетической колонке аналогично урану, отличаясь от последнего лишь меньшими степенями концентрации и соответственно более пологими кривыми распределения. Другие элементы (Cu , Pb , Ag , Ge , V , Sb) тяготеют к более внутренним частям зональности, что, вероятно, обусловлено большей пористостью окисленных углей и их повышенной сорбционной способностью.

На распределение урана и сопутствующих элементов оказывает влияние петрографическая неоднородность конкретных угольных залежей. Так, при прочих равных условиях уран охотнее концентрируется в фюзеновых разностях, тогда как высокие содержания ванадия преимущественно отмечаются в сильногелефицированных углях. Последнее, по-видимому, как-то связано со способностью этого элемента образовывать металлоорганические соединения. Отмеченная А. К. Лисицыным [1] преимущественно шестивалентная форма нахождения урана в окисленных углях, вероятно, обусловлена присутствием уранил-органических комплексов (гуматов уранила?), способствующих частичному удержанию урана при процессах десорбции и разрушении его окислов.

Связь урановой минерализации с залежами слабометаморфизованных бурых углей, резкое снижение содержаний урана в породных прослоях (в том числе существенно обогащенных органическим веществом), даже расположенных в подзоне I-3, позволяют предполагать, что формирование древнеинфильтрационных месторождений данного типа происходило за счет слабоураноносных кислородсодержащих вод.

Литература

1. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования. М.: Атомиздат, 1980. 269 с.
2. Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Недра, 1970. 152 с.
3. Каширцева М. Ф., Успенский В. А. Геохимическая зональность в урано-угольных месторождениях. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (Тез. докл.). М., 1979, с. 56—57.
4. Кисляков Я. М. О двух главнейших типах древнеэпигенетических урановых месторождений мезозойского возраста. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докл.). М., 1979, с. 59—60.
5. Ковалев А. А. О полигенности уранового оруденения в угленосных отложениях. — Сов. геология, 1970, № 10, с. 59—70.

6. Месторождения урана и редких металлов. М.: Атомиздат, 1976. 285 с.
7. Некрасова З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях.— В кн.: Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957, с. 37—54.
8. Расулова С. Д., Столяров А. С. Пример расшифровки условий образования древнего инфильтрационно-эпигенетического уранового оруденения.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе, 1975, с. 180—181.
9. Столяров А. С., Расулова С. Д. Основные черты эпигенетических урано-угольных месторождений.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докл.). М.: 1979, с. 36—37.
10. Успенский В. А., Пеньков В. Ф. Роль углистого вещества в накоплении урана.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах (тез. докл.). Душанбе, 1975, с. 119—120.
11. Шмариович Е. М. Концентрация редких элементов, связанных с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. II. М.: Наука, 1970, с. 180—189.
12. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
14.IX.1981

УДК 552.578.3 : 552.54

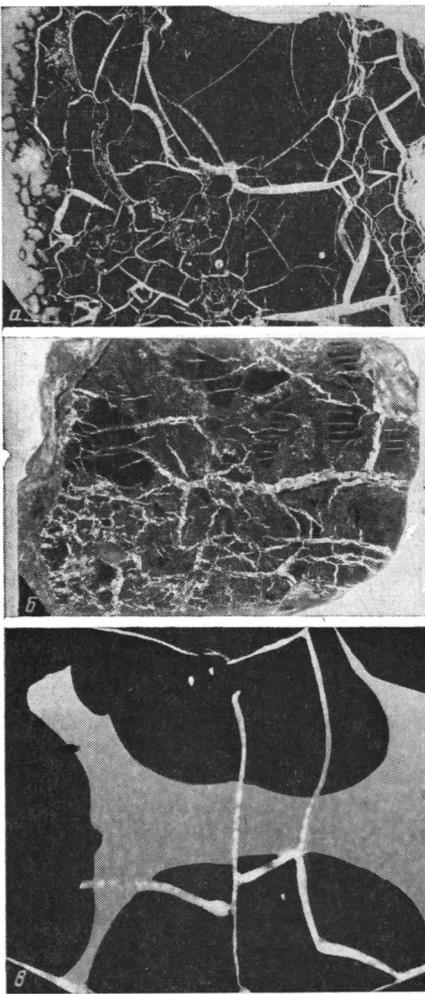
**ПРОЖИЛКИ УРАНОНОСНЫХ БИТУМОВ
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ
(морфология, строение, механизм образования)**

ПЕНЬКОВ В. Ф.

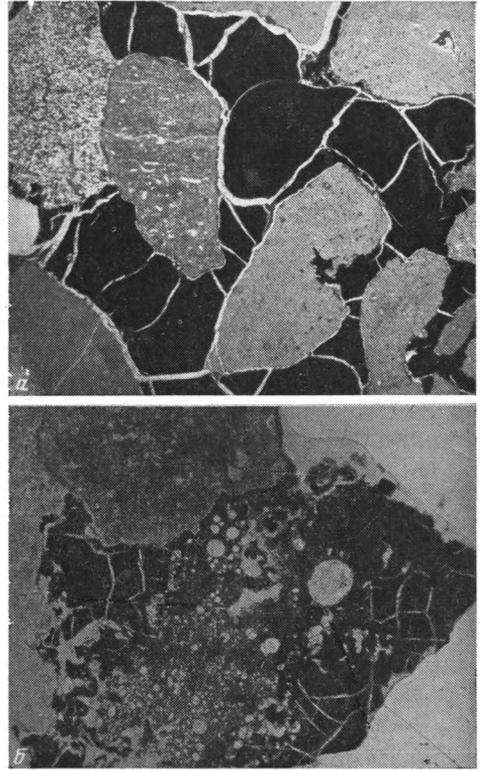
Приведены результаты систематического изучения морфологии и строения ураносодержащих и безрудных битумных и карбонатно-битумных прожилков. Показаны признаки образования таких прожилков из флюидной системы, близкой к углеводородно-водной эмульсии. Установлено, что избирательное отложение настурана в битуме происходило в основном почти одновременно с ним, очевидно, из дисперсионной (карбонатной) среды той же флюидной системы.

Детальное изучение урано-битумного оруденения у нас в стране началось по существу с тщательного минералогического исследования прожилков ураноносных битумов из карбонатных пород, которое провел А. И. Зубов [1]. Это описание по праву следует считать классическим. Однако почти с самого начала представлялось, что рассмотренные весьма сложные взаимоотношения твердых битумов с различными минералами невозможно свести лишь к выводу о наложении экзогенной урановой минерализации на безрудные твердые битумы с их изменением — осернением, как сделал А. И. Зубов. К сожалению, в дальнейшем исследователи уделяли мало внимания морфологии и строению подобных прожилков, пытаясь выявить их генетическую природу другими методами. Так, И. С. Оношко, Л. П. Семенова, Л. П. Заколюкин, А. В. Дубинина [3] пришли к выводу о возникновении урано-битумного оруденения в связи с двумя типами изменений пород: восстановительного ряда и выщелачивания термальными растворами, что основывается на результатах картирования эпигенетических изменений в карбонатных породах. А. М. Сергеева (согласно В. Г. Мелкову [2]) основное внимание уделяла стадийности минералообразования, причем ко второй стадии ею отнесены основные проявления твердых битумов, к третьей — их изменение, к пятой — отложение асфальтита, к шестой — нефтеподобных углеводородов. Все это представлялось автору весьма важным, но недостаточным для решения вопроса о генезисе таких проявлений ураноносных битумов. Поэтому он использовал предоставившуюся, наконец, возможность собрать при любезном содействии Л. П. Заколюкина и Б. Н. Шустова очень полную коллекцию, характеризующую морфологию и строение многих прожилков. В статье приведены основные результаты изучения более чем 150 пересечений прожилков (80 образцов).

В карбонатных породах наиболее развиты извилистые ветвящиеся прожилки с весьма изменчивой мощностью, облекающие угловатые обломки породы различных размеров и часто содержащие в переменных количествах мелкие обломки в местах своего раздува. Относительно редки прямолинейные мощные прожилки, в которых также встречаются обломки вмещающей карбонатной породы. Основу прожилков и цемента брекчии обычно составляет черный твердый битум, обладающий физическими свойствами керита. В прожилках битумное вещество выполняет почти всю полость трещины, а другие минералы проявлены в нем в резко подчиненных количествах в виде микропрожилков по трещинкам или в виде вкрапленности. Среди таких минералов преобладает карбонат (обычно кальцит), который присутствует практически во всех рудных прожилках. Он проявляется в виде тонких прожилков, развитых в тре-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Фрагменты прожилков битума
a — твердого безрудного битума (черное) с кальцитом (белое) в трещинках сокращения объема, увел. 3,5; *б* — твердого рудного битума (почти черное) с кальцитом (белое) в трещинках сокращения объема, увел. 1,5; *в* — неоднородное строение керитоподобного битума с трещинками сокращения объема, прох. св., увел. 60

Фиг. 2. Агрегаты кальцита и керита
a — обломки известняка (серое) сцементированы керитом (черное) и агрегатом кальцита и керита (пятнистое черно-белое), белое — кальцит, увел. 4; *б* — шарики кальцита (белое) в прожилке битума (черное), серое — порода, увел. 5

щинках сокращения объема битумного вещества (фиг. 1, *a*, *б*). Постоянство его пространственной ассоциации с твердым битумом, установленное в очень большом количестве прожилков, заставляет считать их принадлежащими к единому парагенезису, несмотря на эти признаки разновременности.

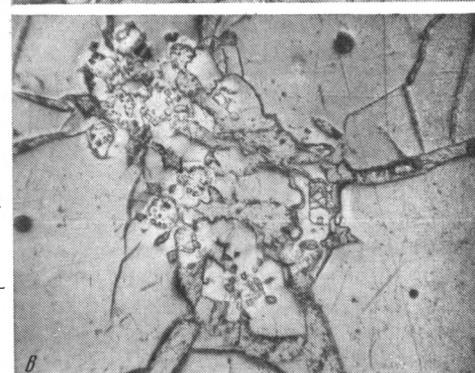
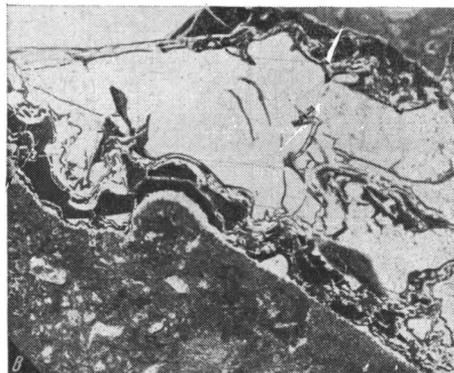
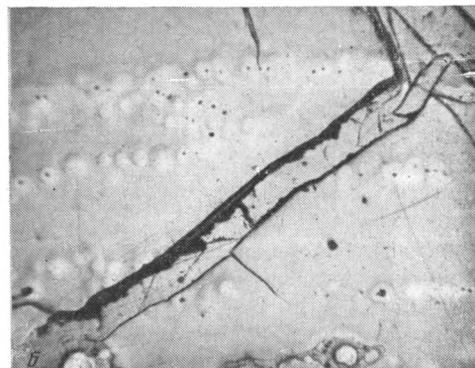
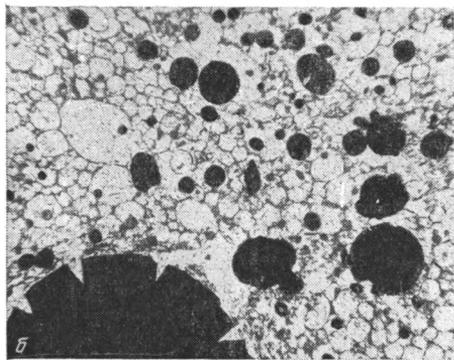
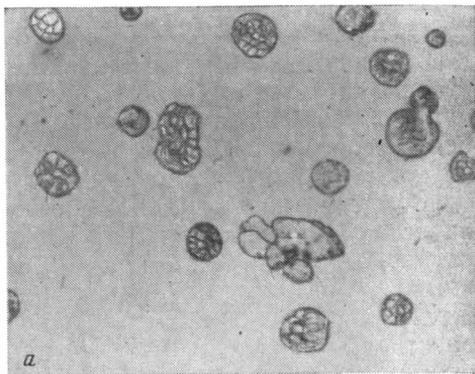
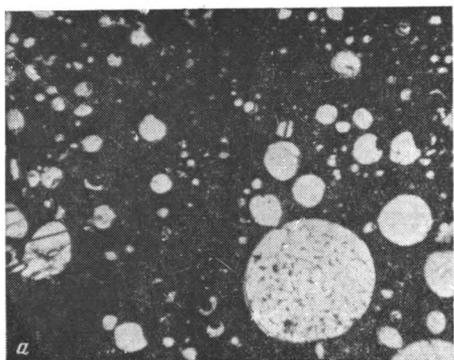
Контакты прожилков с вмещающей породой в большинстве случаев четкие, резкие, особенно если последняя имеет афанитовый или пелитоморфный облик. Однако иногда около прожилков отмечаются небольшие ореолы импрегнации и незначительного замещения породы тем же, но тонкодисперсным битумным веществом. В других случаях битумные прожилки не имеют непосредственных контактов с вмещающей породой, так как они оторваны от нее, а по контакту прошли трещинки, выполненные карбонатом и далее переходящие в обычные трещинки сокращения объема битумного вещества. Столь различные контакты: резкие, с

зонкой импрегнации, с метасоматической инъекцией, со срывом при затвердевании, характерны для прожилков, сложенных битумным веществом одного типа и находящихся в карбонатных породах близкого состава и структуры. Такое различие могло возникнуть прежде всего из-за каких-то локальных условий формирования каждого из прожилков, скорее всего из-за местных особенностей режима изменения температуры внутри них при затвердевании битумного вещества.

В битумных прожилках обычно не встречаются в существенных количествах какие-либо жидко-вязкие битумные вещества нефтяного характера, хотя их скопления довольно часто наблюдаются в других трещинах. Лишь изредка прожилки пропитаны такими веществами. Прожилки, судя по образцам, отобранным в очень большом количестве с разных горизонтов вмещающей толщи, находятся в трещинах, пересекающих карбонатные породы, в которых отсутствуют какие-либо зоны импрегнации нефтеподобных веществ. Очевидно, твердое керитоподобное вещество, составляющее основу прожилков, образовалось самопроизвольно, а не в результате вторичного преобразования какого-то другого, нефтеподобного, битумного вещества, прежде пропитывающего породу и выполняющего вмещающие трещины на месте возникновения прожилков. Более того, процесс образования такого керитоподобного битума непосредственно не был связан со вторичным изменением битумного вещества при отложении в нем рудной минерализации, поскольку в безрудных и рудоносных прожилках основу составляет одно и то же твердое битумное вещество. При образовании прожилков, очевидно, проявлялась двойственность поведения битумного вещества. С одной стороны, оно часто составляет почти сплошную массу в прожилках, четко ограниченных, с резкими контактами. Эти прожилки существенно не отличаются от монолитных прожилков, которые образованы обычными кристаллическими минералами, отлагающимися «сразу в твердом состоянии». С другой стороны, в прожилках твердого битума часто отмечаются признаки, указывающие на прежнее жидко-вязкое состояние их вещества. К таким признакам можно отнести следы вязкого течения — флюидальности, стремления приобрести сферическую поверхность, а также следы активного внедрения в поры вмещающей породы, иногда с ее частичным разрушением. Подобная двойственность поведения должна, наверно, указывать на то, что исходное битуминозное вещество несомненно присутствовало здесь в жидко-вязком состоянии, но оно должно было обладать значительно более однородными свойствами и составом, чем нефти, т. е. находилось в более «рафинированном» состоянии и могло весьма однородно реагировать на изменения внешних условий при образовании прожилков твердого керитоподобного битума.

В этот период во флюидной системе могли существовать условия и для какого-то эволюционного изменения исходного битуминозного компонента флюида, в результате чего иногда отлагался не один битум, а несколько его разновидностей в порядке понижающегося «метаморфизма» их вещества — уменьшения степени карбонизации. Об этом свидетельствуют взаимоотношения основного черного керитоподобного битума, с одной стороны, связанного постепенными переходами со своей бурой полупрозрачной разновидностью, с другой — развивавшегося по трещинкам в выделениях черного твердого битума, похожего на высший керит и низший антраксолит, с третьей стороны, содержащего в своих трещинках сокращения объема выделения цветных твердых битумов, занимающих промежуточное положение между низшим керитом и асфальтитом. В прожилках основу составляет только черный керитоподобный битум, а все остальные битумные вещества встречаются только в резко подчиненных количествах, не распространяются вне этих прожилков в виде самостоятельных выделений. Поэтому вполне реально отложение всех этих твердых битумов в одну стадию минералообразования.

Такая последовательность является выражением какой-то внутренней эволюции исходного битумообразующего компонента флюидной си-



Фиг. 3

Фиг. 4

Фиг. 3. Структуры затвердевшей эмульсии

a — шарики кальцита (белое) в битуме (черное), прох. св., увел. 40; *б* — включения керита (черное) в крупном кристалле кальцита, состоящем из зерен, прох. св., увел. 80; *в* — извилистые пленочные микропрожилки керита (черное) в крупных кристаллах кальцита (белое), серое — порода, прох. св., увел. 6

Фиг. 4. Рудные включения в битуме

a — включения карбоната с дисперсными выделениями рудных минералов в твердом битуме, отр. св., увел. 800; *б* — зонки измененного рудного битума (светло-серое) в массе безрудного битума (серое), в трещинке — кальцит, отр. св., увел. 40; *в* — карбонатно-битумные рудные включения (светло-серое) в месте разветвления микропрожилков кальцита (темно-серое), развитых по трещинкам в безрудном битуме (серое), отр. св., увел. 40

стемы в процессе возникновения таких битумных прожилков. Последовательное отложение битумов в порядке понижающейся карбонизации («степени метаморфизма») их вещества в течение одной стадии проще всего, наверное, объяснить постепенным изменением внешних условий. Вполне возможно, что из таких условий наибольшее влияние на процесс полимеризации и затвердевания могло оказывать постепенное понижение температуры. В связи с этим можно отметить, что и внутри

выделений одного из таких битумов иногда можно установить элементы той же последовательности. Так, внутри сплошных участков керитоподобного буроватого битума обнаружены микроучастки двух разновидностей, различающихся интенсивностью окраски. При этом темная разновидность образует более «идиоморфные» округлые микровыделения, между которыми находится светло-бурая разновидность битумного вещества (фиг. 1, в).

В битумных прожилках в цементе брекчии встречаются карбонатно-битумные участки, которые последовательно («фациально» — по протяжению прожилков или зонально — от зальбандов к середине) сменяют участки, сложенные сплошным битумом (фиг. 2, а, б). В них тонкие агрегаты кальцита и твердого битума имеют довольно регулярное ячеистое строение. Выделения битума образуют сетки с ячейками почти одинаковых размеров и формы, а посередине, внутри ячеек, находятся зерна кальцита, часто имеющие, как и ячейки, округлую форму (фиг. 3, а). При этом в соседних зернах кальцита часто наблюдаются хорошо выраженные чистые трещинки спайности одних и тех же направлений и одинаковое угасание в скрещенных николях. Поэтому они как бы принадлежат к единому, хотя и прерывистому сверхкристаллу. В подобных агрегатах твердый битум и кальцит образовались почти одновременно, поскольку при наложении на кальцит битумное вещество должно было бы развиваться по его трещинкам спайности. Кроме того, при подобном наложении не должны были бы образоваться агрегаты столь регулярного строения. Вполне возможно, что такие агрегаты битума и кальцита сформировались из единого малого объема флюида, т. е. из одной минералообразующей системы. Поскольку эти агрегаты сменяют массивный битум постепенно, можно прийти к заключению, что малые объемы флюида, из которого они отложились, и объемы флюида, из которых рядом образовался сплошной твердый битум, принадлежали к качественно различным частям единой флюидной системы.

Изучение карбонатно-битумных прожилков позволяет более детально выяснить некоторые основные свойства этой флюидной системы. В таких прожилках количественные и пространственные соотношения между кальцитом и твердым битумом могут быть самыми разнообразными. Состав и строение карбонатно-битумных прожилков зависит прежде всего от степени приоткрытия вмещающей трещины и относительного количества отлагавшегося битумного вещества. Так, если трещина была хорошо приоткрыта, а битума отлагалось немного, то образовывались прожилки крупнокристаллического кальцита с коркоподобными выделениями битума на контакте с породой. Около таких корок обычно отмечаются небольшие ореолы импрегнации породы тем же, но тонкодисперсным битумным веществом. В тех случаях, когда приоткрытие трещин было небольшим, но битум все же не полностью выполнил их полости, образуются его гнездообразные выделения, а оставшееся пространство заполнено карбонатом, который обычно хорошо раскристаллизован. В крупных кристаллах кальцита часто находятся многочисленные мелкие включения того же твердого битума, количество которых, а иногда и размеры постепенно уменьшаются по мере удаления от его гнездообразных выделений. Здесь срастания битума с кальцитом часто имеют весьма регулярное строение. Наиболее характерный из таких агрегатов представлен срастаниями очень крупных кристаллов кальцита, в котором рассеяны мелкие шаровидные частицы твердого битума (фиг. 3, б). В одном кристалле может быть много таких частиц (до 100). В свою очередь кристаллы кальцита часто состоят из множества округлых зерен с такими же размерами и формой, как у частиц твердого битума. В интерстициях между зернами развиты тончайшие пленочки битумного вещества. Представляется несколько странным, что каждое из таких зерен кальцита — самостоятельное микротело (так как имеет границы) и в то же время принадлежит к значительно большему кристаллу, являясь его составной частью, поскольку в его пределах совокупность зерен характеризуется однородным угасанием в проходящем свете

при скрещенных николях. Такие прерывистые «сверхкристаллы» кальцита могли образоваться только в случае существования во флюидной системе единого ориентирующего кристаллизационного поля, благодаря которому при зарождении и росте вполне самостоятельных мелких округлых зерен кальцита между ними, особенно на предкристаллической стадии, происходило активное взаимодействие, приводящее к весьма однородной ориентации их. С другой стороны, шарики твердого битума, которые «плавают» в таких «сверхкристаллах» кальцита, напоминают эмульсию дисперсных затвердевших углеводородных частиц в дисперсионной водной среде, но только раскристаллизованной в виде кальцита.

При образовании карбонатно-битумных прожилков полимеризующееся битумное вещество обладало более высокой скоростью отложения и, вероятно, значительной «кристаллизационной силой», поскольку в большинстве прожилков основная масса его отлагается несколько раньше карбоната, даже в тех прожилках, где последний преобладает. Пока не представляется возможным выяснить, насколько это определяется свойствами исходных углеводородных веществ и насколько — внешними условиями, при которых формируются такие прожилки. Но в некоторых случаях такая закономерность нарушается. Так, в отдельных прожилках твердое битумное вещество почти полностью выполняет хорошо открытые трещины, а кальцит здесь образовывал не только прожилки в трещинках сокращения его объема, но и крупные кристаллы, запечатанные в массе этого вещества. В таких кристаллах кальцита находятся многочисленные микропрожилки того же твердого битума, похожие на многократно изогнутые пленки, причем в этих пленках постоянно обнаруживаются следы вязкого течения — флюидалности. Признаки флюидалности устанавливаются и в сплошном битумном веществе. Направления флюидалности почти совпадают в сплошном битуме и в его выделениях внутри кристаллов кальцита. Поэтому можно предположить, что такие своеобразные карбонатно-битумные прожилки возникли при кристаллизации кальцита в полимеризующейся массе вязкого битумного вещества, причем развивавшиеся кристаллы способны были захватывать струи этого вещества и раздвигать их, выполняя освободившееся пространство. Сходное строение имеют прожилки, в которых зальбанды сложены твердым битумом, а средняя часть представляет собой агрегат очень крупных кристаллов кальцита, заключающих серии весьма прихотливо изогнутых пленочных микропрожилков того же битумного вещества (фиг. 3, в). Такие микропрожилки весьма изменчивы по мощности, непрерывны или разбиты на сегменты. В одном кристалле кальцита может находиться несколько таких микропрожилков, иногда расположенных почти параллельно и напоминающих струи пленки вязкого течения битумного вещества с признаками обтекания обломков породы. Микропрожилки не встречаются в интерстициях и трещинках спайности кристаллов кальцита. Поэтому очевидно, что они запечатывались в этих кристаллах в момент возникновения.

Из коллоидной химии [4] известно, что эмульсии стабилизируются особыми поверхностно-активными веществами — эмульгаторами. В концентрированных системах тип эмульсии определяется гидрофильно-липофильным (гидрофобным) балансом эмульгатора. Если баланс несколько сдвинут в сторону гидрофильности, возникает прямая эмульсия частиц углеводов в воде, а при сдвиге в сторону гидрофобности — обратная эмульсия капелек воды в углеводородной среде. В соответствии с этим скопления шариков твердого битума в крупных кристаллах кальцита можно принять за затвердевшую прямую эмульсию, а скопления шариков кальцита в твердом битуме — за затвердевшую обратную эмульсию. В то же время скопления пленочных микропрожилков твердого битума, запечатанных в кристаллах кальцита, можно посчитать за затвердевшую эмульсию промежуточного типа, которая, очевидно, сформировалась при гидрофильно-липофильной сбалансированности эмульгатора. Присутствие в прожилках затвердевших эмульсий разных типов должно, очевидно, свидетельствовать о нестабильных условиях существования эмуль-

сии и о возможности ее обращения, которое в коллоидной химии обычно достигается изменением молекулярной природы эмульгатора посредством химических реакций ионного обмена с различными реагентами.

Наибольшее распространение среди этих видов кальцит-керитовых агрегатов в прожилках получила затвердевшая прямая эмульсия сферических частиц твердого битума в кристаллах кальцита, имеющая и наиболее регулярное строение. Поэтому можно предположить, что прямая эмульсия жидко-вязких углеводородных частиц в карбонатном растворе, обладающая к тому же значительно большей подвижностью, чем обратная, являлась основой минералообразующего флюида, из которого могли отлагаться и сплошные массы твердого битума. Процесс образования микровыделений керита из эмульсии дисперсных жидко-вязких углеводородных частичек, очевидно, протекал в несколько стадий: слияние в крупные частицы, затвердевание, осаждение. Последовательность стадий могла быть различной: слияние + осаждение — затвердевание, слияние — осаждение — затвердевание, слияние — затвердевание + осаждение. Этот процесс, по-видимому, проходил при почти одновременной кристаллизации кальцита, которая хотя обычно и протекала после отложения основных масс битумного вещества, но могла начаться несколько раньше, опережая и тем самым подавляя процесс образования твердого битумного вещества на любой его стадии. Можно наметить два основных случая процесса образования керита в зависимости от того, происходило ли формирование его микровыделений благодаря соединению жидко-вязких или твердых частиц. В первом случае агрегация частиц будет идти более полно с их слипанием, причем в отложившемся веществе будут обнаруживаться признаки жидко-вязкого течения, сохраняющиеся и после его затвердевания. Во втором случае будет осуществляться неполное соединение твердых частиц и в образовавшихся таким способом зернистых агрегатах будут отсутствовать признаки жидко-вязкого течения вещества. Поскольку в прожилках керита почти повсеместно проявлены признаки флюидалности, можно заключить, что это битумное вещество затвердело в основном после отложения.

Рудная минерализация представлена главным образом тонкодисперсными выделениями настурана, скопления которых обычно находятся внутри карбонатных выделений в битуме (фиг. 4, а) и несколько реже непосредственно в битумном веществе в виде мельчайших микровкрапленников. Спорадически здесь встречаются дисперсные выделения различных сульфидов. Настуран обычно весьма избирательно приурочен к выделениям твердого битума и почти не встречается в карбонатной массе кальцит-битумных прожилков и рядом во вмещающей породе. Около рудных микровключений битумное вещество сильно изменено — содержит больше органической серы и имеет несколько большую отражательную способность. В ореолах такого изменения находится большее количество органической серы, указывая на превращение низшего тиокерита в высший. Слабые незначительные следы рудной минерализации встречаются в очень многих из прожилков, хотя концентрированное ее проявление характерно лишь для некоторых из них. Это, очевидно, указывает на почти постоянное присутствие небольших количеств рудного компонента во флюидной системе, из которой формируются прожилки твердого битума.

В собственно битумных прожилках рудные микровключения, сопровождаемые ореолами изменения битумного вещества, чаще всего неравномерно развиты по всей массе этого вещества с различной интенсивностью. В некоторых случаях скопления таких микровключений находятся в приальбандовых или средних частях прожилков твердого битума. В большинстве рудоносных прожилков относительное время образования рудных микровключений устанавливается по их соотношениям с различными микронарушениями сплошности твердого битума: с флюидалностью, связанной с жидко-вязким течением битумного вещества до основного момента его полимеризации, и с трещинками «усыхания», сокращения объема этого вещества при затвердевании. Основные

количества рудных микровключений образовались в битумном веществе в период, заключенный между этими двумя явлениями.

Скопления рудных микровключений, окруженных ореолами изменения битумного вещества, иногда образуют довольно протяженные цепочки, имеющие часто дугообразную форму, причем соседние цепочки расположены почти субпараллельно (фиг. 4, б). Иногда совокупность таких цепочек похожа на концентрически расположенные овалы. Несомненно, что при образовании таких цепочек рудное вещество распределялось по трещинкам отслоения вязкого битумного вещества, которые затем были им залечены. Трещинки сокращения объема битумного вещества занимают обычно секущее положение по отношению к таким цепочкам рудных микровключений и возникли, очевидно, после их образования в процессе затвердевания этого вещества. Иногда вместо цепочек в трещинках отслоения — флюидалности битумного вещества встречаются тончайшие прихотливо извилистые микропрожилки карбоната, содержащие очень мелкие выделения рудного минерала и окруженные ореолами изменения этого вещества. Такие микропрожилки прерывисты и разбиты на отдельные сегменты, между которыми не прослеживается вмещающая микротрещинка. Это указывает на частичное растаскивание микропрожилок карбоната и залечивание трещинок неполностью затвердевшим битумным веществом.

Известны и другие проявления рудных включений в твердом битуме, вне явной связи с трещинками сокращения объема. В одном из таких случаев скопления рудных включений неравномерно проявлены в битумном веществе в виде ветвящихся зон, состоящих из мелких пятен сложного строения. Участки битума с такими скоплениями пересечены ветвящимися микропрожилками кальцита, находящимися в трещинках сокращения объема. Рудные включения подобного строения отмечаются и в связи с трещинками сокращения объема битумного вещества, приурочиваясь к участкам их линзования, выклинивания и наибольшего разветвления. Изредка скопления рудных включений вместе с линзовидными микропрожилками кальцита, соединяют между собой более крупные карбонатные прожилки, также выполняющие трещинки сокращения объема (фиг. 4, в). Рудные включения здесь имеют не только более правильную округлую форму, чем в предыдущем случае, но и характеризуются более регулярным строением. Это выражается прежде всего в более закономерном расположении карбонатных частичек: они довольно часто располагаются либо в радиальных направлениях, либо по концентрикам, тем самым подчеркивая сферическую форму рудных включений, основу которых также составляет измененный битум, связанный постепенными переходами с безрудным.

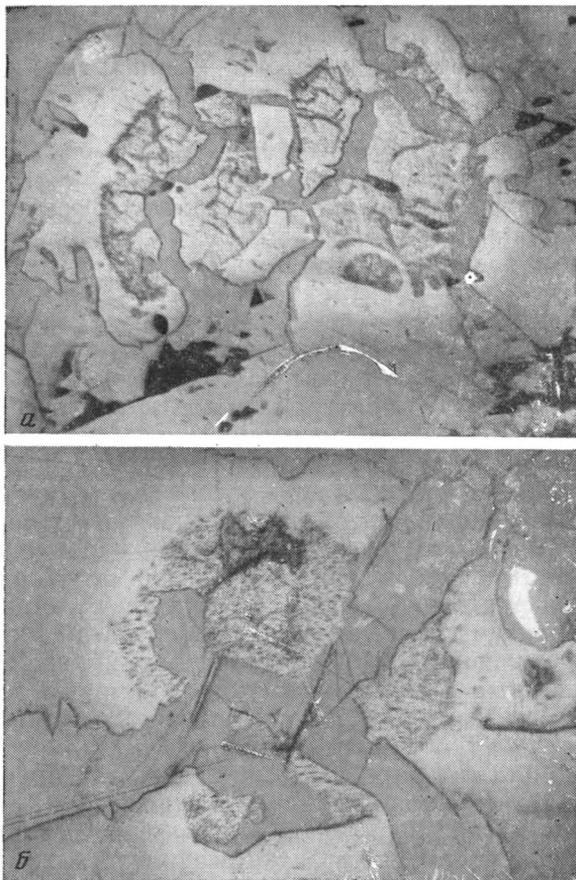
В таких рудных включениях тонкодисперсные выделения настурана приурочены к мелким частичкам карбоната в измененном битуме, как и небольшие скопления дисперсных выделений сульфидов. Несколько странным представляется механизм образования таких рудных включений в сплошной массе битумного вещества прожилок. Они связаны с карбонатными прожилками, формирующимися в трещинках сокращения объема основного безрудного битумного вещества при его затвердевании и несколько позже. Однако в образовании их несомненно принимало участие и само это вещество, поскольку измененный битум связан с ним постепенными переходами. Но такое участие могло быть возможным только в том случае, если битумное вещество еще не затвердело. Возникшее противоречие можно разрешить, только предположив, что в этот период основное битумное вещество было совсем не твердым и в нем могли образоваться относительно крупные трещинки сокращения объема, а более мелкие трещинки были «неспособны пробиться» через его еще «живую» массу и поэтому около них отмечаются и более сложные взаимоотношения между кальцитом и этим веществом. Поскольку при отложении вместе с карбонатом рудной минерализации происходило изменение битумного вещества — осернение, можно допустить, что изменяющийся благодаря взаимодействию с серой каких-то сульфидных

соединений битум быстрее затвердевал, чем основная масса битумного вещества. Поэтому-то он и был способен к образованию округлых выделений, поскольку сферическая форма — единственно возможная при свободном стягивании в процессе затвердевания аморфного жидко-вязкого вещества.

Сходный механизм образования могли иметь и иные сростания рудосносного кальцита и измененного битума, находящиеся также в местах выклинивания ветвящихся прожилков кальцита в трещинках сокращения объема. Эти сростания имеют вид «тневых» («пунктирных») кристаллов, нарастающих на карбонатные прожилки, в местах их изгибов или разветвления (фиг. 5, а, б). Такие «тневые» кристаллы очень часто хорошо огранены и состоят из сростаний твердого битума и кальцита. В строении их принимают участие выделения карбоната разных размеров и формы: отдельные сегменты самих прожилков и более тонкие ответвления от них, а также многочисленные мелкие изогнутые линзочки и тонкодисперсные вкрапления неправильной угловатой формы. Между всеми этими выделениями отмечаются постепенные переходы, причем более мелкие из них окружают в виде ореола более крупные выделения. Гранная форма «тневых» кристаллов определяется в основном распределением самих мелких выделений карбоната, рассеянных в массе битумного вещества. Битумное вещество изменено только в таких кристаллах и около них имеет большую отражательную способность, чем основная масса битума, вмещающего карбонатные микропрожилки и эти кристаллы. Однако между обоими битумными веществами устанавливаются постепенные переходы, что указывает на их принадлежность к единой генерации. Тонкодисперсная рудная минерализация рассеяна в мелких выделениях карбоната внутри «тневых» кристаллов.

«Тневые» кристаллы нарастают на прожилки карбоната довольно закономерно, часто заполняя пространство между их ближайшими сегментами в местах изгиба прожилков или разветвления. В некоторых из таких кристаллов отмечаются признаки решетчатого строения, выраженного в закономерном распределении тонкодисперсных выделений карбоната, возможно, являющихся непосредственным продолжением кристаллов, которые рядом слагают карбонатные прожилки. «Тневые» кристаллы могут характеризоваться различным совершенством граней. Наименее совершенные из них представляют собой просто изометрические ореолы правильной формы тонкодисперсных выделений карбоната, залечивающие «дефекты» в местах разветвления карбонатных прожилков. К образованиям, родственным «тневым» кристаллам, следует также отнести агрегаты карбоната и битума, напоминающие сферолиты (фиг. 6, а, б), и кольца Лизиганга, также встречающиеся в местах выклинивания и разветвления карбонатных прожилков в трещинках сокращения объема битума.

Возникновение в массе битумного вещества «тневых» кристаллов — агрегатов битума и карбоната — можно допустить только в том случае, если это вещество в тот период не было твердым и обладало способностью пропускать частицы карбонатного компонента флюида. При этом, как и в обычных минералообразующих средах, в нетвердом битумном веществе должны реализоваться условия для образования кристаллов кальцита, т. е. возникать какая-то упорядоченность в распределении проникших сюда частиц карбонатного компонента — какое-то кристаллизационное поле. Образование в последнем кристаллов кальцита происходило в процессе полимеризации и затвердевания битумного вещества, подавлявших развитие этих кристаллов. Благодаря одновременному изменению — осернению битума процесс его затвердевания протекал здесь значительно быстрее, чем в основной массе безрудного вещества. Поэтому происходили одновременно процессы образования кристаллов кальцита и твердого битума, конкурирующие и подавляющие друг друга. В одних случаях кристаллизация карбоната сначала могла осуществиться несколько быстрее полимеризации битума и в результате образовались «тневые» и сплошные кристаллы карбоната. В других же случаях

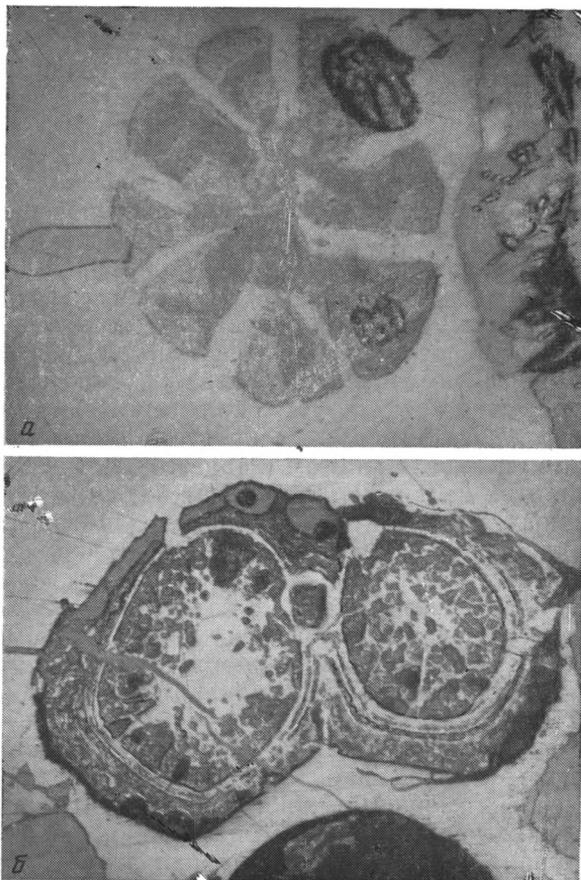


Фиг. 5. «Теневые» кристаллы

- a* — из кальцита (серое) и измененного битума (светло-серое) у разветвленных микропрожилков кальцита в безрудном битуме, отр. св., увел. 80;
б — начальная стадия развития «теневого» кристалла в «узле» микропрожилков кальцита в безрудном битуме, отр. св., увел. 80

сразу преобладал процесс полимеризации и поэтому «теневые» карбонатные выделения приобретали округлую форму, характерную для свободного отложения аморфного битумного вещества.

Рудная минерализация иногда связана и с более крупными прожилками кальцита, находящимися в трещинках сокращения объема битума. Она встречается внутри довольно мощных прожилков твердого битума, характеризующихся относительно высокими содержаниями оруденения в битумном веществе. В этих прожилках безрудный битум находится в виде реликтовых участков изометрической формы, заключенных в массивный битум. Здесь развита очень густая ветвящаяся сеть прожилков кальцита внутри трещинок сокращения объема, проявленных в основном в рудном битуме. Прожилки карбоната разной мощности имеют различные взаимоотношения с битумным веществом. Самые мощные прожилки пересекают массу рудного и безрудного битума. Более тонкие прожилки, ответвляющиеся от них, разделены на отдельные фрагменты, между которыми находится тот же основной твердый битум, но рассекающий, а местами и корродирующий такие фрагменты. Эти тонкие прожилки иногда переходят в линзовидные прерывистые и извилистые микропрожилки, обычно образующиеся в трещинках — следах вязкого течения битумного вещества, причем трещинки частично залечены этим веществом. Околорудное изменение битумного вещества наблюдается около цепочек вкрапленников, линзовидных микропрожилков и тонких



Фиг. 6. «Тенсвые» сферолиты
a — с лучами из измененного битума и его агрегата с кальцитом
 в неизменном битуме, отр. св., увел. 250; *б* — концентрического
 строения, в неизменном битуме, отр. св., увел. 320

прожилков, а для самых мощных прожилков карбоната оно не характерно.

Прожилки рудного битума отличаются от прожилков того же битумного вещества, но слаборудного или безрудного, прежде всего более густой и разветвленной сетью микропрожилков карбоната, находящихся в трещинках сокращения объема (см. фиг. 1, *a*, *б*), а также более интенсивным изменением битумного вещества — его осернением, связанным с этими микропрожилками. Такая особенность, наверное, обусловлена не только присутствием на месте возникновения рудных прожилков во флюидной системе значительно больших количеств рудного компонента и соединений серы, вызывавших изменение битумного вещества, но и более сильными напряжениями тектонической природы, которые испытывало здесь битумное вещество в период затвердевания. Следует подчеркнуть, что период затвердевания не представляется возможным считать стадией какого-либо эволюционного преобразования и стягивания скоплений нефтеподобных веществ в более локальные выделения керитоподобного вещества. Этот период является важнейшей стадией сравнительно быстрого преобразования в керитоподобный битум жидко-вязкого битумного вещества, заполнявшего трещины, т. е. по механизму формирования такие прожилки значительно ближе к прожилкам обычных минералов. Отложение карбоната и настурана, сопровождаемое изменением битумного вещества, в основном осложняет нормальный процесс формирования прожилков безрудного керитоподобного битума именно в период его затвердевания. При этом обычно отсутствуют признаки наложения на его микровыделения подобных прожилков карбоната с

настураном в более позднюю, послебитумную стадию минералообразования, хотя такое явление возможно в местах дополнительного привноса урана.

Таким образом, избирательное отложение настурана в микропарагенезисе с кальцитом, а иногда и с сульфидами в массе полимеризующегося и затвердевающего битума происходило в период, заключенный между двумя явлениями внутренней эволюции его вещества: возникновением следов вязкого течения — флюидалности и завершением образования трещинок сокращения объема. В одних прожилках рудная минерализация по времени больше тяготеет к более раннему, а в других к более позднему из этих явлений. Следовательно, в разных объемах рудообразующей флюидной системы не одновременно возникают условия для отложения рудных минералов. В парагенетических связях твердого битума и настурана, заключенного в его массе, отмечается значительное сходство: битум обычно ассоциирует с кальцитом, образуя иногда агрегаты типа затвердевшей эмульсии, а настуран часто находится внутри микровыделений кальцита. При этом устанавливается почти одновременное образование этих кальцитов: первый из них от структур затвердевшей эмульсии иногда переходит в трещинки сокращения объема битума, а второй от микропрожилков в таких трещинках постепенно переходит, например, в «теневые» кристаллы.

Поэтому, если парагенезис битума с кальцитом обусловлен их совместным отложением из единой флюидной системы, напоминающей углеводородно-водную эмульсию, то микропарагенезис настурана и кальцита может быть вызван их соосаждением при взаимодействии с битумным веществом из дисперсионной среды этой эмульсии — карбонатного раствора. Прямым подтверждением этому могут служить изредка встречающиеся агрегаты типа двойной затвердевшей эмульсии: в шариках битума, заключенных в крупные кристаллы кальцита, почти концентрически рассеяны включения кальцита с настураном. Избирательная концентрация настурана в битуме, который при этом сильно изменяется, указывает, очевидно, на необходимость взаимодействия между ураносодержащим компонентом флюида и углеводородным веществом. Вполне очевидно, что после затвердевания битума такое взаимодействие ослабевает и не может приводить к значительному эффекту дальнейшего накопления настурана. Остается пока невыясненным, какие из внешних условий препятствовали их активному взаимодействию на более ранних стадиях формирования битумных прожилков и при совместном нахождении в единой флюидной системе,двигающейся по трещинам. Нахождение урана в карбонатном растворе — дисперсионной среде флюида — указывает на возможность отложения из нее настурана и вне тесной ассоциации с твердым битумным веществом при условии существования во вмещающей толще каких-либо геохимических барьеров, необходимых для отложения урана в обычных гидротермальных условиях.

Литература

1. *Зубов А. И.* Ураносодержащие твердые битумы. — Геология рудных месторождений, 1960, № 5, с. 5—12.
2. *Мелков В. Г.* Предисловие к кн. Флоровской В. Н. и др. Диагностика органических веществ в горных породах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968, с. 251
3. *Оношко И. С., Семенова Л. И., Заколюкин Л. П., Дубинина Л. В.* Закономерности размещения и условия локализации урано-битумного оруденения в карбонатных породах. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докл.). М., 1979, с. 34—36.
4. *Фродрихсберг Д. И.* Курс коллоидной химии. Л., 1974, с. 351.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
19.V.1981

УДК 552.16

**ВЛИЯНИЕ СЛАБОГО МЕТАМОРФИЗМА НА Rb — Sr-СИСТЕМЫ
В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ****ГОРОХОВ И. М., ВАРШАВСКАЯ Э. С., КУТЯВИН Э. П., МЕЛЬНИКОВ Н. Н.**

В статье рассматривается проблема радиологического рубидий-стронциевого датирования слабометаморфизованных осадочных и вулканических пород. Особое внимание уделяется вероятным механизмам искажений исходных отношений Rb/Sr.

ВВЕДЕНИЕ

Важность прямого определения возраста седиментации и сопутствующей ей вулканической деятельности несомненна. Сравнительно недавно казалось, что Rb—Sr-датирование осадочных и вулканоогенных пород должно приводить к получению информации, имеющей непосредственное стратиграфическое применение. Однако в настоящее время получены достаточно убедительные факты [26, 29], свидетельствующие о том, что более поздние процессы, такие, как погружение, гидротермальная деятельность, тектоническая активность и слабый метаморфизм, во многих случаях ведут к нарушению Rb—Sr-систем в образцах осадочных и вулканоогенных пород. Тем не менее, если упомянутые процессы приводят к гомогенизации изотопного состава Sr в изучаемых образцах, появляется возможность определения их возраста. Поскольку эти возрастные данные могут оказаться полезными для понимания истории геологического развития того или иного региона, представляет интерес оценка степени преобразования минерального состава породы, приводящей к изотопной гомогенизации Sr в различных породах, а также масштаба такой гомогенизации.

Настоящая работа содержит некоторые примеры применения такого подхода к стратифицированным осадкам и вулканитам, претерпевшим метаморфизм низкой и очень низкой ступени [3], типичный для стабильных зон докембрия. Исследовались породы различного геологического возраста в диапазоне от раннего протерозоя до кембрия. Основная часть работы проводилась в районах, рассматриваемых как стратотипические для соответствующих подразделений докембрия СССР [15]. Для раннего протерозоя это — восточная часть Балтийского щита, для раннего и среднего рифея — Башкирский антиклинорий Южного Урала. Кроме того, были исследованы докембрийские метаосадки Дзирульского массива на Кавказе. Положение изученных пород в общей стратиграфической шкале дано в табл. 1.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Для каждой исследованной геологической единицы отбиралась серия образцов пород в целом весом 5—10 кг каждый. Расстояния между местами отбора варьировали от десятков метров до нескольких километров. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления. Измерения изотопного состава выполнялись на масс-спектрометрах МИ 1305 и МИ 1311. Осуществлялась цифровая регистрация данных. Все отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах вычислялись из опытов с добавлением стабильного индикатора и выражены относительно значения 0,7080 для стандартного карбоната Sr Массачусеттского технологического института. Анализы последнего на двух использованных масс-спектромет-

Положение изученных пород в общей стратиграфической шкале [15]

Зоны	Общие подразделения шкалы		Границы подразделений	Породы	
Фанерозой	Кембрий			Метаосадки Дзирульско-го массива	
	Прогерозой	Верхний	Венд	570±20	
?			680±20		
Рифей			Кудаш	700±25	
			Верхний	1050±50	
			Средний	1350±50	Машакские вулканиты
Нижний		Карелий	Нижний	1650±50	Бакальские метаосадки
				1900±100	
				2300±100	Печенгские метаосадки, Ятулийские метаосадки
				2600±100	Лехтинские вулканиты
		Архей			

Таблица 2

Содержание Rb и Sr и результаты изотопного анализа

№ образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Лехтинские вулканиты				
534-1	98,5*	63,0*	4,577*	0,8295*
534-2	92,5*	55,9*	4,852*	0,8381*
534-5	103*	49,0*	6,168*	0,8697*
534-6	102*	76,0*	3,919*	0,8172*
534-9	83,4*	94,6*	2,569*	0,7768*
534-10	108*	46,0*	6,910*	0,8895*
Ятулинские метаосадки				
1-Я	86,0*	30,7*	8,276*	0,9251*
2-Я	156*	20,7*	23,04*	1,2787*
3-Я	175	7,70	77,62	2,5353
4-Я	134*	16,0*	25,63*	1,3207*
5-Я	137*	20,4*	20,52*	1,2186*
6-Я	150*	5,69*	93,31*	2,9616*
7-Я	102	63,5	4,692	0,8309
8-Я	89,6	54,5	4,815	0,8369
Бакальские метаосадки				
124-1	164	42,0	11,48	0,8719
124-2	169*	23,0*	21,82*	0,9946*
124-3	157*	24,2*	19,28*	0,9730*
124-4	162	22,7	21,17	0,9755
124-7	150*	22,1*	20,08*	0,9712*
Машакские вулканиты				
117-3	172*	6,30*	86,47*	1,6824*
117-4	131*	5,29*	77,29*	1,5130*
121-2	101	44,2	6,714	0,8293
121-3	125*	13,8*	26,95*	0,9780*
121-5	130	115	3,296	0,7992

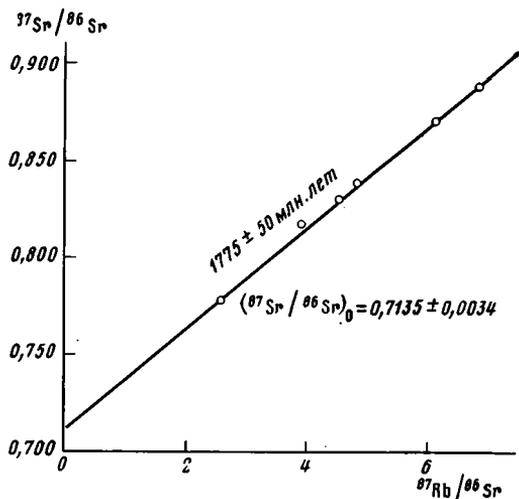
* Среднее из двух анализов.

рах дали средние значения нормализованных к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0,7082 \pm 0,0005$ (1σ) и $0,7081 \pm 0,0005$ (1σ). На основании параллельных анализов геологических образцов стандартные отклонения (1σ) для отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляли соответственно <1 и $0,2\%$. Возраст и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для серий когенетических образцов вычислялись полиномиальным методом наименьших квадратов [24] после нанесения данных на график в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Предполагались постоянные коэффициенты вариации по осям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Указанные в тексте и на графиках погрешности соответствуют стандартным отклонениям (1σ). Вычисленные и цитированные значения возрастов основаны на константах, рекомендованных Международной подкомиссией по геохронологии [39]. Часть полученных Rb—Sr аналитических данных опубликована ранее в статьях, посвященных геохронологии отдельных регионов [8, 10]. Остальные данные приведены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ

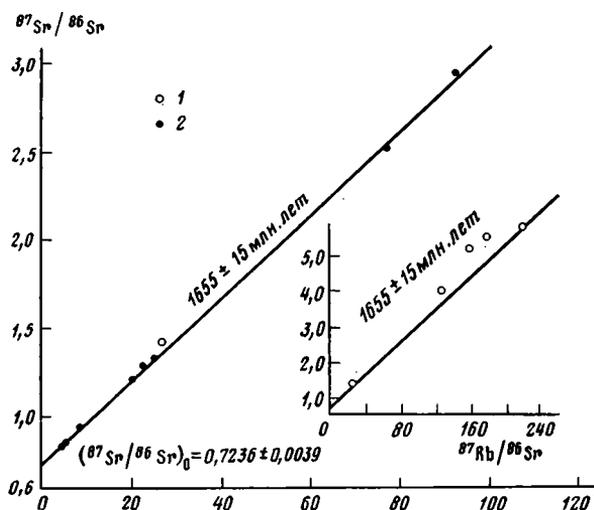
Лехтинские вулканиты. Шесть образцов кварцевых порфиров были отобраны в районе оз. Косое на западном побережье Белого моря с площади около $0,3 \text{ км}^2$. Породы имеют отчетливую порфировую структуру. Основная масса сложена ассоциациями: кварц + серицит + биотит + + хлорит ± эпидот ± кальцит, а вкрапленники — ассоциацией: кварц + серицит + плагиоклаз + + калиевый полевой шпат + + кальцит. Линия регрессии (фиг. 1) соответствует модели III Макинтайра [33] и определяет возраст 1775 ± 50 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7135 \pm 0,0034$ и среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО), равном 3,51. Сопоставление вычисленного значения возраста со значением 2410 ± 45 млн. лет, полученным U—Pb-методом по цирконам из этих кварцевых порфиров [19], указывает на практически полную перестройку Rb—Sr-систем в проанализированных образцах 1775 ± 50 млн. лет назад. Перестройка происходила, вероятно, в то время, когда часть минералов, образующих вкрапленники, и все первичные минералы основной массы кварцевых порфиров замещались низкотемпературными ассоциациями, включающими серицит, хлорит, эпидот и кальцит. На существование в этом районе 1775 ± 50 млн. лет назад некоторого геологического события указывают и результаты других геохронологических методов. Изотопный анализ Pb, выделенного из образца кварцевого порфира методом фракционной возгонки [16], привел к возрасту $1880 \pm \pm 140$ млн. лет. K—Ar-возрасты биотитов из вулканитов и сланцев того же стратиграфического уровня составляют 1650 — 1800 млн. лет [7].

Ятулийские метаосадки. 13 образцов слюдястых, кварцево-слюдястых и полевошпатовых сланцев были взяты из нижней и средней толщ ятулия в районе оз. Сегозеро и из верхней толщи в долине р. Кумса (Карелия). Места взятия образцов разделены расстояниями от десятков метров до нескольких километров. В переслаивающихся со сланцами кварцито-песчаниках установлены метаморфогенные минеральные ассоциации: кварц + мусковит + хлорит + кальцит и кварц + мусковит + биотит + хлорит ± андалузит. В богатых Ca породах встречается пренит [23]. Учитывая пределы стабильности пренита и андалузита [3], можно пред-



Фиг. 1. Эволюционная диаграмма для лехтинских вулканитов

полагать, что метаморфическое преобразование ятулийских пород происходило при температуре около 400° С. Точки образцов сланцев верхней толщи (фиг. 2) образуют эрохрону, соответствующую модели IV Макинтайра; с возрастом 1655 ± 15 млн. лет и пересечением $0,7236 \pm 0,0039$ при $СКВО = 3,65$. На той же фигуре нанесены точки образцов нижней и средней толщ, аналитические данные для которых приведены в работе И. М. Горохова и Э. К. Герлинга [8]. Эти точки, за одним исключением, лежат выше линии регрессии, и для соответствующих образцов могут



Фиг. 2. Эволюционная диаграмма для ятулийских метаосадков 1 — сланцы нижней и средней толщ; 2 — сланцы верхней толщ; прямая регрессии проведена через точки образцов сланцев верхней толщ

быть вычислены модельные возрасты, находящиеся в интервале 1650—2000 млн. лет.

Возраст 1655 ± 15 млн. лет ниже изохронных Pb—Pb-возрастов ятулийских метаосадков 2080—2300 млн. лет [13, 38] и U—Pb-возрастов цирконов и сфенов из прорывающих ятулийские кварциты диабазов 2160—2250 млн. лет [19, 37]. Ясно, что он соответствует не времени осадконакопления, а времени более позднего события. Это событие фиксируется также результатами (1560—1810 млн. лет), полученными K—Ar-методом для других ятулийских пород [7]. Наклон линии регрессии в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для образцов слюдисто-сульфидного цемента ятулийских конгломератов, проанализированных Е. В. Бибиковой и др. [2], отвечает возрасту около 1720 млн. лет (О. А. Левченко, устное сообщение). Очевидно, что полученное Rb—Sr-методом значение 1655 ± 15 млн. лет может быть интерпретировано как время возникновения в осадочных породах упомянутых минеральных парагенезисов, отвечающих условиям метаморфизма низкой степени.

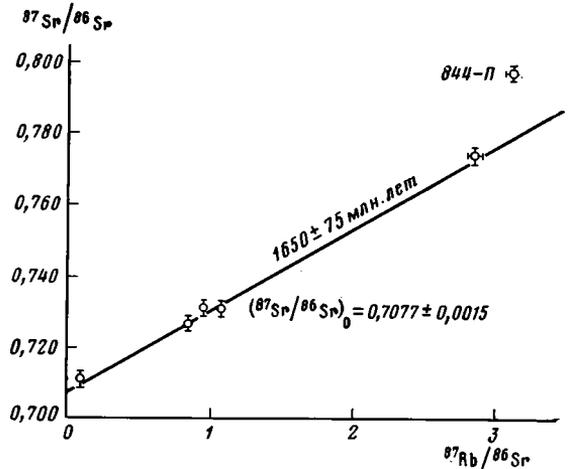
Печенгские метаосадки. Шесть образцов метапелитов были взяты на площади около 1 км² в районе г. Никель (Кольский полуостров) из пород нижнепильгуярвинской подсветы, включающей филлиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, линзы туфов основного состава и известняков. Для метапелитов характерен минеральный парагенезис: кварц + серицит + хлорит + альбит ± кальцит ± калиевый полевой шпат, а для богатых кальцием пород: хлорит + актинолит + эпидот + альбит ± кальцит [12]. Детальное изучение [11] показало существование двух последовательных этапов метаморфизма низкой степени: метаморфизма низких давлений (до 2,5 кбар) и метаморфизма умеренных давлений (до 4—6 кбар). Аналитические данные для метапелитов опубликованы ранее [8]. Они представлены на фиг. 3, показывающей, что пять образцов дают

изохрону (модель I), соответствующую возрасту 1650 ± 75 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7077 \pm 0,0015$ и $\text{СКВО} = 0,34$. Сходные K—Ar-возрасты в интервале 1500—1700 млн. лет для печенгских пород опубликованы К. О. Кратцем и др. [18].

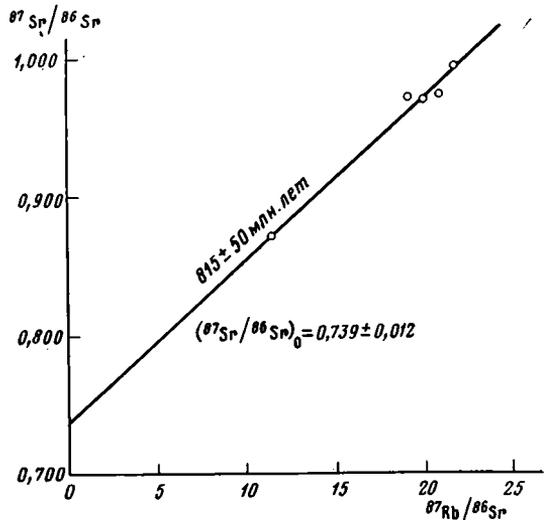
Однако для комплекса порфировидных гранитов лицоарагубского комплекса, положение которых контролируется субмеридиональными и северо-восточными разломами, секущими складчатые структуры печенгского комплекса, Rb—Sr-методом по породам в целом и U—Pb-методом по аксессуарным минералам получены более древние значения 1720 ± 25 млн. лет и 1810 ± 50 млн. лет соответственно [20]. Следует также упомянуть работу А. П. Виноградова и др. [4], в которой проанализирован изотопный состав Pb из пирротиновых руд в серпентинитах печенгской серии и вычислены модельные возрасты в интервале от 1860 до 2090 млн. лет. Поэтому Rb—Sr-возраст 1650 ± 75 млн. лет, очевидно, может быть интерпретирован как время одного из этапов регионального метаморфизма низкой ступени.

Бакальские метаосадки.

Пять образцов метапелитов бакальской свиты были взяты на расстояниях десятков метров друг от друга в карьере вблизи горы Бакал (западный склон Южного Урала). Для метапелитов описана парагенетическая ассоциация: кварц + железистый хлорит + фенгит с присутствием в ряде случаев стильпомелана, пиррофиллита, мусковита, диоктаэдрического (1M+2M) иллита и смешанослойных образований, включающих монтмориллонит. Ассоциированные карбонатные породы содержат кальцит, железистый доломит, слабжелезистый анкерит и сидерит [14]. Прямая регрессия (фиг. 4) соответствует модели II Макинтайра при $\text{СКВО} = 14,64$. Вычисленный возраст равен 315 ± 50 млн. лет с пересечением $0,739 \pm 0,012$. Минимальный возраст отложения пород бакальской свиты оценивается как 1350 млн. лет на основании значения, полученного Rb—Sr-методом на породах в целом [17] для бердяшского гранита, секущего вышележащую саткинскую свиту. Ясно, что положение точек на фиг. 4 вызвано перестройкой Rb—Sr-систем в образцах осадочных пород. Эта перестройка могла произойти либо (1) в ходе регионального метаморфизма, либо (2) под влиянием гидротермальных растворов, местами превративших осадки бакальской свиты в кварц-мусковитовые



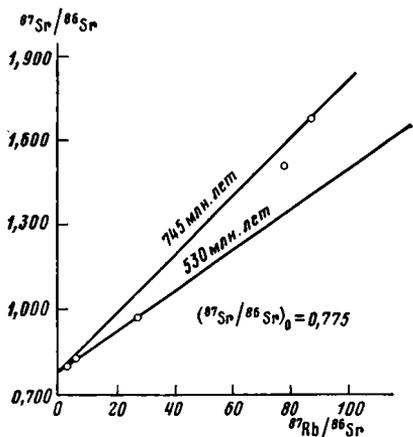
Фиг. 3. Эволюционная диаграмма для печенгских метаосадков; точка обр. 844-П не использована при проведении прямой регрессии



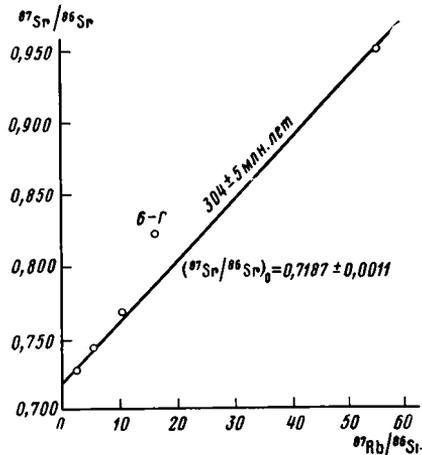
Фиг. 4. Эволюционная диаграмма для бакальских метаосадков

породы, альбититы и серицитовые сланцы. В предварительном сообщении [9] предпочтение было отдано второй из указанных возможностей. В настоящее время, однако, первый вариант интерпретации кажется более вероятным в связи с отсутствием в проанализированных образцах видимых гидротермальных изменений.

Машакские вулканиты. Пять образцов липаритовых и липарит-дацитовых порфиров были взяты на протяжении около 10 км из нижней части машакской свиты в районе рек Кузьелга и Большая и Малая Казавда (западный склон Южного Урала). Вулканиты претерпели значительные вторичные изменения: плагиоклазы альбитизированы, в основных разно-



Фиг. 5. Эволюционная диаграмма для машакских вулканитов; показаны две «изохроны сравнения», ограничивающие интервал 530—745 млн. лет



Фиг. 6. Эволюционная диаграмма для метаосадков Дзирульского массива; точка обр. 6-Г не использована при проведении прямой регрессии

стях наблюдается ассоциация: актинолит+эпидот+хлорит [21]. На фиг. 5 точки образцов пород в целом не образуют линейной последовательности, располагаясь между двумя «изохронами сравнения» с возрастом 530 и 745 млн. лет. Эти значения много ниже возрастов (1280—1310 млн. лет), полученных для двух валовых проб неметаморфизованных вулканитов машакской свиты [6]. Другие определения, выполненные К—Аг-методом на образцах вулканитов со следами вторичных изменений, дали результаты в интервале 350—730 млн. лет [5], причем отмечалась корреляция между величиной кажущегося возраста и степенью изменения пород. Поэтому кажется правдоподобным объяснение разброса Rb—Sr-возрастов влиянием вторичных метаморфических изменений в исследованных породах. Возможно также, что минеральные преобразования связаны во времени с гидротермально-метасоматическими процессами, вызвавшими сульфидную минерализацию в нижней части машакской свиты [21], однако прямые доказательства этой связи отсутствуют.

Метаосадки Дзирульского массива. Пять образцов хлорит-сланцевых и кварц-сланцевых сланцев были взяты из «свиты филлитов» в долине р. Лопанис-Цхали (Грузия) на расстояниях нескольких десятков метров друг от друга. Для сланцев характерна ассоциация: кварц+серицит+хлорит+альбит±эпидот. В более основных разновидностях описана ассоциация: хлорит+актинолит+эпидот+альбит+кальцит±кварц [1]. Аналитические данные для сланцев приведены в работе И. М. Горохова и др. [10]. На эволюционной диаграмме (фиг. 6) точки четырех образцов образуют изохрону (модель I Макинтайра) с возрастом 304 ± 5 млн. лет и пересечением $0,7187 \pm 0,0011$. Значение СКВО (3,28) статистически не отличается от единицы с 95%-ной доверительной вероятностью. Вычисленный возраст согласуется с К—Аг-возрастами (281—299 млн. лет) слюд из сланцев Дзирульского массива, а также с

K—Ag-возрастами (310—325 млн. лет) мусковитов из пегматитов, ассоциированных с розовыми гранитами, которые прорывают «свиту филлитов» [22]. Очевидно, он определяет время метаморфизма осадочных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение полученных Rb—Sr-возрастов с данными табл. 1 показывает, что ни в одном случае вычисленные возрасты не соответствуют времени формирования породы. Это заставляет остановиться на некоторых аспектах поведения Rb—Sr-систем в ходе метаморфизма. При Rb—Sr-датировании метаморфических пород перед геохронологом возникают следующие проблемы. 1. Может ли достигаться изотопная гомогенизация Sr в больших образцах пород при «региональном опробовании», т. е. в тех случаях, когда места взятия образцов разделены расстояниями от сотен метров до нескольких километров? Какая степень метаморфизма необходима для этого? Какие факторы помимо степени метаморфизма влияют на поведение компонентов Rb—Sr-систем? 2. Каким можно представить себе механизм изотопной гомогенизации Sr? 3. Если изотопная гомогенизация Sr достигается, то для исследованной серии образцов с помощью графического метода может быть вычислен возраст. Соответствует ли он какому-либо геологическому событию вообще и метаморфическому событию в частности? Можно ли на основании Rb—Sr-данных оценить первоначальный возраст формирования породы?

Результаты, приведенные в предыдущем разделе, дают хорошую основу для обсуждения указанных проблем, особенно в связи с тем, что образование и метаморфизм исследованных пород были разделены значительными промежутками времени. Гомогенные или близкие к гомогенным первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ найдены для четырех серий пород: ятулийских (верхняя толща), печенгских и дзирульских метасадков и лехтинских вулканитов. Аппроксимирующие прямые представляют собой либо изохроны, либо эрохроны с небольшими величинами СКВО. Минеральные парагенезисы указывают на преобразование пород при метаморфизме низкой ступени [3]. Уравновешивание изотопного состава Sr при «региональном опробовании» и сходных условиях метаморфизма наблюдалось рядом авторов как в осадочных [34], так и в вулканогенных [35] породах. Отмечены исключения из этого правила [30], причины которых остаются непонятными, но в целом такая ситуация, вероятно, достаточно характерна для метаморфизма низкой ступени. Напротив, в осадочных породах, метаморфизованных в условиях очень низкой ступени, гомогенизация изотопного состава Sr происходит обычно только в тонкозернистой фракции <2 мкм, содержащей глинистые минералы [26]. По-видимому, этим можно объяснить и значительный разброс точек на эволюционной диаграмме для бакальских метасадков. Что касается поведения Rb—Sr-систем в образцах машакских вулканитов, то результаты не поддаются однозначной интерпретации в связи с возможным влиянием более поздней сульфидной минерализации.

Помимо температуры и давления — параметров, определяющих степень метаморфизма породы, на поведение Rb и Sr при метаморфизме, вероятно, не в меньшей степени влияют такие факторы, как флюидный режим, деформации и петрографические и химические особенности исходной породы. Хотя в ходе литификации осадочные породы теряют значительное количество жидкой фазы, некоторая часть ее сохраняется как в кристаллической структуре минералов, так и в виде интерстициальной воды. Циркуляция растворов в ходе метаморфизма способствует изотопному обмену и обеспечивает перенос компонентов Rb—Sr-системы, приводя в пределе к гомогенизации изотопов Sr в определенных объемах породы. Для вулканогенных пород, подвергающихся метаморфизму низкой ступени, обычны метасоматические изменения с участием **флюидной фазы**. Эти изменения, приводящие к образованию низкотемпературных минералов, таких, как серицит, хлорит, эпидот, карбонаты,

сопровождаются значительной миграцией Rb и Sr [28, 31]. Влияние деформаций на преобразование Rb—Sr-системы кажется достаточно очевидным прежде всего в связи с возникновением трещин, облегчающих циркуляцию растворов. Однако не менее важным является создание направленного давления, благоприятствующего перекристаллизации минералов и появлению сланцеватости. При этом в условиях метаморфизма низкой ступени Rb—Sr-системы в осадочных породах становятся открытыми сначала, по-видимому, на уровне тонкозернистых фракций <2 мкм [25], а затем и в образцах пород в целом [29].

Петрографический и химический состав породы важен не только потому, что он определяет содержание летучих и устойчивость по отношению к деформациям. Можно предполагать, например, что высокотемпературные детритовые минералы осадочных пород и вкрапленники в вулканитах более устойчивы по сравнению с мелкодисперсными минералами основной массы и их разложение требует более высоких условий метаморфизма. В то же время вероятность того, что радиогенный ⁸⁷Sr, освобожденный в ходе преобразования первичных и детритовых минералов, будет поглощен вновь образованными метаморфическими минералами, в значительной степени зависит от содержания Ca и, возможно, Ba в этих минералах. Именно малое содержание минералов-акцепторов Sr (плагноклаза с большим содержанием анортитовой составляющей, эпидота, апатита) в изученных метаосадках и вулканитах, очевидно, способствовало открытию Rb—Sr-систем в масштабе образцов породы в целом в ходе метаморфизма. Эта ситуация, очевидно, типична для осадочных и вулканогенных пород кислого состава. Результаты изучения масштаба миграции компонентов Rb—Sr-системы при метаморфизме [32] дают возможность предположить, что гомогенизация изотопов Sr в образцах, взятых в нескольких километрах друг от друга, не связана с перемещением вещества на столь значительные расстояния. Объяснение полученной в настоящей работе картины, вероятно, может быть найдено в рамках модели [36], предполагающей, что масштаб неоднородности отношений Rb/Sr в изучаемых породах сравним с расстояниями, на которые происходит реальная миграция изотопов Sr во время метаморфизма. В этом случае перенос вещества вызвал бы гомогенизацию изотопного состава Sr в образцах, взятых на большой площади, при сохранении их химической индивидуальности (различия отношений Rb/Sr). По-видимому, отбор образцов с однородными минеральными парагенезисами [27], отражающими сходную первичную литологию, способствует выполнению условий упомянутой модели.

Вычисленные возрасты по меньшей мере трех из четырех серий пород (лехтинские вулканиты, ятулийские и дзирульские метаосадки), для которых получено достаточно линейное расположение точек на эволюционных диаграммах, несомненно отвечают метаморфическим событиям. Это следует из согласия Rb—Sr-возрастов с данными других геохронологических методов и из того факта, что метаморфизм низкой ступени в упомянутых случаях был единственным фактором, обусловившим химическое преобразование пород. Такой же вывод, вероятно, справедлив и для печенгских метаосадков с учетом их стратиграфической корреляции с ятулийскими породами и близкого согласия полученных Rb—Sr-возрастов. «Максимальный дометаморфический возраст» исследованных пород может быть оценен при следующих допущениях: 1) изучаемая геологическая единица образована из материала, ведущего свое происхождение из верхней мантии; 2) средние содержания Rb и Sr в проанализированных образцах представительны для всей геологической единицы; 3) во время метаморфизма последняя оставалась замкнутой системой по отношению к Rb и Sr. Вычисление для упомянутых четырех серий образцов приводит к следующим результатам: возраст лехтинских вулканитов 1940 млн. лет, ятулийских метаосадков (верхняя толща) 1750 млн. лет, печенгских метаосадков 1900 млн. лет, дзирульских метаосадков 410 млн. лет. Сопоставление этих данных со стратиграфически допустимыми возрастными породами (см. табл. 1) показывает, что в трех слу-

чаях вычисленные значения «дометаморфических возрастов» значительно ниже, а значение для печенгских метаосадков соответствует минимально возможному пределу.

Очевидно, что одно или несколько допущений, лежащих в основе вычисления, неправильны. Справедливость первого допущения для осадочных пород может подвергаться сомнению, однако использование для вычислений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерного для любого другого земного материала, например океанической воды, только уменьшило бы вычисленные значения возрастов. Строгое выполнение второго допущения требовало бы, конечно, определения отношений Rb/Sr в значительно большем количестве образцов, однако следует подчеркнуть, что для вычисления среднего значения отношения Rb/Sr во всех четырех случаях использовались все взятые образцы и, следовательно, получение как завышенных, так и заниженных оценок средних значений отношений Rb/Sr равновероятно. Кажется очевидным, таким образом, что не выполняется третье допущение, и во время метаморфизма исследованные породы были открытыми системами по отношению к Rb и (или) Sr не только в масштабе образцов породы в целом массой 5—10 кг, но и в масштабе всей опробованной петрографической разновидности в данном регионе.

В ряде случаев датирования метаосадков точки отдельных образцов лежат выше линии регрессии. Вычисление модельных возрастов для этих образцов с использованием первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерного для верхней мантии, приводит к следующим значениям возрастов пород: ятулийские (нижняя и средняя толщи) — 1650—2000 млн. лет, печенгские — 2140 млн. лет, дзирульские — 500 млн. лет. Так как эти значения соответствуют или близки к стратиграфически допустимым, в ранних публикациях [8, 10] рассматривалась возможность их интерпретации как минимальных возрастов седиментации или диагенеза. Однако положение отдельной точки на эволюционной диаграмме определяется отношением в образце суммы непретворенного детритового и частично претворенного при метаморфизме материала [25]. Поэтому вычисленные возрасты, по-видимому, представляют собой просто промежуточные значения между возрастом материала источника осадочной породы и возрастом метаморфизма последней и не имеют реального геологического смысла. Таким образом, для пород, испытавших метаморфизм низкой ступени, возрасты отложения или экструзии, по-видимому, не могут быть получены Rb — Sr -методом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Rb — Sr -датирование осадочных и вулканогенных пород от раннепротерозойского до кембрийского возраста, измененных в условиях регионального метаморфизма низкой ступени, привело к получению возрастных значений, значительно более низких по сравнению со стратиграфически допустимыми. Сравнение полученных результатов с данными других геохронологических методов показывает, что в случаях, когда разброс точек на эволюционной диаграмме не превышает или незначительно превышает величину экспериментальных погрешностей, вычисленные значения возраста могут быть интерпретированы как время метаморфизма. При этом гомогенизация изотопного состава первичного Sr в образцах, взятых на расстояниях порядка километров друг от друга, вероятно, связана с тем, что масштаб неоднородности отношений Rb/Sr в изученных породах был сравним с расстояниями, на которые происходила миграция изотопов Sr во время метаморфизма [36]. По-видимому, отбор образцов с однородными минеральными парагенезисами, отражающими сходную первичную литологию [27], служит фактором, способствующим уменьшению неоднородности первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метаморфизованных породах.

Во время метаморфизма низкой ступени пелиты и кислые вулканиты являются открытыми системами по отношению к Rb и Sr не только в

масштабе образцов породы в целом массой 5—10 кг, но и в масштабе всей петрографической разновидности в данном регионе. Вероятно, это обусловлено отсутствием или недостаточным содержанием в породах кислого состава минералов-акцепторов (плагноклаза с большим содержанием анортитовой составляющей, эпидота, апатита), которые могли бы улавливать радиогенный ^{87}Sr , освобожденный при метаморфическом преобразовании богатых Rb минералов. Аллохимический характер метаморфизма препятствует возможности вычисления дометаморфического возраста породы. Таким образом, на докембрийских щитах и платформах, где седиментация и вулканизм отделены значительными промежутками времени от последующих метаморфических событий, использование Rb—Sr-метода для получения приемлемых оценок первичного возраста слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород вряд ли может быть рекомендовано.

Литература

1. Абесадзе М. Б. О процессах метаморфизма в нижнепалеозойских метаморфических сланцах Дзирульского массива.—Сообщ. АН ГрузССР, 1968, т. 50, № 1, с. 135—140.
2. Бибилова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Мельникова Г. Л. О возрасте карельской формации.—Геохимия, 1964, № 8, с. 754—757.
3. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
4. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.—Геохимия, 1959, № 7, с. 571—607.
5. Гаррис М. А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода.—В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 83—97 (Тр. I Уральск. петрограф. совещ. Т. 1).
6. Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования).—В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М.: Наука, 1968, с. 96—106.
7. Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.—В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.: Наука, 1965, с. 35—73.
8. Горохов И. М., Герлинг Э. К. Геологическое положение и Rb—Sr-возраст пород восточной части Балтийского щита.—В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 353—411.
9. Горохов И. М., Келлер Б. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С. Rb—Sr-системы и возраст рудопоявлений в докембрийских породах Западного склона Южного Урала (тез. докл.).—В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975, с. 72—73.
10. Горохов И. М., Рубинштейн М. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С. Применение Rb—Sr-метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии.—В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 26—33.
11. Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
12. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.: Наука, 1964. 208 с.
13. Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Полевая Н. И. Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода.—В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 190—194.
14. Карпова Г. В., Тимофеева Э. В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала.—Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 45—55.
15. Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Семихатов М. А., Соколов Б. С., Соколов В. А., Шуркин К. А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21.
16. Комаристый А. А., Ольховик Ю. А., Чебаненко С. И., Скуридин Г. С. Свинцово-изохронное датирование горных пород с использованием фракционной возгонки свинца.—В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наукова думка, 1979, с. 3—13.
17. Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Степанов А. И., Ронкин Ю. Л., Грачева Т. В., Лепихина О. П., Макаров В. А. Геохронология Бердяшского массива.—В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 7—8.
18. Кратц К. О., Герлинг Э. К., Дук Г. Г., Кольцова Т. В., Масленников А. В. Геохронологическое изучение процессов метаморфизма (на примере печенгского комплекса).—В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979, с. 81—82 (Тез. докл. IV Всесоюзного симпозиума по метаморфизму).
19. Кратц К. О., Левченко О. А., Овчинникова Г. В., Шулешко И. К., Яковлева С. З., Макеев А. Ф., Комаров А. Н. Возрастные границы ягулийского комплекса Карелии.—Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1191—1194.

20. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
21. Ротарь А. Ф. Строение и рудоносность машакской свиты рифея на Южном Урале.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 53—62.
22. Рубинштейн М. М., Хуцаидзе А. Л., Лехши Б. А., Насидзе Г. И., Иобашвили К. М. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 51—60.
23. Симанович И. М. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 87—99.
24. Шуколюков Ю. А., Горохов И. М., Леченков О. А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.
25. Clauer N. Utilisation de la methode rubidium — strontium pour la datation d'une schistosite de sediments peu metamorphises: application au Precambrien II de la boutonniere de Bou Azzer-El Graara (Anti-atlas, Maroc).— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22, № 4, p. 404—412.
26. Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Quest-Africain.— Univ. Lui Pasteur de Strasbourg, Inst. géol. Mem., 1976, № 45. 256 p.
27. Clauer N., Kröner A. Strontium and argon isotopic homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Upper Damara Sequence of northern Namibia (South West Africa).— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 43, № 1, p. 117—131.
28. Condie K. C., Viljoen M. J., Kable E. J. D. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeites from the Barberton greenstone belt, South Africa.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1977, v. 64, № 1, p. 75—89.
29. Gebauer D., Grünenfelder M. Rb—Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, Palaeozoic sediments in southern France (Montagne Noire).— Contrib. Mineral. and Petrol., 1974, v. 47, № 2, p. 113—130.
30. Hofmann A. W., Grauert B. Effect of regional metamorphism on whole-rock Rb—Sr systems in sediments.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1973, v. 72, p. 299—302.
31. Hughes C. J., Malpas J. G. Metasomatism in the Late Precambrian Bull Arm Formation in southeastern Newfoundland: recognition and implications.— Proc. Geol. Assoc. Can., 1971, v. 24, № 1, p. 85—93.
32. Krogh T. E., Davis G. L. The effect of regional metamorphism on U—Pb systems in zircon and a comparison with Rb—Sr systems in the same whole rock and its constituent minerals.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1973, v. 72, p. 601—610.
33. McIntyre G. A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb—Sr isochrons.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, № 22, p. 5459—5468.
34. Peterman Z. E. Rb—Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, v. 77, № 10, p. 1031—1044.
35. Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Schermerhorn L. J. G., Verdurmen E. A. Th., Verschure R. H. Sr isotopic homogenization through whole-rock systems under low-greenschist facies metamorphism in Carboniferous pyroclastics at Aljustrel (southern Portugal).— Chem. Geol., 1978, v. 21, № 3/4, p. 307—314.
36. Roddick J. C., Compston W. Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, № 2, p. 238—246.
37. Sakko M. Varhais-Karjalaisten metadiabaasien radiometrisiä zirkoni-ikiä.— Geologi, 1971, v. 23, № 9—10, p. 117—119.
38. Sakko M., Laajoki K. Whole rock Pb—Pb isochron age for the Pääkkö iron formation in Väyrylänkylä, South Puolanka area, Finland.— Bull. Geol. Soc. Finland, 1975, № 47, part 1—2, p. 113—116.
39. Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР,
Ленинград

Поступила в редакцию
20.IV.1981

УДК 552.08

О ТЕРМИНОЛОГИИ ГЛИНОЗЕМНЫХ ПОРОД

МИХАЙЛОВ Б. М.

Предлагается объединение всех глиноземных пород в четыре вещественно-генетические группы: остаточную, осадочную, гидротермальную и метаморфическую. К глиноземным породам отнесены бокситы, аллиты, давсонитовые и алунитовые породы, кварцевые и силикатные диаспориты, наждаки и корундиты. Каждый тип глиноземных пород при определенных условиях может быть рудой на глинозем или другой вид промышленного сырья. Выделенные типы глиноземных пород имеют существенно различный вещественный состав, что позволяет использовать предложенную классификацию для решения обратных задач выявления обстановок их образования.

Глиноземными предлагается называть породы, содержащие в своем составе значительные количества минералов «свободного» глинозема: гиббсита, бемита, диаспора, корунда, а также алунита и давсонита. Все глиноземные породы при определенных условиях могут представлять практический интерес как руда на глинозем. Глиноземные породы образуются в различных геологических обстановках как на поверхности Земли, так и в ее недрах. Существенные различия в их генезисе при часто встречающейся конвергентности состава значительно осложняют прогнозирование и оценку практической значимости их месторождений. Трудности усугубляются еще и неупорядоченностью терминологии, а также сложившимся в практике работ смешением геолого-петрографических и технолого-экономических понятий. В первую очередь это относится к наиболее важному в практическом отношении термину «боксит». Первоначально бокситом была названа горная порода определенного состава и генезиса [5]. В дальнейшем этот термин стали широко использовать технологи, экономисты и разведчики применительно к бокситовой руде. В последнем геологическом словаре боксит уже определяется как «руда, состоящая в основном из минералов гидроокиси алюминия — гиббсита, бемита и диаспора» [6].

В настоящее время глиноземная промышленность предъявляет к бокситовым рудам (бокситам) различные требования в зависимости от ряда технологических, экономических и других факторов. Так, например, при разведке огромных по запасам месторождений района Боке (Республика Гвинея) компанией «Боксит до Миди» к бокситовой руде («бокситам») были отнесены только породы, содержащие $Al_2O_3 > 55\%$ и $SiO_2 < 5\%$. В то же время согласно «Временным кондициям Министерства геологии» на Боксонском бокситовом месторождении (Восточный Саян) кондиционными рудами («бокситам») названы породы, содержащие $Al_2O_3 > 37\%$ и $SiO_2 < 23\%$. При использовании термина «боксит» в понятии руды на глинозем (алюминий) мы сталкиваемся с еще большими трудностями, когда переходим непосредственно к поиску, оценке и подсчету запасов на новых месторождениях. Существующий в СССР ГОСТ на бокситы как руду применительно к разведке новых месторождений практически не используется, а в каждом конкретном случае разрабатываются особые требования (например, месторождения КМА, Среднего Тимана и др.). В конечном счете наиболее приемлемым для оценки месторождений могло бы быть определение, данное Л. С. Рудощевским: «Боксит — это порода, из которой можно получить глинозем по цене не более 150 р за тонну!». Очевидно, с точки зрения геолога, занимающегося изучением состава бокситов, условий их образования и закономерностей размещения, такое определение абсурдно. Поэтому при

Классификация глиноземных пород

Группы пород	Породы	Главные породообразующие минералы	Часто встречаемые минералы
Остаточная (коры выветривания)	Латерит-боксит } Боксит-кираса }	Гиббсит, бемит, гематит, гетит, каолинит, шамозит	Диаспор, рутил, ильменит
	Псевдоморфный аллит	Аллофан, галлуазит, гиббсит	Гидроокислы железа, алюминит, алунит
Осадочная	Боксит	Гиббсит, бемит, диаспор, гематит, гетит, каолинит	Корунд, шамозит, сидерит, рутил, лейкоксен, пирит
	Хемотренно-осадочный аллит	Галлуазит, аллофан, гиббсит	Алунит, алюминит, гидроокислы железа
	Давсонитовая порода первично-осадочная эпигенетическая	Давсонит, нахголит, глинистые минералы	Гидроокислы железа
Гидротермальная и гидротермально-осадочная	Алунитовая порода	Алунит, кварц, гидроокислы железа	То же
	Кварцевый диаспорит	Кварц, диккит, диаспор	Каолинит, диккит, окислы железа, обломки туфов
Метаморфическая	Силикатный диаспорит	Диаспор, хлорит, магнетит, ильменит	Серицит, окислы железа и титана
	Корундит	Корунд, плагиоклаз, гранат, биотит	Шпинель, корунд, хлорит, пирит
	Наждак	Корунд, магнетит, хлорит, гематит	Магнетит, мусковит, кварц, дистен
			Дистен, пирофиллит, ставролит, пирит

упорядочении терминологии глиноземных пород необходимо дать четкие определения глиноземным рудам как экономическим понятиям, постоянно меняющимся в зависимости от конъюнктуры спроса, технического уровня производства глинозема в конкретной стране, и породам — реальным геологическим объектам определенного состава, структуры и соответственно генезиса. Применительно ко многим полезным ископаемым такое подразделение уже произведено. Например, есть нефелиновые породы и нефелиновые руды, нонтронитовые глины и нонтронитовые никелевые руды, бурые железняки и железные руды, алуниты и алуниновые руды и т. д. Так же как не каждый нефелиновый сиенит, не каждая алуниновая порода являются рудой, так и не каждый боксит как горная порода будет бокситовой рудой.

Упорядочению терминологии любых объектов, очевидно, должна предшествовать их классификация. Нами такая классификация предлагается для обсуждения (табл. 1). Она составлена на вещественно-генетической основе с целью оказания максимальной помощи в бурно развивающихся направлениях прогнозно-металлогенетических исследований при геологосъемочных и поисковых работах. Глиноземные породы рекомендуется объединить в четыре генетические группы: остаточные (породы кор выветривания), осадочные, гидротермальные и гидротермально-осадочные, метаморфические (см. табл. 1). Наиболее широко распространены и важны в практическом отношении две первые группы. Обе они могут быть рассмотрены совместно, так как генетически связаны между собой.

ОСТАТОЧНЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ГЛИНОЗЕМНЫЕ ПОРОДЫ

Основной и наиболее распространенный тип остаточных и осадочных глиноземных пород — бокситы. История термина «боксит» весьма полно изложена Г. И. Бушинским в работе [5], где в заключении отмечается: «...боксит — это понятие не только литологическое, но и промышленно-

Порода	Возраст	Место взятия образца	Породообразующие минералы	SiO ₂	TiO ₂
Боксит латеритный	P ₃ —Q	Республика Гвинея	Гиббсит, гематит, каолинит, гетит	1,09	1,80
Боксит осадочный	D ₂	СУБР, Северный Урал	Диаспор, гематит, каолинит	1,15	1,90
Аллит хемогенно-осадочный	C ₁	Шепуровское месторождение, Подмосковье	Аллофан, галлуазит, гиббсит	16,36	—
Давсонитовая порода	То же	Заозерное месторождение, Припятский прогиб	Давсонит, каолинит, гиббсит	16,61	0,85
Алунитовая порода	J ₃	Заглик, Малый Кавказ	Алунит, кварц, гематит	32,34	0,44
Диаспорит кварцевый	P	Гряда Каменистая, низовья Амура	Диаспор, диакцит, кварц	64,79	0,46
Диаспорит силикатный	PP ₃	Алагульское месторождение, Монголия	Диаспор, хлорит, магнетит, ильменит	5,15	3,47
Наждак	То же	Сагангейское месторождение, Кузнецкий Алатау	Шпинель, корунд магнетит, ильменит, рутил, плагиоклаз, силлиманит	32,76	4,50

экономическое...» (с. 115). В связи с этим Г. И. Бушинский предлагает при литологических и петрографических исследованиях отказаться от этого термина, заменив его терминами «аллит» и «аллитистые породы», для которых им разработана «Литологическая классификация аллитов и аллитистых пород» (с. 116). Рекомендуемая классификация содержит ряд, очевидно, неудачных терминов (например, «аллитисто-железистая порода», «аллит сильноглинистый» и др.) и явных несоответствий (в частности, «аллит (богатый)» и «аллит глинисто-железистый» могут характеризоваться одинаковыми показателями). Одно это уже не позволяет рекомендовать ее для использования, но главное, почему же геологи должны отказываться от термина «боксит» при своих исследованиях? Это принципиально неверно!

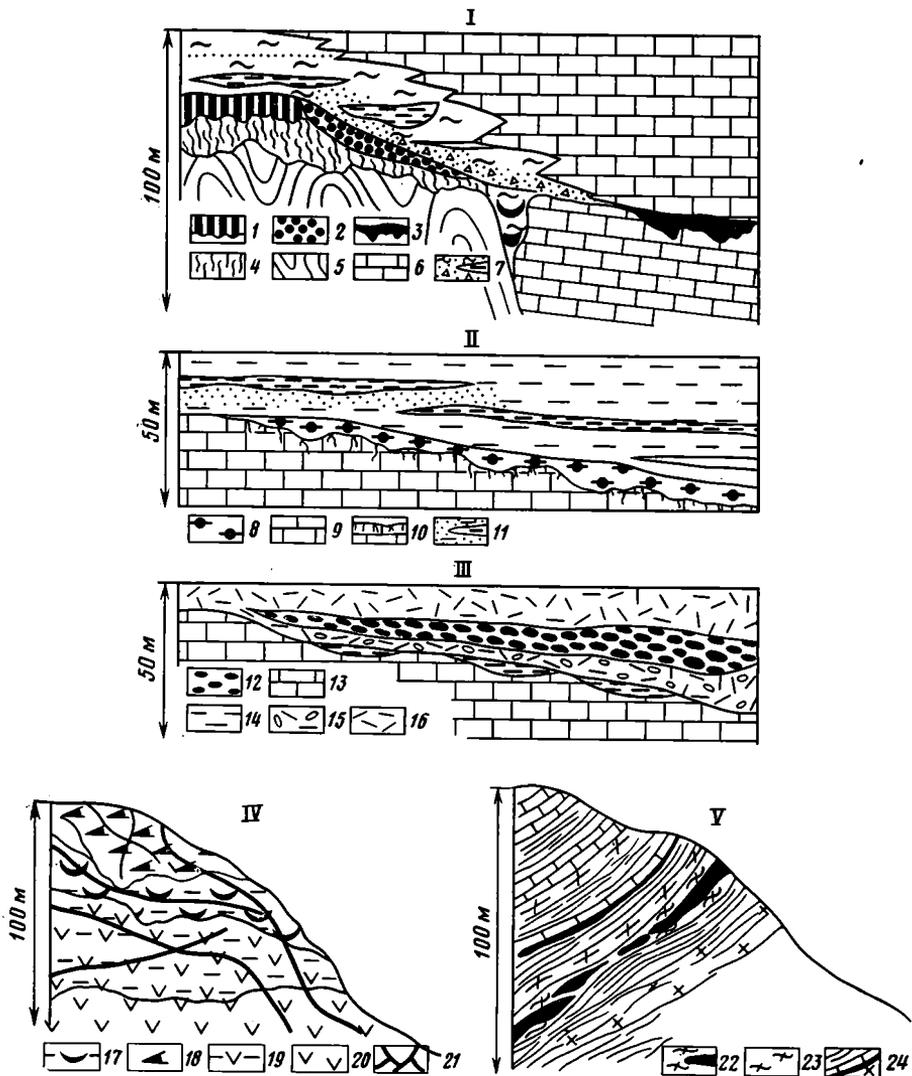
Суммируя содержащиеся в литературе многочисленные определения термина «боксит», нам представляется целесообразным остановиться на следующем, наиболее близком к первоначальному смыслу. Боксит — остаточная либо осадочная порода, состоящая преимущественно из минералов «свободных» гидроокислов алюминия (гиббсита, бемита и диаспора), обычно с большей или меньшей примесью гематита, гетита, каолинита (шамозита) и минералов двуокиси титана. Бокситы образуются в процессе латеритного выветривания алюмосиликатных пород, сопровождающегося интенсивным выносом щелочей, щелочных земель и кремния. Бокситы подразделяются на латеритные (оставшиеся на месте своего образования) и осадочные (латеритные продукты, перемещенные на склоны депрессий, в карстовые воронки, озера и лагуны). В качестве инородных примесей в бокситах могут встречаться различные минералы и соединения, сидерит, гипс, пирит, органическое вещество, цеолиты, что должно оговариваться специальным определением: «углистый боксит», «сидеритизированный боксит» и др. (табл. 2). Боксит, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать полезные компоненты для использования в народном хозяйстве, называется бокситовой рудой. Принимая такое определение боксита, мы тем самым существенно сужаем область его применения, оставляя за ним лишь глиноземные породы, возникшие в зоне гипергенеза при обязательном участии процессов латеритизации, т. е. удалении из выветривающихся пород щелочей, щелочных земель и кремния при одновременном сохранении алюминия, железа и титана.

типов глиноземных пород

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.л.п	Σ	SO ₃
58,60	6,71	0,21	Сл.	—	—	0,14	Сл.	0,07	31,31	100,03	Сл.
56,48	25,50	0,75	0,52	0,65	0,09	Сл.	То же	0,90	12,03	99,89	—
45,44	1,16	—	Сл.	0,27	0,46	—	—	—	36,60	100,29	Сл.
39,15	0,91	Сл.	Сл.	0,92	0,30	0,21	14,01	0,01	36,66	99,63	1,21
23,71	4,36	—	—	Сл.	0,07	3,69	2,60	0,11	32,77	100,09	25,47
16,80	2,02	9,47	—	0,17	0,22	0,04	0,03	0,06	5,16	99,22	0,13
48,94	27,71	—	0,26	1,06	2,99	0,12	0,10	0,10	10,25	100,20	0,12
28,35	12,00	7,80	0,17	3,61	1,47	1,47	2,90	0,27	3,92	99,22	—

При реализации противоположного процесса — разделения алюминия и кремния путем выноса алюминия и последующего осаждения его на геохимических барьерах по пути миграции либо в бассейнах аккумуляции — могут возникать породы, по содержанию глинозема и кремневому модулю (Al₂O₃/SiO₂) аналогичные бокситам. Для них мы предлагаем использовать другие термины. Исходя из свойств алюминия как химического элемента, можно определить следующие условия, необходимые для его природного выщелачивания, перехода в раствор и осаждения отдельно от кремния: 1) ультракислый и кислый (рН < 4—4,5) либо щелочной и ультращелочной (рН > 8) состав растворов, фильтрующихся через алюмосиликатные породы, что приводит к разложению пород и переводу в раствор значительных количеств алюминия; 2) геохимический барьер, обеспечивающий резкое повышение (либо понижение) рН растворов и осаждение алюминия. Известные в литературе, а также изучавшиеся нами природные продукты реализации этих процессов с учетом природы растворов, выщелачивающих алюминий, можно объединить в три группы: 1 — поверхностные кислые растворы, образующиеся в экзогенезе при разложении органического вещества или окислении крупных скоплений сульфидов; 2 — щелочные содовые воды, возникающие либо в условиях аридных климатов, либо при дренировании подземными водами богатых щелочами пород; 3 — гидротермальные кислые и ультракислые растворы различного анионного состава (SO₄⁻, Cl⁻ и др.). За первой группой предлагается закрепить термин «аллиты», за второй — «давсонитовые породы», третья группа объединяет различные по составу и генезису породы, среди которых выделяются алуныты кварцевые диаспориты и силикатные диаспориты (см. табл. 1, фигуру).

Аллиты — осадочные глиноподобные породы, состоящие преимущественно из галлуазита, аллофана и гиббсита, иногда с примесью коллоидного алуниита и алюминита. Аллиты характеризуются практическим отсутствием титана, низким содержанием железа, редких и рассеянных элементов, отсутствием оолитовых структур и постоянной связью с источниками кислых растворов. Аллиты образуются в процессе выпадения алюминия из кислых растворов на природных щелочно-кислотных барьерах (см. табл. 2). Типичным примером скоплений аллитов могут служить широко известные в литературе так называемые подмосковные бокситы [10], изучавшиеся многими исследователями [2, 19 и др.].



Типовые геологические обстановки размещения глиноземных пород

I — бокситы: 1 — латерит-бокситы; 2 — осадочные бокситы на алюмосиликатном субстрате; 3 — карстовые бокситы; 4 — литомарж (железистокаолиновые глины); 5 — дислоцированный алюмосиликатный субстрат (породы основного состава, сланцы хлорит-биотитовые, серицитовые, амфиболовые и т. д.); 6 — карбонатные породы (известняки, доломиты); 7 — комплекс «высокозрелых» пород: каолиновых глин, кварцевых песков, алевролитов, углистых глин с прослоями углей и сидеритов. II — аллиты: 8 — аллиты хемогенно-осадочные; 9 — известняки, мергели, доломиты; 10 — выщелоченные глинизированные карбонатные породы; 11 — комплекс угленосных отложений: углистые глины, пески, прослой и пласты углей с включениями сульфидов. III — алуниты: 12 — алуниты гидротермально-осадочные; 13 — карбонатные породы; 14 — калинитовые глины; 15 — алунитизированный туф со сгустками алунитового геля; 16 — туф андезитового состава. IV — кварцевые диаспориты: 17 — кварц-дикит-диаспоровые породы (кварцевые диаспориты); 18 — кварц-алунитовая порода; 19 — пропилиты; 20 — эффузивы среднего и кислого состава и их туфы; 21 — жилы диаспоритов, алунитов и кварца. V — силикатные диаспориты: 22 — линзы и пласты силикатных диаспоритов; 23 — хлоритовые породы (хлорититы, хлорит-амфиболовые сланцы); 24 — комплекс метаморфических алюмосиликатных пород часто с прослоями графита и мраморов

«Подмосковные бокситы» — хемогенно-осадочные аллиты (см. табл. 1) представляют собой рыхлые желтоватые либо серовато-белые глинистые породы, состоящие в основном из галлуазита и гиббсита. Они образуют невыдержанные линзовидные прослой, залегающие на слегка закарстованной поверхности известняков упинской серии (турне-нижнее визе) и перекрываются угленосными осадками визе. Мощность слоев колеб-

лется в пределах первых метров, лишь в отдельных карстовых воронках возрастает до 13—15 м.

Аналогичные образования широко распространены под углистыми осадками юры на юго-востоке европейской части СССР [4], в Предбайкалье [18], Восточной Сибири [20] и других районах СССР. Кроме хемогенно-осадочных аллитов, представляющих определенный интерес для промышленности [13], известны случаи возникновения аналогичных по составу пород непосредственно в корях выветривания и зонах глубинного гидролиза. К таковым относятся, например, небольшие скопления аллофан-галлуазит-гипсбитовых пород в «железных шляпах» полиметаллических месторождений Урала (Гай, Бурибай и др.), линзовидные обособления аллофан-гипсбитового состава в зонах трещиноватости и окисления протерозойских сланцев Прибайкалья [18].

Давсонитовые породы. Давсонит $[\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3]$ относится к группе содовых минералов и обычно встречается в парагенезе с содой. Наиболее крупные осадочные скопления его, выдвигаемые в качестве потенциального источника для производства глинозема, известны в битуминозных содержащих прослой туфов сланцах палеогена во впадине Пайсинее-Крик (штат Колорадо, США). Здесь среднее содержание давсонита и сопровождающего его нахколита составляет соответственно 10 и 15% при мощности содоносных зон до 250 м. Породы представляют собой осадки высокоминерализованных содовых озер аридной зоны. Другой тип давсонитовых пород возникает в процессе эпигенетического воздействия щелочных содовых вод на алюмосиликатные породы различного состава, например пестроцветные каолиновые породы визейского возраста в Принятском прогибе в Белоруссии [3], глинистые угленосные туфогенные отложения пермо-карбона Кузбасса [1] и др. Эти эпигенетические образования хотя и содержат иногда до 40—60% давсонита, но характеризуются изменчивой мощностью, резкими колебаниями состава и небольшими размерами рудных тел [12]. Внешне давсонитовые породы обычно довольно рыхлые, сохраняют облик первичного субстрата (каолиновой глины, разложенного туфа), но, как правило, в них всегда можно заметить мелкую вкрапленность белых включений давсонита (см. табл. 2).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ГЛИНОЗЕМНЫЕ ПОРОДЫ

В настоящее время в озерных кратерах действующих вулканов обнаружены ультракислые воды, содержащие до 2000—3000 мг/л Al_2O_3 и 70—80 мг/л SiO_2 [9]. Очевидно, при наличии щелочного геохимического барьера, на котором глинозем мог бы осаждаться, не «загрязняясь» прочими элементами, будут накапливаться высокоглиноземные осадки. Такой барьер может возникнуть, например, при излиянии ультракислых богатых глиноземом гидротерм на карбонатную (особенно закарстованную) поверхность либо в замкнутом бассейне, где ультракислые высокоглиноземистые воды реагируют с пепловым, богатым щелочами, материалом, одновременно поступающим из атмосферы (см. табл. 2). Продуктом реализации подобного процесса являются алунитовые породы и руды Загликского месторождения на Малом Кавказе, накапливавшиеся в отшнурованных от моря лагунах, куда одновременно попадали пепловый материал и богатые глиноземом ультракислые сульфатные воды [14]. Можно уверенно предположить, что в случае поступления в бассейн гидротермальных вод с иной анионной основой (например, солянокислой, углекислой), другими концентрациями и температурой будут возникать иные глиноземные породы. Примерами глиноземных пород, образовавшихся с участием гидротермальных растворов в иных геологических обстановках, являются: диаспор-диксит-кварцевые, диаспор-серицит-кварцевые породы из зон гидротермального изменения вулканогенных образований, так называемые кварцевые диаспориты, хлорит-диаспоровые конкреционные тела среди хлоритовых сланцев пур-

польской свиты докембрия на Алданском щите, а также недавно открытые в юго-западной Монголии «докембрийские диаспоровые бокситы» — силикатные диаспориты (см. табл. 1).

Кварцевые диаспориты. Жилы диаспоритов и богатая вкрапленность диаспора в диккит-кварцевой и серицит-кварцевой зонах на многих алунитовых месторождениях мира описывались неоднократно. Наиболее интересны в этом отношении частично опубликованные последние исследования группы Р. Я. Склярера на массивах алунитовых руд в низовьях Амура — Шелеховском и Гряда Каменная [17]. Обследование этих месторождений, проведенное нами совместно с названными исследователями в 1980 г., позволило убедиться в том, что в толще гидротермально-измененных пород отчетливо выделяются три зоны кислых эффузивов и их туфов (снизу вверх): зона пропилитизации мощностью 80 м; серицит-диккит-диаспор-кварцевая зона мощностью 5—40 м; алунитовая зона мощностью 0—60 м. Содержание Al_2O_3 во второй зоне обычно составляет 10—17% (5—20% диаспора), но в диаспоровой жильной фации, приуроченной к той же зоне, резко возрастает до 40—60% (см. табл. 2). Иногда можно наблюдать жилы мощностью до 7 м, сложенные на 90% диаспором [17]. Кварцевые диаспоры — это плотные, иногда кавернозные, существенно кварцевые породы с диаспором и диккитом, реже серицитом. В них обычно присутствуют гематит и гетит, в результате чего породы окрашены в коричневатый цвет. Кварцевые диаспориты возникают при кислотном выщелачивании алюминия гидротермальными водами на глубине и осаждении его соединений при подъеме этих вод к поверхности.

Силикатные диаспориты. В литературе известен ряд упоминаний об обнаружении диаспор-хлоритовых либо диаспоровых пород среди докембрийских глубокометаморфизованных образований [5, 7, 8, 16]. Наиболее крупные скопления хлорит-диаспоровых пород («докембрийских диаспоровых бокситов») были открыты в 1976 г. на юго-западе Монгольской Народной Республики — Алагульское месторождение. Оно приурочено к метаморфической толще рифея, сложенной хлоритовыми сланцами, амфиболитами, графитсодержащими терригенными породами с карбонатным цементом. Отдельные пласты «бокситов» имеют мощность не более 3 м и приурочены преимущественно к участкам развития хлоритовых пород (хлорититов). Вместе с хлорититами, а иногда и с амфиболитами «бокситы» образуют единую бокситоносную пачку мощностью обычно 10—15 м. Сама метаморфическая толща прослеживается на 5 км в виде узкой сложнодислоцированной полосы шириной до 0,5 км и располагается в пределах обширного ультраосновного массива. Изучавшие ее геологи считают, что «метаморфические породы рифея, с заключенными в них горизонтами бокситов, образуют провес кровли на эродированной поверхности Алагульского ультраосновного массива» [8].

В составе «бокситов» преобладает диаспор, присутствуют также хлорит, магнетит, ильменит, а иногда шпинель и корунд (см. табл. 2). Детальные исследования, проведенные сотрудниками АН СССР и АН МНР, позволили получить весьма убедительные доказательства хемогенно-осадочного генезиса «бокситов» Алагульского месторождения. Таким образом, нашло подтверждение высказанное нами еще в 1973 г. научно обоснованное предположение о возможности обнаружения среди докембрийских толщ гидротермально-хемогенно-осадочных месторождений глиноземных руд [14]. Нами предлагается закрепить за этими породами термин «силикатные диаспориты», дав ему следующее определение. Силикатные диаспориты — плотные обычно метаморфизованные породы черно-зеленого либо черного цвета, состоящие из диаспора, хлорита, магнетита и ильменита; образуют линзовидные прослои либо крупные конкреционные стяжения среди силикатных и алюмосиликатных, часто глубокометаморфизованных пород, входящих в состав сложнопостроенных вулканогенно-осадочных толщ. В качестве примесей в силикатных диаспоритах встречаются органическое вещество, хлоритоид, марганец, пирит, гематит и различные аксессуарные минералы. Силикат-

ные диаспориты возникают в процессе медленного субаквального осадконакопления при обязательном участии термальных богатых глиноземом кислых вод. Геохимический барьер для выпадения алюминия из этих вод возникал на границе восстающих кислых термальных вод и слабощелочных морских, а сам процесс локализовался в илах в пределах отдельных понижений морского дна. Аналоги силикатных диаспоритов могут быть встречены и среди более молодых отложений, не подвергавшихся метаморфизму. Например, на наш взгляд, к этой группе относятся диаспориты, образующие крупные линзовидные тела на Беганьском месторождении в Закарпатье. По мнению А. Ф. Коржинского, «вероятным генезисом диаспорита Бегани является диагенез бокситов, возникших путем осаждения в водном бассейне глинозема из истинных растворов вследствие их нейтрализации до $pH=5$ [11].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГЛИНОЗЕМНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические глиноземные породы в основной массе образуются в процессе изохимического метаморфизма бокситов, аллитов и диаспоритов. Минеральные превращения при метаморфизме бокситов карбонатных формаций обычно приводят к возникновению корунд-диаспор-маргаритовых пород, метаморфизм силикатных диаспоритов, как показывают исследования в районе Алагульского месторождения, обуславливает появление корунд-шпинелевых ассоциаций. Богатые корундом метаморфические породы, возникшие по первично высокоглиноземным породам, обычно называются собирательным термином — «наждаки». Типичный наждак — это тонкозернистая очень плотная порода, черного либо черно-зеленого цвета, сложенная корундом, магнетитом, хлоритом с примесью маргарита, гематита, иногда пиррофиллита, дистена, ставролита, пирита и других минералов (см. табл. 2).

Но в природе известна и существенно иная группа глиноземных метаморфических пород — корундитов, генезис которых обусловлен привносом глинозема метаморфизирующими растворами. Это в первую очередь часто встречающиеся в природе жильные корундиты, корунд-плагиоклазовые, корунд-гранат-биотитовые и другие породы, возникающие при высоких $P-T$ -условиях в процессе кислотного выщелачивания и перераспределения глинозема. Термин «наждак» к ним не применим [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В основе предлагаемого проекта упорядочения терминологии глиноземных пород лежит подразделение их на четыре вещественно-генетические группы: остаточную, осадочную, гидротермальную и метаморфическую. Для каждой группы характерен свой набор глиноземных пород. Термин «боксит» предлагается закрепить только за породами остаточной и осадочной групп, возникающими в процессе латеритизации, т. е. выноса щелочей, щелочных земель и кремния с одновременным накоплением в остаточных продуктах алюминия, железа и титана. Для глиноземных пород, образовавшихся путем привноса глинозема кислыми поверхностными либо грунтовыми водами, рекомендуется применять термин «аллит». При привносе глинозема щелочными содовыми водами на геохимических барьерах возникает давсонитовая порода. К группе гидротермально-осадочных и гидротермальных глиноземных пород отнесены алуиты, кварцевые и силикатные диаспориты. Метаморфическая группа представлена продуктами изохимического метаморфизма глиноземных пород (наждаками) и породами различного состава, возникающими в процессе перемещения глинозема при высоких $P-T$ -условиях. Выделенные генетические группы глиноземных пород имеют существенно различный вещественный состав, что позволяет пользоваться предлагаемой классификацией для решения обратных задач выявления обстановок их образования. В частности, только обнаружение бокситов

и их метаморфических аналогов может свидетельствовать о наличии перерывов в осадконакоплении и былом развитии в регионе процессов глубокого химического выветривания.

Литература

1. Бгатов В. И., Ван А. В. Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков.— Сов. геология, 1974, № 11, с. 132—136.
2. Белоусов А. К. Бокситы южного крыла Подмосковного бассейна.— Тр. ВИМС, 1939, вып. 151, с. 45—101.
3. Бирин Л. М. Давсонит в коре выветривания карбона Белоруссии.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1, с. 113—117.
4. Бобров Е. Т., Левченко С. В. Вопросы бокситоносности мезозойских отложений Русской платформы.— В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 30—36.
5. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975, с. 415.
6. Геологический словарь. М.: Недра, 1973, т. 1, с. 82—83.
7. Головенко В. К. Высокоглиноземистые конкреции в метаморфических толщах докембрия.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1, с. 122—129.
8. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии/Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Зайцев Н. С., Баярхуу. М.— Новосибирск: Наука, 1981. 95 с.
9. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 214 с.
10. Карта бокситоносности СССР м-ба 1 : 5 000 000. Л.: Недра, 1973.
11. Коржинский А. Ф. О диаспоритах Советского Закарпатья.— Геол. ж., 1973, т. 33, № 1, с. 87—97.
12. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Рундквиста Д. В. Л.: Недра, 1978. 605 с.
13. Михайлов Б. М. Геологические предпосылки обнаружения хемогенно- и вулканогенно-осадочных месторождений глиноземного сырья.— Тр. совещания «Небокситовые виды алюминиевого сырья». М.: Недра, 1981, с. 353—371.
14. Михайлов Б. М. Локальные и региональные закономерности размещения месторождений бокситов. Л.: Недра, 1978. 68 с.
15. Наседкина В. Х. Месторождения корундовых и шпинелевых пород. М.: Наука, 1977. 106 с.
16. Сидоренко А. В., Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и «принцип сходства» экзогенных процессов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1150—1154.
17. Скляров Р. Я., Шавро Г. П. Сравнительный анализ выветривания и гидротермальных преобразований алюмосиликатных пород.— В кн.: Проблемы теории образования кор выветривания. М.: Наука, 1980, с. 121—132.
18. Слукин А. Д., Домбровская Ж. В. Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М.: Наука, 1979. 118 с.
19. Трубина К. Н. Подмосковные бокситы и причины парагенеза бокситоносной и угленосной фации.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1973, с. 36—62.
20. Черкасов Г. Н. Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 120—128.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
8.XII.1981

УДК 550.4 : 551.49 : 552.578 : 553.061.3

**ЛИТОГЕНЕЗ, ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОХИМИИ И ЭНЕРГЕТИКИ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ¹****КУДЕЛЬСКИЙ А. В.**

Анализируется роль эпигенеза осадочных пород в формировании массы и состава подземных вод. Установлено значение литогенетического дефекта массы органо-минеральных комплексов пород и продуктов их преобразования в гидродинамике нефтегазоносных бассейнов и нефтегазообразования. Разработана схема гидрогеологической зональности осадочно-породных бассейнов. Сформулировано понятие о торможении и «консервировании» процессов эпигенеза в замкнутых резервуарах квазиэлизионных гидродинамических систем. Впервые обнаружен эффект объема (или суммарной мощности) осадочных пород в формировании и распространении подземных вод и углеводородов.

Образованию и последующему превращению осадочных пород свойствен ряд последовательно сменяющих друг друга стадий: разрушение горных пород и перенос продуктов разрушения в конечные водоемы стока → седиментогенез → диагенез → катагенез → метабенез → метаморфизм. Последние четыре стадии составляют самостоятельный этап в развитии осадочных пород — собственно литогенез [50].

Седиментогенез, или образование и первичные изменения донных осадков, пространственно связан с наземными водными бассейнами и протекает в сравнительно узком диапазоне температур (от минус нескольких градусов до 10—15° С и выше). В связи с открытием высокотермальных рассолов Красного моря (до 50—60° С) и перегретых (до 200° С) восходящих вод в некоторых районах срединно-океанических хребтов (например, у Галапагосских островов) температурные границы седиментогенеза, по-видимому, следует расширить. Давления варьируют от атмосферного до давлений, создаваемых столбом воды в наиболее глубоких океанических впадинах (свыше 98 МПа). Химические, физико-химические, физические и биологические процессы превращения осадков в осадочную породу (собственно диагенез) протекают в термобарических условиях, близких таковым для седиментогенеза с учетом мощности перекрывающих более молодых образований.

Происходит уплотнение, частичное обезвоживание осадка, перераспределение минеральных и органических веществ и как следствие первичная цементация, а в соответствующих условиях среды — и перекристаллизация. На стадии диагенеза осуществляется частичная микробиологическая деструкция детритного органического вещества (ОВ) с образованием прочных органо-минеральных комплексов, по пеплам и туфам формируется монтмориллонит, завершается становление глинистых пород. К концу мезо- и аподиагенеза (терминология Н. Б. Вассоевича) наблюдается затухание микробиологических, а вслед за ними и ферментативных процессов преобразования ОВ. Последнее обстоятельство позволяет связывать завершение собственно диагенеза с температурами 50—60° С.

Более глубокие превращения осадочных пород осуществляются на стадии катагенеза, раннего (от 50—60 до 100° С) и позднего (100—200° С). По мере их погружения в область указанных температур и соответствующих давлений (свыше 49 МПа по [50]) происходит даль-

¹ Статья подготовлена по теме «Энергетика и осадочное породобразование» (см. № 4, 1981).

нейшее уплотнение осадочных образований, связанное преимущественно с термической перестройкой ОВ и интенсивным выходом летучих. С ранними этапами катагенеза связывается начало углефикации ОВ, с последующими — его глубокий термолиз и формирование угольного вещества, соответствующего углям марок Г, Ж, К и ОС. В минеральном субстрате осадочных пород наблюдаются механические деформации кристаллов, внедрения под давлением, структуры растворения и вторичной кристаллизации. Процессами преобразования затрагиваются не только неустойчивые минералы, но и основные породообразующие. Глинистые минералы подвергаются гидрослюдизации и хлоритизации, формируются смешанослойные. При условии достаточно полного отвода (удаления) продуктов преобразования осадочных пород, особенно летучих, на заключительных этапах катагенеза формируются крепкие плотные песчаники, не размокающие в воде аргиллиты, частично перекристаллизованные известняки. С этими же этапами катагенеза (степень углефикации ОВ — Д, Г и Ж) Н. Б. Вассоевич связывает проявление главной фазы нефтеобразования [8].

Еще более глубокие, затрагивающие структуру осадочных пород, преобразования осуществляются в зоне метагенеза, на его ранних (200—300° С) и поздних (300—450° С) стадиях при давлении 148—295 МПа и выше. Широкое развитие здесь получают процессы серицитизации, мусковитизации или хлоритизации глинистых минералов, полевых шпатов, рекристаллизация, растворение и кристаллизация под давлением. Характерны микростилолитовые сочленения зерен, мозаично-регенерационные и шпиковидные структуры. Формируются рассланцованные аргиллиты и глинистые сланцы, кварцито-песчаники и кристаллические известняки, на заключительных этапах метагенеза — кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы (фация зеленых сланцев). Характер преобразования ОВ соответствует углям Т, ПА, А и графитизированным антрацитам.

Анатексису осадочных пород предшествуют наиболее глубокие их преобразования в зоне регионального метаморфизма (450—700° С и 300—4900 МПа). Широкое развитие здесь получают реакции диссоциации и разложения минералов, распад твердых растворов с появлением устойчивых в данных термобарических условиях минеральных ассоциаций (например, эпидот-амфиболитовых) и легкоподвижных продуктов, ответственных частично за гидротермальное минералообразование, гидрогеохимические перестроения и газопроявления в разрезе выше залегающих горных пород.

Энергетика литогенеза. Проблемы энергетики осадочного процесса и эпигенеза в целом рассмотрели П. П. Тимофеев и А. В. Щербаков [51]. Мы остановимся лишь на некоторых общих вопросах, имеющих значение при изучении гидрогеологических структур нефтегазоносных бассейнов (НГБ).

Согласно современным представлениям, эпигенетические² изменения осадочных пород рассматриваются как следствие реакций приспособления их твердого скелета и рассеянного органического вещества (РОВ) к постоянно меняющимся термодинамическим условиям. По достижении температур и давлений, превышающих границы термо- и пьезостабильности составляющих породу минералов, РОВ и ОВ в объеме (угли), формируются новые минералогические ассоциации и комплексы ОВ, устойчивые во вновь возникающих термобарических и геохимических условиях. В вещественном составе и физических характеристиках пород достижение ими относительной устойчивости отражается потерей воды, летучих (газы, легко подвижные ионы некоторых элементов), структурно-минералогическими перестроениями и как следствие уплотнением осадочных образований. Так, по мере преобразования 1 м³ угля в интервале стадий метаморфизма от Д до А может выделиться [33] около

² Эпигенез — термин свободного пользования, обозначающий все последующие после образования породы изменения (катагенез, гипергенез и т. д.).

90 кг воды и до 530 кг газов, в том числе водорода 45 кг. Плотность угля при этом увеличится (по максимальным значениям) почти на 37,5%.

По данным натурного изучения угленосных отложений Донбасса, в этом же интервале метаморфизма углей средние приращения плотности вмещающих терригенных пород составляют ($n \cdot 10^{-3}$ кг/м³): для глинистых — 0,12, алевроитовых — 0,08 и для песчаных — 0,07 [3]. По мнению этих исследователей, изменение плотности терригенных пород — косвенное свидетельство степени их эпигенетического преобразования и масштабов аутигенного минералообразования. Неодинаковая величина приращений плотности объясняется различиями в содержаниях наиболее мобильной глинистой составляющей.

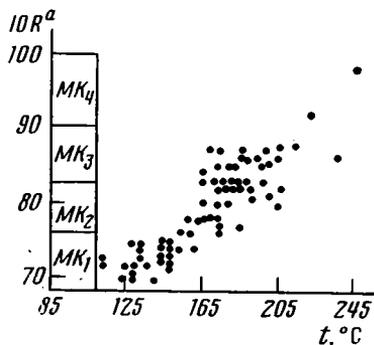
Глинистые осадки в процессе диагенеза, катагенеза, метагенеза и метаморфизма последовательно проходят стадии собственно глин, аргиллитов, глинистых сланцев, филлитов, кристаллических сланцев и гнейсов, что, по [17], связано с потерей воды. Большее количество связанной глинистости образованиями воды теряется на ранних этапах их превращений (седиментации и диагенез), в последующем удаляется адсорбированная и межслоевая вода глинистых минералов (монтмориллонит и др.), общее содержание которой может достигать 20—24% вес.%. Так, в результате перехода монтмориллонита в хлорит, наблюдающегося, по данным экспериментальных исследований, при 100—200°С [60 и др.], потери воды составляют около 10% (примерно 250 кг на 1 м³ объема), а приращение удельного веса твердого вещества ~20%.

Температура и тепловой режим осадочных толщ — несомненно важнейшие факторы литогенеза. О глубине термически обусловленных превращений осадочных пород можно судить по их плотности (для некарбонатных разностей), характеру связанных с ними минералогических ассоциаций [16, 34 и др.] и РОВ (фиг. 1).

Тепловой режим как опосредованное выражение тектоно-магматической деятельности в пределах НГБ, естественно, непостоянен во времени. Вариации в интенсивности тепловых полей в первом приближении соответствуют интенсивности тектонических процессов и активизаций и охватывают этапы увеличения температур, плотности тепловых потоков их деградации. О размахе экстремальных характеристик тепловых полей, особенно значительном в НГБ древнего заложения, можно судить по результатам исследований в Припятском прогибе (табл. 1) [31]. Сопоставление наиболее общих характеристик палеотермического режима межслоевого и подслоевого комплексов в D_3 с таковыми их современного теплового режима свидетельствует о резко выраженной тепловой деградации описываемого региона в последевонское время. Так, перепад максимальных температур поверхности кристаллического фундамента за этот период достиг 150°С, снижение пластовых температур межслоевого и подслоевого продуктивных комплексов (по средним значениям) составило соответственно 80—85 и 85—90°С.

Примечательная особенность тепловой деградации Припятского прогиба — неравномерное охлаждение его различных частей: северной структурной зоны, с одной стороны, и центральной и южной зон — с другой. Для северной скорость снижения пластовых температур около 0,154, для центральной и южной — 0,321—0,316°С/млн. лет.

Несомненно, существование временных вариаций в тепловом режиме НГБ находит свое отражение в процессах эпигенеза осадочных пород,



Фиг. 1. Зависимость отражательной способности витринита РОВ межслоевых и подслоевых девонских отложений Припятского прогиба от величины палеотемператур (стадии катагенеза РОВ, по [36])

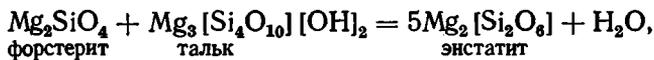
Основные характеристики современного (1) и наиболее напряженного (D_3-C_1) палеотермического (2) режимов девонских отложений Припятского прогиба

Максимальная температура поверхности фундамента, °С	Средние температуры комплекса, °С		Геотермический градиент, °С/100 м	Тепловой поток, $\cdot 10^{-4}$ Вт/м ²
	межслоевого	подслоевого	от—до	от—до
			среднее	среднее
130—135 280	~ 50 129,5+2,5	~ 56 142,3+3,0	1,2—2,9 2,9—4,1 3,82	2,09—10,88 14,68—16,57 15,40

в формировании ионно-солевого состава и минерализации подземных вод, влияет на характер гидродинамики и нефтегазообразование.

Помимо температуры важным фактором литификации и эпигенетического преобразования осадочных пород является давление. Давлением вышележащих слоев осадков и горных пород обеспечивается удаление свободной (гравитационно подвижной) и части межслоевой воды глинистых толщ, их уплотнение. В обломочных породах широкое развитие получают растворение и перекристаллизация под давлением зерен кварца и полевых шпатов, формируются микростилолитовые и конформные сочленения между зернами, «бородатые» зерна кварца. Как следствие изменяется внутренняя структура осадочных образований, образуется сланцеватость, а при неравномерном сжатии — кливаж течения и разрыва.

Несомненно, хотя и очень слабо изучена роль давления как фактора, регулирующего скорость и полноту протекания процессов чисто термического преобразования горных пород. Возможные кинетические эффекты подобного регулирования хорошо видны на примере реакции



экспериментально изученной Н. Л. Боуэном, О. Ф. Тутлом [59] и описанной Х. С. Иодером (мл.) [17]. Согласно этим данным, равновесная температура реакции при давлении 0,1 МПа равна 470°С; в условиях геостатического давления 50 МПа и отсутствия оттока продуктов реакции (воды) последняя начинается при 630°С. Если же геологическими условиями обеспечивается отвод высвободившейся воды, начиная с давления 22 МПа (т. е. на глубине около 2,2 км), форстерит и тальк реагируют при 607°С. Однако если при этом скорость образования воды превышает скорость оттока ее из сферы реакции, давление воды постепенно нарастает и реакция в соответствии с принципом Ле Шателье остановится.

Этот пример удачно иллюстрирует тривиальное для химиков, но не всегда учитываемое литологами и гидрогеологами положение, что с появлением давления, сопровождающимся снижением интенсивности отвода продуктов прямых реакций, температура начала реакций повышается. При высокой скорости погружения осадочных пород могут создаваться (и создаются, как увидим ниже) условия, при которых скорости образования продуктов термического преобразования минералов и пород (например, воды и газов) превышают скорости их эмиграции из сферы течения реакций, что приводит к их замедлению, остановке, т. е. своеобразной «консервации».

«Консервация» литогеохимических процессов в результате повышения давлений как следствие затрудненности отвода продуктов прямых реакций — явление, широко развитое в разрезе осадочных образований земной коры, и, по-видимому, с ним следует связывать общеизвестное [33] отставание преобразования пород при прогрессивном эпигенезе от изменения термобарических условий. Вместе с тем в условиях подземной

гидросферы мощных анизотропных осадочных толщ НГБ, подверженных прерывисто-непрерывным тектоно-гидродинамическим пульсациям, явления «консервации» литогеохимических процессов имеют временной характер в истории развития самих бассейнов и пород, их слагающих. Соответственно наибольшие масштабы и геологические эффекты их проявления наблюдаются в молодых осадочных бассейнах, минимальные — в разрезе наиболее древних. Геологическое время, таким образом, не являясь непосредственно «действующим» фактором литогенеза, играет вместе с тем чрезвычайно важную роль в реализации потенциальной энергии отдельных тектонических структур земной коры в литогеохимических процессах, определяет глубину и полноту преобразования осадочных пород на том или ином уровне тепловой энергии.

Литогенез и гидрогеохимия. Формирование химического состава подземных вод и гидрогеохимическая зональность осадочной толщи земной коры определяются процессами литогенеза вмещающих пород, динамичностью подземных вод, геотермическим режимом осадочных бассейнов, палеотектоническими и палеогидрогеологическими условиями их развития. Особо важное значение при этом приобретает присутствие или отсутствие в разрезе галогенных формаций [13], суммарная мощность осадочных отложений и их температурный режим, возраст гидрогеологических структур и некоторые другие факторы. Влияние их на состав подземных вод и гидрогеохимическую зональность осадочных толщ поддается количественному учету [25, 26], что имеет важное значение для дальнейших разработок в области региональной гидрогеохимии.

На всех этапах преобразования осадочных пород литогеохимические процессы протекают в среде и при участии водных и водно-газовых растворов. Характер этих процессов, их воздействие на осадочные образования и роль в формировании и переформировании связанной с ними воды сравнительно хорошо изучены для стадий седименто- и диагенеза. Исследование процессов и геологических следствий, в том числе следствий гидрогеохимических, более глубокого эпигенетического преобразования осадочных пород переживает период становления [50, 51]. Сложность изучения проблем гидрогеохимии литогенеза определяется трудностями в постановке экспериментального моделирования природных процессов; теоретическое моделирование (мысленный эксперимент) сталкивается с объективной реальностью трудно учитываемых вариаций в системе $P-V-T$, обусловленных тектоно-гидродинамическими пульсациями, отсутствием сколько-нибудь правдоподобных гипотез о динамике подземных вод в разрезах с неустойчивой скелетной структурой осадочных пород и резко выраженной анизотропией их физических свойств, структурной неустойчивостью воды и изменениями ее физико-химических свойств в термобарических условиях литогенеза.

Согласно [15], вода в условиях эклогитовой зоны метаморфизма ($800-1000^\circ\text{C}$, $750-1100\text{ МПа}$) — высокодиссоциированная жидкость ($6 \cdot 10^{-7}-10^{-5}$) и, выступая как участник реакций, не взаимодействует химически. Представлена она мономерными молекулами, часть которых диссоциирована на H^+ и OH^- . В отсутствие водородных связей формируются летучие гидроксиды многих элементов типа $\text{Be}(\text{OH})_2$, $\text{Zn}(\text{OH})_2$, $\text{Mo}(\text{OH})_2$, солей некоторых кислот, двойных хлоридов, полимерных молекул и разнообразных комплексных соединений, например Si . В состав флюида хорошо переходят ионы с положительной гидратацией (Fe^{3+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , F^-). Летучесть элементов и соединений приобретает путем группировки мономерных молекул воды вокруг отдельных молекул, т. е. без растворения в сжатом флюиде [53].

Попадая в область более низких температур ($600-650^\circ\text{C}$) и давлений (до 450 МПа) гранулитовой зоны, подобный флюид расслаивается, давая начало некоторому количеству ассоциатов воды с установившимися водородными связями. Появление последних приводит к частичному разрушению ранее созданных группировок летучих и выпадению ряда соединений и элементов [Si и др.]. В связи с уменьшением степени дис-

социации (до $6 \cdot 10^{-8}$) и увеличением структурной упорядоченности вода приобретает свойства химического реагента (химически активная вода) и входит в решетки некоторых минералов, образующихся в верхах гранулитовой зоны (слюда и др.). Наметившаяся тенденция участия ассоциированной воды в реакциях метаморфизма усиливается в амфиболитовой зоне (около 500°C) и широко представлена в зоне зеленых сланцев ($300\text{—}500^\circ\text{C}$; $150\text{—}350$ МПа). Судя по величине коэффициента диссоциации ($1,2 \cdot 10^{-10}\text{—}1,9 \cdot 10^{-9}$) и энтропии ($117\text{—}142$ кдж/кмоль $^\circ\text{K}$), вода здесь выступает в качестве активного химического реагента, приобретает черты растворителя (диэлектрическая проницаемость примерно $20\text{—}12,5$) и вследствие незначительной вязкости ($0,076\text{—}0,057$) $\cdot 10^{-3}$ Па \cdot с способна обеспечить перемещение значительного количества вещества.

Развитие процессов структурирования воды усиливается в «цеолитной» зоне ($200\text{—}300^\circ\text{C}$; $100\text{—}150$ МПа), где, по мнению В. А. Ильина, принципиально возможно существование элементов «ажурности» в ее структуре и переход в раствор ионов с отрицательной гидратацией (K^+ , Rb^+ , Cs^+ , Tl^+ , Vg^- , I^-). При понижении давления и частичном распаде структуры воды проявляется тенденция к переходу в раствор ионов с положительной гидратацией.

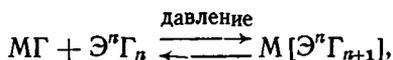
Рассматривая растворение минералов как химическую реакцию на границе раздела фаз, можно, в согласии с законом фазового равновесия Гиббса, принять, что равновесие между твердым веществом и раствором наступает при условии

$$\mu_A^s = \mu_A^1 = \mu_A^0 + RT \ln(X_A),$$

где μ_A^0 — стандартный химический потенциал вещества в растворе; μ_A^1 , μ_A^s — химические потенциалы вещества в растворе и твердой фазе в конкретных условиях среды; R — газовая постоянная; T — температура, К; X_A — мольная доля вещества A в растворе. Отсюда процесс растворения возможен, когда $\mu_A^s > \mu_A^1$.

Касаясь механизмов перемещения вещества при постдиagenетическом преобразовании минералов, протекающих в широком диапазоне PT -условий и химической активности воды, следует отметить, что интенсивность и направленность подобных превращений с наибольшей определенностью контролируется равновесиями типа $\mu_A^s = \mu_A^1$ в зоне гипергенеза. На глубинах эпигенетического преобразования осадочных пород, где в негидростатическом поле напряжений в связи с концентрацией локальных дефектов в кристаллических решетках, пластическими деформациями и микродроблениями равновесия не достигаются [33, 41, 42], а химическая активность воды по мере роста PT снижается, миграция вещества осуществляется также по механизму твердофазных молекулярно-диффузионных переходов [27, 42 и др.] и в составе суб- и надкритических флюидальных смесей — на основе воды. На каком-то уровне T и P термически активированных превращений эти формы массопереноса могут доминировать.

Как следует из материалов изучения химического состава конденсационных вод нефтегазоносных бассейнов [21, 25], перегретых пароводяных струй областей современного вулканизма, экспериментальных исследований [53, 61 и др.], в составе суб- и надкритических флюидов в значительных количествах переносятся газы (углеводороды, CO_2 , H_2 , пары воды, летучие NH_3 , HCl , HI , HF и др.), металлы в элементарном состоянии и в виде соединений (сульфиды, окислы, хлориды, фториды), галогены, Si в виде комплексных соединений, а при падении давлений — в виде $\text{Si}(\text{OH})_4$ и гидратированных комплексов типа $\text{Si}(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [35]. Касаясь переноса щелочных металлов и галогенов в надкритических флюидах, следует полагать, что по аналогии с постмагматическими газовыми растворами [4] одной из характерных форм их существования являются комплексные соединения



где M — катион щелочного элемента, \mathcal{E}^n — катион элемента-комплексообразователя с зарядом n .

При взаимодействии флюидов, содержащих комплексные галоидные соединения с осадочными породами, происходит процесс альбитизации (деанортитизации) плагиоклазов с переводом Ca^{2+} в подвижное состояние [18, 22]; при более 500°C важное значение приобретает взаимодействие $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$.

Процессами комплексобразования во многом определяется подвижность элементов в суб- и надкритических флюидах, объясняется изменение кислотно-щелочных свойств этих газожидкостных смесей как следствие диссоциации (ассоциации) комплексных молекул:



По мере снижения температуры кислотность растворов в связи с уменьшением прочности и разрушением комплексных соединений возрастает, происходит частичное выпадение в осадок тяжелых металлов, накопление простых ионов, которые в верхних частях гидрогеохимических разрезов наследуются структурированными водными растворами [5, 25]. При температурах, близких к критическим, состав подземных вод должен быть близок к хлоридно-кальциево-натриевому и отличаться высокими концентрациями тяжелых металлов (Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb и др.), SiO_2 , CO_2 и H_2S [22]. Дальнейшее охлаждение структурированных вод сопровождается стадийным выделением из них наименее растворимых соединений в соответствии с меняющимися термобарическими и геохимическими условиями, в результате чего они приобретают облик термальных вод [57, 58], доступных для изучения на современном уровне техники бурения и испытания глубоких скважин.

Представления о том, что формирование состава подземных вод есть необходимое следствие процессов литогенеза, разделяются всеми исследователями и составляют основу гидрогеохимии [39, 44, 47]; со взаимодействиями в системе порода \rightleftharpoons вода связывается генезис всех известных в настоящее время типов подземных вод. Вместе с тем не лишен теоретического смысла вопрос об обобщенном, суммарном выражении последствий воздействия продуктов литогеохимического преобразования осадочных пород на подземную гидросферу. С наибольшей определенностью он может решаться, очевидно, на примере элементов или соединений, не связывающихся или связывающихся очень слабо в термобарогеохимических условиях литогенеза, таких, как I, в какой-то мере молекул воды и др.

Экспериментальными исследованиями [25, 26] установлена прямая и тесная ($r=0,86-0,90$) зависимость между выходом I и температурой ($20-600^\circ\text{C}$) воздействия на осадочные породы. Графическое выражение этой зависимости описывается уравнением $y=kx+b$, где k — угловой коэффициент, равный тангенсу угла α между прямой и осью абсцисс. В общем случае величина угла α уменьшается с увеличением возраста осадочных пород (фиг. 2).

Как следствие процессов высвобождения I в результате термохимического преобразования осадочных пород необходимо рассматривать распределение этого элемента в подземных водах (табл. 2). Вытекающие из этой таблицы закономерности свидетельствуют о наличии соотношений типа $C = aVm^{-1}T$, где C — средняя концентрация водорастворенного I в бассейне; V — объем осадочной толщи; T — температура в основании «действующего» объема осадочных пород; m — водонасыщенность пород; a — эмпирический коэффициент. Судя по распределению средних концентраций существует некий «критический» объем (или мощность как один из параметров V) осадочных пород, необходимый для обеспечения интенсивного продуцирования I в результате их термических превращений. Как следует из табл. 2, «критическая» суммарная мощность осадочных пород составляет 4 км; термически обусловленные процессы преобразования твердого скелета пород и связанного с ним РОВ с вы-

Таблица 2

Средняя концентрация I подземных вод (\bar{x} , мг/л) в разрезе осадочной толщи земной коры в бассейнах с кристаллическим (1) и складчатым (2) основаниями

1			2			1			2		
H^*	\bar{x}	n	H	\bar{x}	n	T	\bar{x}	n	T	\bar{x}	n
До 1	3,11±0,39	27	До 1	5,0±0,94	5	До 25	3,0±0,40	48	До 25	—	—
1—2	5,37±0,41	140	1—2	6,97±0,81	97	25—50	8,7±0,62	234	25—50	4,27±0,92	10
2—3	6,66±0,37	429	2—3	8,25±0,54	231	50—75	15,3±1,18	288	50—75	5,35±0,69	47
3—4	17,86±0,93	457	3—5	12,76±0,58	343	75—100	14,4±0,74	613	75—100	8,06±0,78	102
4—5	21,52±1,42	226	5—6	32,45±9,26	88	100—150	8,9±0,86	84	100—150	12,29±0,32	278
5—7	20,02±2,12	112	6—10	31,44±1,59	495	150—225	22,4±1,67	144	150—225	20,83±1,46	388
7—15	35,61±5,20	72	10—12	37,29±3,82	17	225—375	30,2±2,75	167	225—375	25,85±0,76	445
15—25	42,69±4,20	250	—	—	—	>375	57,7±7,22	136	—	—	—

* H — суммарная мощность осадочных образований (или максимальная глубина фундамента) в бассейне, км; T — температура в основании толщи осадочных пород, °C; n — количество определений

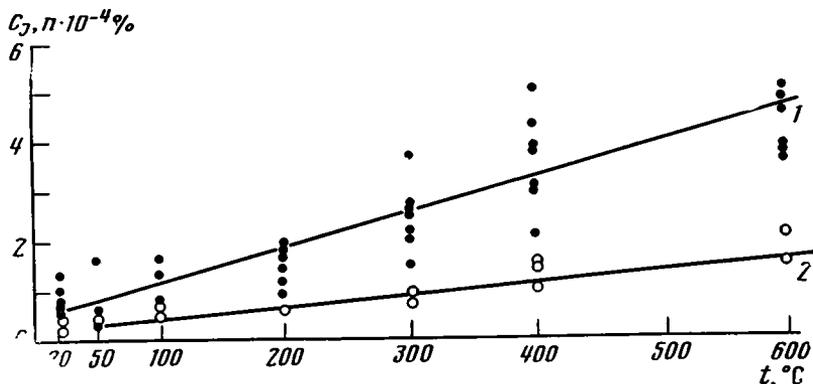
Таблица 3

Средняя минерализация подземных вод (\bar{x} , г/л) в разрезе осадочной толщи земной коры в бассейнах с кристаллическим (1) и складчатым (2) основаниями

H	1		2		T	1		2	
	\bar{x}	n	\bar{x}	n		\bar{x}	n	\bar{x}	n
До 1	71±11,1	48	11,4±1,9	5	До 25	108,4±13,0	72	—	—
1—2	158,2±7,0	183	64,6±5,8	107	25—50	237,2±6,4	277	39,1±16,3	13
2—3	131,7±5,5	592	140,2±3,3	238	50—75	281,6±4,9	290	114,5±12,8	53
3—5	256,1±4,1	743	94,5±2,5	354	75—100	168,7±5,1	778	66,5±5,3	108
5—7	136,3±3,7	346	102,9±8,7	142	100—150	123,3±8,1	148	120±3,6	288
7—10	102,8±2,7	322	63,7±2,8	469	150—225	132,9±3,5	373	101,9±3,2	396
>10	92,1±2,8	899	26,1±3,1	17	225—375	109,2±2,9	803	63,2±2,8	471
—	—	—	—	—	>375	57,5±1,9	397	—	—

свобождением значительного количества I наиболее интенсивны при более 150° С в основании осадочных пород.

Отсюда видно, что при прочих равных условиях важнейшим фактором в формировании (и распространении) иодных подземных вод наряду с объемом осадочных пород является температура. Вместе с тем температура оказывает решающее влияние и на физико-химические свойства самой воды — среды существования и миграции I. Этим обстоятельством объясняется существование оптимальных температур (30—70° С) и относительно повышенных содержаний I (10—40 и 280—



Фиг. 2. Зависимость выхода I (C_I) из органо-минерального комплекса осадочных пород от температуры

Образцы: 1 — Западный Копет-Даг, песчаник Cr_{1al} : $C_I = 0,00655t + 0,54$;
2 — Припятский прогиб, известняк D_{3zd-el} : $C_I = 0,00216t + 0,19$

320 г/л) в подземных водах [25], а также общая картина распределения его в гидрогеохимическом разрезе осадочной толщи земной коры (фиг. 3). В вертикальном разрезе первой группы бассейнов распределение концентраций водорастворенного I приближается к прямой линии, что свидетельствует [48] об установлении стационарной диффузии. При этом в качестве «источника» диффундирующего вещества выступает наиболее прогретая нижняя часть осадочной толщи. Распределение I в разрезе второй группы бассейнов свидетельствует о преобладающей роли конвективного массопереноса — сначала в виде вертикальных потоков (порций потоков) суб- и надкритических флюидов (гомогенных газожидкостных смесей, ГГС, по терминологии автора) по зонам разломов до уровня экранирования, а затем в результате трансформации их в субгоризонтальные — в виде смешанных конвективно-диффузионных в объеме пластовых систем. Геологический эффект указанного режима переноса I из зон жесткого термического преобразования осадочных пород настолько значителен, что затушевывает эффект массопереноса по типу молекулярно-диффузионного [26].

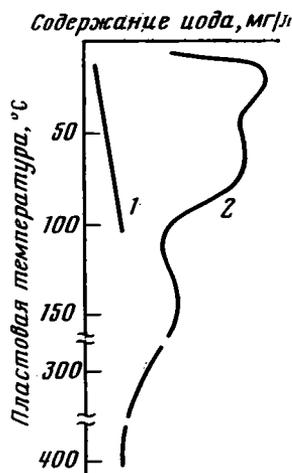
Рассматривая эпигенез осадочных пород как следствие суммы реакций приспособления их к постоянно возрастающим P и T , в том числе необратимых реакций, связанных с высвобождением и потерей летучих, следует ожидать прогрессивного обеднения иодом нижних частей разрезов по сравнению с верхними. Специальные исследования [30] это необходимое условие эпигенеза подтвердили.

Установленные для I особенности поведения и пространственного распределения в гидросфере эпигенеза осадочных пород, по-видимому, свойственны и другим элементам, хорошо летучим в газовой фазе (Hg и др.). В этом нас убеждает хотя бы тот факт, что явление «отгона» в верхние части осадочных толщ, столь ярко выраженное в случае с I, наблюдается и при изучении В, As, Cl, Br, других элементов и соединений [22, 23].

Геохимические эффекты высокотемпературного эпигенеза четко прослеживаются при анализе распределения средней минерализации под-

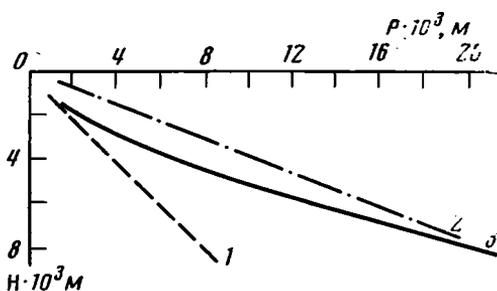
земных вод в бассейнах с различными геотермическими режимами и мощностями осадочных пород (табл. 3). Как следует из этой таблицы, средние минерализации в бассейнах с кристаллическими основаниями закономерно возрастают с увеличением мощности осадочных пород до 5 км и температур в их основании до 75°С. По мере дальнейшего увеличения суммарной мощности осадочных образований и соответственно температур на поверхности кристаллических фундаментов средние минерализации подземных вод в бассейнах прогрессивно уменьшаются. В бассейнах со складчатыми фундаментами эффект «распреснения» подземных вод проявляется уже при мощности осадочных пород свыше 3 км.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что, как и в случае с I, масштабы выделения «возрожденных» вод при эпигенезе тем боль-



Фиг. 3

Фиг. 3. Общая тенденция распределения водорастворенного I в бассейнах с низкими (до 100—150°С) (1) и с суб- и надкритическими температурами (2) в основании осадочных толщ



Фиг. 4

Фиг. 4. График зависимости давления от глубины. Закономерные изменения давлений: 1 — гидростатического (0,1 кгс/см² на 1 м); 2 — геостатического (0,25 кгс/см² на 1 м); 3 — пластового ($P=3,4H-6630$) (по [40] с упрощениями)

ше, чем значительнее объемы осадочных пород и температуры в их основании. Причем, судя по распределению средней минерализации подземных вод в бассейнах со складчатыми основаниями, процессы дегидратации минералов и термической деструкции ОВ с выделением воды особенно интенсивны на поздних стадиях катагенетического преобразования осадочных пород, в том числе глинистых минералов.

С уплотнением и дегидратацией глинистых минералов связывают [19, 20, 43 и др.] генезис какой-то части объема подземной гидросферы, локальное опреснение подземных вод в толщах глубоко погруженных песчано-глинистых пород и даже появление наведенных аномалий пластовых давлений, определяющих эволюцию гидродинамических режимов в разрезе нефтегазоносных бассейнов. Для глубинной гидрогеохимии осадочных толщ обращение к истории и геохимии постдиагенетического преобразования породообразующих минералов, особенно минералов класса силикатов с непрерывными слоями тетраэдров SiO₄ (группы слюд, гидрослюд, каолинита, монтмориллонита и др.) и трехмерными каркасами из тетраэдров (Si, Al)O₄ в кристаллической структуре (группы полевых шпатов и др.), вполне закономерно. Именно эти группы минералов, а также CaCO₃ и некоторые минералы, ионообменные свойства которых усиливаются в условиях высоких температур, определяют наряду с ОВ и летучими основные черты геохимии процессов литогенеза.

осадочных пород и неразрывно связанных с литогенезом процессов формирования и эволюции подземной гидросферы.

Вместе с тем фактические данные последних лет заставляют весьма осторожно относиться к попыткам связать локальные гидрогеохимические инверсии в термически напряженных районах преимущественно с процессами высвобождения «межслоевой» воды и дегидратации глинистого вещества *in situ*. Так, в условиях Южно-Каспийской мегавпадины этому противоречит хорошая сохранность монтмориллонита и превалирование его в составе глинистых минералов вплоть до глубины 6—6,5 км [54]. Это обстоятельство свидетельствует о том, что опресненные воды продуктивных структур Южно-Каспийского региона являются прежде всего конденсационными [21, 49], что в их формировании практически не принимают участие «возрожденные» воды глинистых минералов вмещающих песчано-глинистых пород. «Корни» конденсационных вод восточного и западного бортов этой мегавпадины следует искать гораздо глубже, в зоне распространения палеоген-меловых и юрских отложений, где господствуют температуры 250—600°С. Именно здесь осуществляется региональная дегидратация глинистых и рекристаллизация других групп минералов с высвобождением значительного количества молекулярной и потенциальной (OH^- , H^+O^+ и др.) воды. Здесь же в результате термической деструкции высокомолекулярных гетерополиконденсатов РОВ выделяется собственно вода, группы OH , COOH , OCH_3 и др., которые при соответствующих перестройках могут служить источником новообразованных молекул H_2O . Последующему перемещению этих разнотипных новообразованных вод в составе ГГС и конденсации их в разрезе челекенской толщи обязаны своим происхождением фрагменты инверсии минерализации подземных вод, наблюдающиеся в Южно-Каспийской мегавпадине.

Говоря о генезисе гидрогеохимической инверсии в одном из термически напряженных регионов, следует подчеркнуть несоответствие принятых экспериментальных граничных температур преобразования набухающих глинистых минералов в ненабухающие действительным природным. Причина этого, по справедливому мнению М. Б. Хеирова, заключается в массовой консервации глинистого вещества в разрезе мощных глинистых толщ. Это же мнение было высказано ранее [8, 30] в связи с условиями термодеструкции РОВ. То обстоятельство, что процессы консервации органо-минеральных ассоциаций широко развиты в разрезе осадочных толщ и, таким образом, геологичны по своим масштабам и следствиям, свидетельствует, что проблема их изучения затрагивает не только сферу интересов литологов, но и гидрогеологов. Ибо сам механизм консервации определяется наряду с литолого-тектоническими еще и, что очевидно, геохимическими и гидродинамическими факторами.

Литогенез и гидродинамика. Не будет ошибочным утверждение, что процессы активного эпигенеза осадочных пород определяют основные черты гидродинамики НГБ. Именно с нестабильностью и фазовыми перестроениями твердого скелета и РОВ осадочных образований при их глубоком литогеохимическом превращении следует связывать глобальную тенденцию сближения величин пластового и геостатического давлений с глубиной ([40]; фиг. 4), а также природу аномально-высоких пластовых давлений как проявления глубинной барической ситуации конечных стадий эпигенеза и метаморфизма [11, 38 и др.].

В разрезе грунтовых и артезианских гидрогеологических систем (табл. 4), с их относительно стабильной и водопроницаемой скелетной структурой вмещающих пород, динамика подземных вод, подчиняясь линейному закону фильтрации, определяется в основном соотношением напоров в сообщающихся с земной поверхностью областях питания и разгрузки. Гидродинамический режим квазиэлизионных и термогидродинамических систем более сложен и формируется преимущественно за счет внутренних, литогенетических источников подземных вод и пластовой энергии.

Принципиальная схема гидрогеологической зональности осадочной толщи земной коры

Гидродинамические системы	Стадия литогенеза осадочных пород	Особенности гидродинамики и флюидодинамики	Температура, °С	Давление
Грунтовые воды Артезианские	Диагенез. При подъеме территории породы различных стадий преобразования	Горизонты безнапорные Под гидростатическим давлением	<50—60	$P_{пл}^* = P_{гидр} \cdot P_{г}$
Квазиэлизионные	Поздний диагенез — катагенез	Движение подземных вод под воздействием градиентов давления сложной природы. Примаг вертикальных движений, сопряженных с элементами субгоризонтального центростремительного перемещения подземных вод при активном воздействии флюидов термогидродинамической системы	60—200	$P_{пл} = P_{гидр}$; локально $P_{г} > P_{пл} > P_{гидр}$
Термогидродинамические	Метагенез. Региональный метаморфизм	Обусловлены наличием перегретых вод (гипертермы), суб- и надкритических водно-газовых смесей (флюидов)	200—450	$P_{гидр} \ll P_{пл} \rightarrow P_{г}$; периодически $P_{пл} > P_{г}$ с релаксацией преимущественно в зонах разломов
Субгидрогеологический этаж		Обусловлены преимущественным развитием надкритических (для воды) флюидов	450—700	
			>700	

* $P_{пл}$ — пластовое давление сложной природы; $P_{гидр}$ — давление гидростатическое, обусловленное массой столба жидкости переменной плотности; $P_{г}$ — геостатическое давление.

Характер и значительные скорости осадконакопления в объеме внутри- и эпигеосинклинальных, эпиплатформенных, межгорных и предгорных прогибов и впадин исключают сколько-нибудь значительную сортировку песчано-глинистого материала как по вертикали, так и, особенно, по горизонтали. Этим обстоятельством объясняется площадная литолого-фациальная невыдержанность и высокая степень анизотропности разреза осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов, возрастающая с увеличением количества слоев и многократно превышающая анизотропию каждого из них. В связи с этим характернейшей чертой гидродинамики квазиэлизионных систем являются преимущественно субвертикальные перемещения поровых и «межслоевых» вод из уплотняющих пород [10, 12, 17 и др.], литологически обусловленное формирование гидродинамически замкнутых и полузакмнутых резервуаров, релаксация внутренней энергии которых инициируется тектоническими пульсациями, повышением температур и завершается с превращением квазиэлизионных систем в термогидродинамические.

Затрудненный отток продуктов преобразования пород и связанные с ним локальные повышения давлений тормозят процессы эпигенеза, способствуя консервации РОВ и разбухающих глинистых минералов (монт-

мориллонит и др.), особенно значительной в разрезе мощных глинистых [8, 14] и песчано-глинистых толщ [54]. Касясь геохимической стороны процессов гидрослюдизации монтмориллонита, можно полагать, что его консервация здесь связана не с дефицитом К, Mg, Al в песчано-глинистых разрезах [46], а с отсутствием условий для их активного перемещения и фиксации в межслоевых структурах.

С погружением осадочных образований в область температур более 200°С ситуация заметно меняется. Резко увеличивается выход продуктов дегидратации минералов и термической деструкции РОВ, их общий объем по отношению к исходному объему увеличивается соответственно от 10—20 [55] до 50% и более. Термически обусловленный рост парциальных давлений продуктов эпигенетических процессов по своей интенсивности превышает скорость нарастания геостатических давлений. Так, согласно оценок [62], парциальное давление воды при переходе ее из области температур в 200°С в область 400°С и затрудненном оттоке возрастает с 9,8 до 333,4 МПа и более. Примерно такой же порядок величин приращения давлений наблюдается в результате появления газовой фазы при термолize ОБ. Например, при оступлении 1 м³ ОБ стадии К в область температур 300°С и преобразовании ее здесь до стадии А должно в соответствии с [33] выделиться 281,6 кг газа (22% вес.%) при уменьшении объема твердого вещества на 0,433 м³. Допустив, что весь объем газа представлен метаном (415,9 м³), отток которого из сферы деструкции ОБ затруднен, обнаружим приращение давления $\Delta P = 184$ МПа.

Появление в разрезе термогидродинамической системы сверхвысоких, превышающих геостатические, давлений приводит к формированию микротрещин, к явлениям гидроразрыва пласта, образованию дизъюнкций, диапировых складок и крупных разрывов сплошности осадочных пород вышележащих гидродинамических систем [11, 55, 38 и др.]. В связи с уменьшением вязкости воды, водно-газовых растворов и смесей увеличивается их подвижность, происходит «размывание» гидродинамически замкнутых резервуаров, ликвидируются лито-геохимические последствия явлений консервации глинистых минералов и РОВ в разрезе квазиэлизионных гидродинамических систем. Высокий энергетический потенциал летучих обеспечивает интенсивную дегидратацию минералов, отвод продуктов термолize РОВ и, как следствие, региональную гидрослюдизацию монтмориллонита и других разбухающих глинистых минералов.

Литогенез и нефтегазообразование. Нефть как поликомпонентная органо-минеральная ассоциация представляет собой своеобразную жидкую горную породу — продукт эпигенетического преобразования осадочных пород [7, 29]. Установленные для месторождений нефти, газа и газоконденсата закономерности распространения в земной коре [37, 2, 9] являются отражением процессов объемной переработки толщи преимущественно осадочных пород в условиях жестких температур и давлений, другими словами, действия высоких температур (современных или древних) на достаточно большие, обеспечивающие нефтегазообразование, накопление и сохранение УВ, объемы РОВ осадочных образований. «Критическая» мощность ($H_{кр}$) толщи осадочных пород, эпигенетическое преобразование которых обеспечивает нефтегазообразование и нефтегазонакопление, превышает 3,5—4 км [9], т. е. эквивалентна $H_{кр}$ процессов иодообразования, что объясняется общностью источников и близостью термобарогеохимических условий генезиса УВ и водорастворенного I [25].

Отмечаемое [1, 52 и др.] смещение основной массы запасов УВ кверху относительно термобарических оптимумов преобразования РОВ свидетельствует о том, что процессам миграции нефтяных УВ свойственны упоминаемые выше явления «отгона» в результате субвертикального пульсационно-конвективного переноса в составе газовых растворов [6, 45 и др.] и ГГС. Подтверждением этому служит геохимический облик и характер залегания конденсационных вод месторождений УВ [21], палинологическая характеристика нефтей и газов [28, 32, 56 и др.]

в разрезе тектонически и термически активных осадочных бассейнов (Предкарпатье, Крым, Предкавказье, Южно-Каспийская мегавпадина и др.). Есть все основания [21, 30 и др.] полагать, что, начавшись с интенсивной термической деструкции РОВ и необратимых превращений скелета осадочных пород в термогидродинамической системе, процессы нефтегазообразования завершаются формированием залежей УВ в менее жестких *PT*-условиях квазиэлизионной и в меньшей мере артезианской гидродинамических систем. Гидрогеологические бассейны, в разрезе которых термогидродинамические системы отсутствуют или отсутствовали в прошлом, как объекты для поисково-разведочных работ на нефть и газ бесперспективны.

Представления о важной роли процессов миграции УВ в составе газовых, водно-газовых растворов, суб- и надкритических ГГС в формировании залежей нефти не отрицают вместе с тем определяющего значения подземных вод в нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении. Однако действительная роль подземных вод в этих процессах гораздо сложнее, чем принято думать; во многих своих аспектах она остается неизученной и требует постановки специальных исследований. Не вызывает сомнений, что именно подземная гидросфера с ее гигантской теплоемкостью и слабой сжимаемостью определяет те барогеотермические режимы, без которых немислимы процессы жесткого термолиза РОВ осадочных пород, мобилизации, миграции УВ и стабилизации нефти. Вследствие высокой минерализации подземных вод облегчается процесс фазового обособления нефти и газа; во многом за счет пластовых вод и вод, выделяющихся в процессе термического преобразования осадочных пород, формируется атмосфера ГГС; поверхности на границе ГГС и пластовых вод (или поверхности конденсированной воды в объеме ГГС) являются структуро- и фазоформирующими для жидких УВ; незначительная динамичность пластовых вод и их высокая минерализация способствуют сохранности залежей нефти и газа.

В заключение следует отметить, что автор не ставил перед собой задачу всестороннего освещения поднятой в статье проблемы — сложной и слабо изученной. Имелось в виду подчеркнуть, что основные черты геохимии подземных вод, энергетика пластовых систем НГБ и нефтегазообразование определяются интенсивностью эпигенетических процессов, масштабы которых находятся в тесной связи с объемом и геотермическими режимами толщ осадочных пород. Несомненно, что успехи дальнейшего развития теории нефтегазообразования и гидрогеологии НГБ будут тем значительнее, чем успешнее будут усилия по комплексному изучению проблем литогенеза, региональной и нефтяной гидрогеологии, геохимии подземных вод и газов.

Литература

1. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П., Калмыков Г. С. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 112 с.
2. Арбатов А. А., Кондаков А. В. Нефтегазоносность малых межгорных впадин.— Геол. нефти и газа, 1977, № 11, с. 66—71.
3. Белоцерковец Ю. И., Орлова Л. В. Постдиагенетические изменения удельного веса терригенных пород угленосных отложений Донбасса.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1407—1410.
4. Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 67—75.
5. Богородицкий К. Ф. О гидротермальной зональности и термальных водах больших глубин.— В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 293—298.
6. Вассоевич Н. Б., Успенский В. А. Геология нефти.— В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 2. Л.: Гостоптехиздат, 1954, с. 152—295.
7. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
8. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конюхов А. И., Карнюшина Е. Е. Роль глин в нефтегазообразовании.— Сов. геология, 1975, № 3, с. 15—29.

9. *Геодакян А. А., Троцюк В. Я.* Нефтегазообразование в осадочных бассейнах глубоководных желобов.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихого океана (тез. докл. к XIV Тихоокеанскому научн. конгр.). М.: Хабаровск, 1979, с. 13—15.
10. *Гуревич А. Е.* Геофлюидодинамика: структура и контуры теории.— В кн.: Проблемы геофлюидодинамики. 1976, с. 10—46. (Тр. ВНИГРИ, вып. 387).
11. *Дурмишьян А. Г.* О роли аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в формировании структур и залежей нефти и газа Южно-Каспийской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 114—125.
12. *Зайцев И. К., Тарасов В. М.* Некоторые проблемы гидродинамики артезианских бассейнов.— Сов. геология, 1972, № 11, с. 63—73.
13. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М.: Недра, 1972. 279 с.
14. *Зхус И. Д., Зубковская Е. И.* О взаимозависимости преобразований глинистых минералов и рассеянного органического вещества при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Физические свойства коллекторов нефти при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1979, с. 128—132.
15. *Ильин В. А.* Состояние и свойства воды в глубоких горизонтах земной коры.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 10, с. 77—82.
16. *Ингерсон И.* Геологическая термометрия.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 482—504.
17. *Йодер Х. С. (мл.).* Роль воды при метаморфизме.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 520—538.
18. *Калинин Д. В.* Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения.— Геохимия, 1961, № 7, с. 616—622.
19. *Капченко Л. Н.* Преобразование ионно-солевого состава подземных вод нефтегазодносных бассейнов при дегидратации монтмориллонита.— Геол. нефти и газа, 1978, № 7, с. 57—60.
20. *Карцев А. А., Вагин С. Б.* О роли «межслоевых» вод глинистых минералов в формировании подземных вод.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 3, с. 64—66.
21. *Колодий В. В.* Подземные конденсационные и солиционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев: Наукова думка, 1975. 122 с.
22. *Красинцева В. В., Щербаков А. В.* Проблемы геохимии глубинных термальных вод и некоторые особенности их геологической деятельности.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 183—189.
23. *Красинцева В. В.* Гидрогеохимия хлора и брома. М.: Наука, 1968. 196 с.
24. *Кудельский А. В., Лукашев К. И.* Образование и миграция нефти (термобарические аспекты). Минск: Высшая школа, 1974. 134 с.
25. *Кудельский А. В.* Гидрогеология, гидрогеохимия йода. Минск: Наука и техника, 1976. 216 с.
26. *Кудельский А. В.* Прогнозирование региональной йодоносности подземных вод. Минск: Наука и техника, 1978. 119 с.
27. *Куковский Е. Г.* Проблема механизма превращений минералов.— Минералог. ж., 1979, т. 1, № 1, с. 36—42.
28. *Лобов В. А., Гроссгейм Д. А.* Прямые доказательства вертикальной миграции нефти и газа в осадочной толще востока Русской платформы.— В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Наука, 1968, с. 185—193.
29. *Логвиненко Н. В.* К вопросу о шкале катагенеза.— В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Недра, 1978, с. 97—99.
30. *Лукашев К. И., Кудельский А. В., Шиманович В. М., Комракова С. Г., Гуркова Л. С., Клевицова Л. И.* Йод в горных породах, нефтях и рассолах Припятской впадины.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 712—714.
31. *Махнач А. С., Кудельский А. В., Махнач А. А., Жоголо В. Г.* Перспективы нефтеносности Припятской впадины в свете палеотермических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 107—120.
32. *Медведева А. М.* Палинологическое изучение нефти. М.: Наука, 1978. 92 с.
33. *Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород.* М.: Недра, 1975. 256 с.
34. *Минский Н. А.* Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975. 288 с.
35. *Мицюк Б. М.* Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наукова думка, 1974. 87 с.
36. *Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.* О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием.— В кн.: Горючие ископаемые (Докл. сов. геологов к Междунар. геол. конгр., XXV сессия). М.: Наука, 1976, с. 47—62.
37. *Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1975. 278 с.
38. *Новоселов Б. А.* Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур.— Геотектоника, 1975, № 4, с. 95—101.
39. *Овчинников А. М.* Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.
40. *Орфаниди К. Ф.* Закономерности изменения пластового давления в недрах Земли.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 692—694.
41. *Остапенко Г. Т.* Химический потенциал твердого тела в условиях негидростатического напряжения и фазовые равновесия.— Геохимия, 1970, № 5, с. 575—587.
42. *Остапенко Г. Т.* Теории локального и абсолютного химического потенциала, их экспериментальная проверка и приложение правила фаз к системам с негидростатически напряженными твердыми фазами.— Геохимия, 1975, № 3, с. 460—471.

43. *Польстер Л. А., Висковский Ю. А., Гусева А. Н., Гарнов Е. И., Пласкова А. Г.* Физико-химические особенности и гидрогеологические факторы миграции природных растворов (в связи с изучением нефтегазоносных бассейнов). Л.: Недра, 1967. 172 с.
44. *Посохов Е. В.* Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 1975. 208 с.
45. *Радченко О. А.* О сернистых нефтях, их составе, генезисе и роли в массе мировой нефти.— В кн.: Генезис нефти. М.: Недра, 1967, с. 209—217.
46. *Савкевич С. С.* О возможной связи вторичной пористости выщелачивания с главной фазой нефтеобразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 70—78.
47. *Самарина В. С.* Гидрогеохимия. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. 359 с.
48. *Смирнов С. И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974. 263 с.
49. *Султанов Б. И.* Глубинные конденсационные воды газоконденсатных месторождений и условия их формирования.— Докл. АН АзССР, 1961, № 12, с. 1165—1167.
50. *Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Проблемы гидрогеохимии литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 32—43.
51. *Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Проблема энергетики осадочного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 3—22.
52. *Трофимук А. А.* Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
53. *Франк Е. У.* Надкритическая вода.— В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. Вып. 2. М.: Изд-во ВИМС, 1971, с. 94—111.
54. *Хеиров М. Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8, с. 144—151.
55. *Чекалюк Э. Б., Вульчин Е. И.* Роль процессов дегидратации минералов в формировании трещинных зон в горных породах.— Геол. и геохим. горючих ископ., 1975, вып. 42, с. 37—41.
56. *Шкробта Г. П.* Палинология нефти та газів радяньского Передкарпаття.— Геол. і геохім. горючих копалин, 1971, вип. 26, с. 64—67.
57. *Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
58. *Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н.* О химическом составе термальных вод СССР.— В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 267—277.
59. *Bowen N. L., Tuttle O. F.* System $MgO-SiO_2-H_2O$.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, № 60, p. 439—460.
60. *Hiltabrand R. R.* Experimental diagenesis of argillaceous sediments (abs.).— Dissert. Abs., 1970, № 4, sec. B, v. 31, p. 70—185.
61. *Kennedy G. C.* «Pneumatolysis» and the liquid inclusion method of geologic thermometry.— Econ. Geol., 1950, № 45, p. 533—547.
62. *Kennedy G. C.* Some aspects of the role of water in rock melts.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, № 62, p. 489—504.

Институт геохимии и геофизики АН БССР,
Минск

Поступила в редакцию
17.IX.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 551.72 (571.5)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

БОГДАНОВ Ю. В., АПОЛЬСКИЙ О. П., ФЕОКТИСТОВ В. П.

Нижнепротерозойские меденосные сланцево-терригенные толщи, выделяемые в качестве удоканской серии [7, 8 и др.] или удоканского комплекса [11], слагают крупный протоорогенный прогиб среди выступов архейского кристаллического фундамента [4]. Удоканский комплекс изучен достаточно детально, но тем не менее до настоящего времени вопросы его строения и формационной принадлежности вызывают значительные разногласия. Большинство исследователей образования удоканского комплекса разделяют на три крупных литолого-стратиграфических единицы — кодарскую, чинейскую и кеменскую серии (подсерии) [3, 7, 11].

Однако при картировании достаточно уверенно устанавливается только кеменская серия по характерной мощной монотонной толще кослоистых магнетитсодержащих песчаников. Чинейская серия, имеющая относительно более тонкозернистый состав, более или менее обособанно выделяется только в тех районах, где присутствуют ее верхние части с маркирующими пачками карбонатных пород, иногда со стромаколитами. Наибольшие трудности возникают при выделении кодарской серии. Практически к кодарской серии отнесены все поля рассланцеванных, часто утративших первичные текстурные признаки, тонкозернистых терригенных пород. Расшифровка складчатой структуры таких участков чрезвычайно затруднена, чем и обусловлено появление различных вариантов стратиграфического расчленения сланцевых толщ, относимых к низам удоканского комплекса. Если Л. И. Салоп [7] выделяет в составе кодарской серии пять свит: сыгыттинскую, ортуряхскую, боруряхскую, икабийскую и аянскую, то В. С. Федоровский [11] ограничивает объем кодарской серии только аянской и икабийской свитами. Однако последняя в понимании В. С. Федоровского — достаточно искусственное образование, включающее кроме собственно икабийской свиты также диафориты по архейским породам и метаморфизованные отложения чинейской серии, на что неоднократно обращалось внимание. Это обстоятельство играет, по всей видимости, даже более значительную роль, чем обычно допускают. Так, в результате изучения литологического строения и стратиграфии удоканского комплекса в пределах Удоканской подзоны установлено широкое развитие в краевых частях сильно дислоцированных и часто рассланцованных образований чинейской серии и практически полное отсутствие породных ассоциаций, которые можно было бы отнести к икабийской свите. Таким образом, существование икабийской свиты, а вместе с ней и кодарской серии как самостоятельной стратиграфической единицы вызывает сомнения, что позволяет предложить двучленное деление удоканского комплекса в составе нижней чинейской и верхней кеменской серий (фиг. 1). В этом отношении заслуживает внимания тот факт, что в среднем течении р. Витим [9], а также к северу и северо-западу от Кодаро-Удоканской зоны [5, 6] выделяются стратиграфические аналоги только кемен-

ской и чинейской серий, залегающие непосредственно на архейском фундаменте.

Неоднозначно трактуется и формационная принадлежность удоканского комплекса. Л. И. Салоп [7, 8] выделяет в разрезе комплекса ряд миогеосинклинальных формаций: терригенную мелководно-морскую в объеме нижней части чинейской серии, лагунную карбонатно-терригенную соленосную, соответствующую верхней части чинейской серии, и дельтовую (частично прибрежно-морскую и лагунную) красноцветную медистую. Эта схема формационного расчленения подчеркивает направленность геологического развития региона в раннем протерозое и проводит достаточно четкое формационное различие между чинейской и кеменской сериями. В соответствии с представлениями А. М. Лейтеса [3] и В. С. Федоровского [11] накопление осадков удоканского комплекса происходило в спокойной и устойчивой тектонической обстановке протоплатформы и характеризовалось общностью фациальных обстановок осадконакопления, преимущественно прибрежно-мелководных, временами субаэральных, что позволяет рассматривать удоканский комплекс (серию, по терминологии авторов) как единую пестроцветную формацию. В работах Э. Ф. Гринтала [2] отрицается первично пестроцветный характер пород удоканского комплекса, которые рассматриваются как группа сероцветных формаций геосинклинального ряда, несущих медное оруденение.

Решение вопроса об объеме, строении и формационной принадлежности удоканского комплекса имеет принципиальное значение для палеотектонических реконструкций и выяснения геотектонической обстановки формирования докембрийских меденосных толщ и тесно связано с прогнозной оценкой их рудоносности. Принимая во внимание, что применение обычных стратиграфических методов расчленения и корреляции древних монотонных, в различной степени метаморфизованных толщ мало эффективно, нам представляется, что существенную помощь при этом может оказать изучение петрохимических и геохимических особенностей слагающих их пород. Вместе с тем петрохимические данные позволяют провести сравнение выделяемых формаций в составе удоканского комплекса и сопоставить их со сходными формациями в других районах.

Накопленное к настоящему времени значительное количество химических анализов пород удоканского комплекса дает возможность провести статистическую обработку и получить достаточно равномерную петрохимическую характеристику не только серий, но и более мелких стратиграфических единиц — свит и подсвит (таблица). Как можно видеть, средний химический состав чинейской и кеменской серий близок, однако отмечаются достаточно устойчивые различия, заключающиеся в более высоком содержании кремнезема и суммарного железа в породах кеменской серии. Более существенные различия наблюдаются в отношении породообразующих окислов. Для кеменской серии характерно преобладание окисного железа над закисным, кальция над магнием и калия над натрием; для чинейской серии — преобладание закисного железа, магния над кальцием и практическое равенство калия и натрия.

Еще более четко эти различия прослеживаются при сравнении некоторых петрохимических характеристик свит и подсвит и особенностей характера их изменчивости по разрезу. На фиг. 2 показано размещение фигуративных точек пород удоканского комплекса и для сравнения фигуративные точки средних составов исходных магматических пород и петрогенных граувакк, заимствованные из работы В. Д. Шутова [13]. Как видно, все точки образуют достаточно компактную область с зако-

Фиг. 1. Формационный состав удоканского комплекса

1 — гравелиты и конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевропесчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — доломиты; 7 — породы с повышенным содержанием углеродистого материала; а — алевролиты, б — аргиллиты; 8 — меденосные горизонты

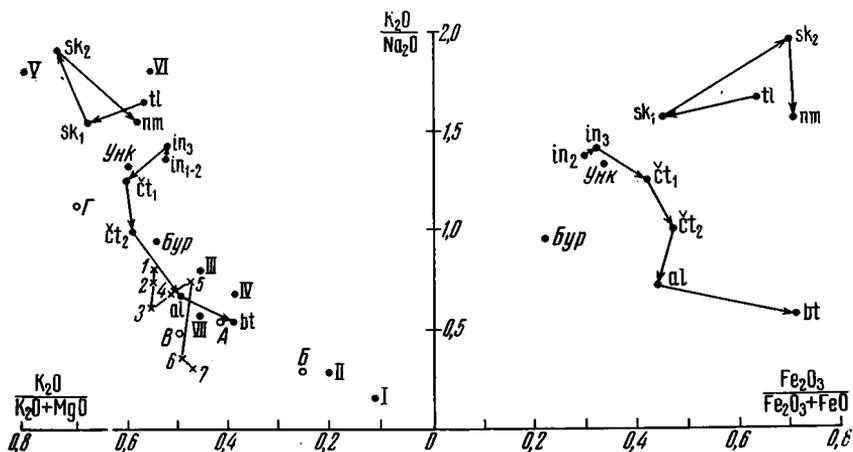
О р о г е н с к и й к о м п л е к с (у д о к а н с к и й к о м п л е к с)										Структурно-формационный комплекс				
Раннеорогенный (флишодный) (чинейская серия - первый ритм)					Позднеорогенный (молтссовый) (кеменская серия - второй ритм)					Подкомплекс (серия, ритм)				
Алебrolито-алебrolитопесчаниковая тонко-среднеритмичная				Доломито-алебrolитовая (га-лопилитовая)		Алебrolито-песчаниковая (среднеритмичная, меденосная)		Песчаниковая неясноритмичная		Аргиллито-алебrolитовая тонкоритмичная	Формация			
Аргиллито-алебrolито-песчаниковая тонкоритмичная (частично-углеродистая)				Алебrolито-алебrolитопесчаниковая среднеритмичная (меденосная)		Мелко-среднеритмичная алебrolитовая тонкоритмичная (меденосная)		Песчаниковая неясноритмичная		Алебrolито-песчаниковая крупноритмичная (меденосная)	Подформация			
Иньирская			Читкандинская		Александровская	Бутунская	Талаканская		Сакуканская		Намингинская	Свита		
нижняя	средняя		верхняя		нижняя	верхняя			нижняя		верхняя	Подсвита, части свиты		
										Литологический состав				
										Меденосные горизонты				
3000					4000					Мощность ритмов, м				
P1r1r		P1r+P1r1r		Cr+P1r	Cr+Bo+Cr		P1r+Cr	Нет	P1r+Cr+Bo		Bo-Cr	Cr-Bo-Cr	Cr	Минерализация



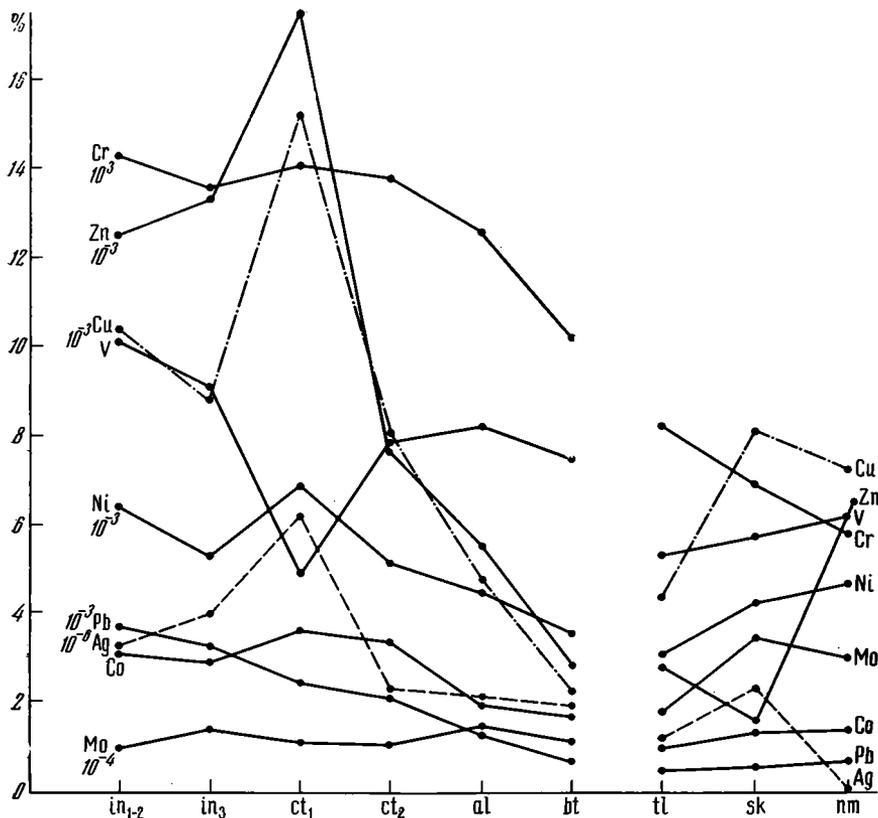
номерным размещением более кислых пород в верхней, а основных в нижней части диаграммы. Фигуративные точки пород удоканского комплекса образуют две разобщенные группы, соответствующие рассматриваемым сериям. Породы чинейской серии группируются возле точек, характеризующих средние составы граувакк. Породы кеменской серии тяготеют к полю, типичному для среднего состава аркозов. Впервые это различие между чинейской и кеменской сериями показано А. В. Сочавой [10] на примере сакуканской и читкандинской свит.

Прежде всего на данных диаграммах виден противоположный характер изменений петрохимических параметров в разрезах каждой из рассматриваемых серий. Это в первую очередь должно быть связано с изменением состава пород в областях сноса, так как граувакки в значительной степени наследуют состав первичных материнских пород [13]. Для пород чинейской серии, формировавшейся в условиях трансгрессии морского бассейна, наблюдается отчетливая тенденция уменьшения снизу вверх по разрезу таких параметров, как Al_2O_3/Na_2O , FeO/Fe_2O_3 , K_2O/Na_2O , отражающих общее уменьшение зрелости осадков и усиление окислительных условий в зоне осадконакопления. Аналогичную петрохимическую структуру имеет джезказганская свита, что видно из размещения фигуративных точек терригенных пород Северного Джезказгана [1] в непосредственной близости от точек верхней части разреза чинейской серии (см. фиг. 2). В обоих случаях эволюция общего состава пород от кислых разностей к более основным может отражать антидромный характер развития синхронного вулканизма в областях сноса.

Необходимо отметить, что резких различий по петрохимическим параметрам между нижней частью инырской свиты, относившейся ранее к кодарской серии, и верхней, слагающей низы чинейской серии, не наблюдается. Это подтверждает геологические данные об отсутствии кодарской серии как самостоятельной стратиграфической единицы того же ранга, что чинейская и кеменская серии. Для кеменской серии отмечается циклический характер изменений петрохимических параметров, что соответствует представлению о ее симметричном строении. Указанные особенности могут быть использованы в качестве идентификацион-



Фиг. 2. Диаграмма эволюции химического состава пород удоканского комплекса Свиты: in_{1-2} , in_3 — инырская, нижняя и средняя, верхняя; ct_1 , ct_2 — читкандинская, нижняя и верхняя подсвиты; al — александровская; bt — бутунская; tl — талаканская; sk_1 , sk_2 — сакуканская, нижняя и верхняя подсвиты; nm — намингинская. *Бур*, *Унк* — меденосные песчаники Бурпалы и Ункура. Джезказганская свита, горизонты: 1 — джиландинский, 2 — таскудукский; 3 — златоустовский, 4 — покровский, 5 — раймундовский, 6 — крестовский, 7 — петровский (по данным работы [1]). Средние составы пород: I — спилиты и диабазы, II — андезиты, III — гранодиориты, IV — граувакки, V — аркозы, VI — песчаники миогеосинклиналей; петрогенные граувакки: А — порфировые, Б — диабаз-спилитовые, В — гранодиоритовые, Г — гранитоидные [13]



Фиг. 3. Содержание малых элементов в породах удоканского комплекса (по данным полуколичественных спектральных анализов)

ных признаков пород чинейской и кеменской серии. В частности, как это видно на фиг. 2, меденосные отложения Ункура и Бурпалы, стратиграфическое положение которых недостаточно ясно, по своим петрохимическим параметрам оказываются тождественными породами чинейской серии.

Существенны различия пород чинейской и кеменской серий и по геохимическим особенностям. На фиг. 3 показано, что чинейская и кеменская серии достаточно четко различаются по содержанию малых элементов и характеру распределения их в разрезе. В среднем для чинейской серии типичны более высокие концентрации большинства элементов, чем для кеменской, и, как правило, чинейская серия характеризуется тенденцией к уменьшению, а кеменская — к возрастанию содержания малых элементов снизу вверх по разрезу. Для распределения меди свойственно два максимума — для средней части читкандийской и верхней части сакуканской свит. Среднее содержание меди для средней части читкандинской подсвиты на порядок выше кларка песчаников. Для средней части читкандинской свиты характерны максимальные концентрации цинка, никеля, серебра и резко пониженное содержание ванадия.

Фоновое содержание серебра в породах удоканского комплекса колеблется от нуля до $6,2 \cdot 10^{-6}\%$. В то же время наблюдается резкое различие между породами чинейской серии, для которой характерны устойчивые концентрации серебра, фиксирующиеся не менее чем в 90% проб, и кеменской, в породах которой фоновые содержания серебра лежат, как правило, ниже порога чувствительности. В породах кеменской серии серебро фиксируется спорадически (примерно 15% всех проб) и в количествах, близких к порогу чувствительности. Его среднее содержание, рассчитанное только для величин выше порога чувствитель-

Средний химический состав

Свита, подсвита	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Намингинская	24	64,16	0,607	15,11	4,38
		0,06	0,16	0,13	0,25
Сакуканская, верхняя	40	63,52	0,61	13,50	4,68
		0,14	0,26	0,23	0,36
нижняя	26	73,14	0,48	9,92	2,76
		0,09	0,34	0,26	0,35
Талаканская	18	67,15	0,56	12,81	5,59
		0,08	0,30	0,22	0,61
Бутунская	13	60,04	0,51	12,81	3,74
		0,20	0,29	0,23	0,35
Александровская	40	65,47	0,66	13,48	2,70
		0,10	0,55	0,14	0,41
Читкандинская, верхняя	35	65,22	0,70	14,67	2,86
		0,10	0,38	0,19	0,40
нижняя	28	62,29	0,60	14,56	2,76
		0,09	0,17	0,14	0,41
Инырская, нижняя	53	64,75	0,57	14,37	2,14
		0,14	0,22	0,19	0,43
Инырская, нижняя и средняя	12	64,42	0,67	15,28	2,13
		0,06	0,18	0,12	0,27
Чинейская серия, Кату- гинский р-н	66	64,00	0,50	14,59	2,33
		0,09	0,20	0,16	0,43
Кеменская серия, На- мингинский р-н	98	66,19	0,58	13,08	4,45
		0,12	0,26	0,23	0,49
Чинейская серия, Ика- бья-Читкандинский р-н	103	64,64	0,64	13,84	2,86
		0,14	0,57	0,19	0,40

Примечание. В числителе указано среднее значение, в знаменателе — коэффициент вариации.

ности, составляет $1,8 \cdot 10^{-6} \%$. Отношение серебра к меди четко различается для чинейской и кеменской серий. Это проявляется на уровне фоновых содержаний — в породах и на уровне аномальных значений — в рудных телах. Содержание свинца и цинка изменяется в разрезе аналогично поведению меди для чинейской серии, для кеменской серии поведение цинка противоположно поведению меди, а вариации свинца незначительны и отчетливой связи его с медью не устанавливается.

Таким образом, имеющиеся данные в совокупности подтверждают предположение о наличии четкой границы между чинейским и кеменским периодами развития. Это отразилось в первую очередь на характеристике рудных объектов чинейского и кеменского уровней, проявившейся как в масштабе оруденения, так и в различии их геохимической специализации. Именно к кеменскому уровню приурочено интереснейшее по условиям образования и масштабам оруденения Удоканское месторождение медистых песчаников, а также ряд аналогичных перспективных рудопроявлений. Медистые отложения этого уровня характеризуются следующими особенностями состава и строения: 1) ритмичным чередованием косослоистых известковистых и кварцитовидных песчаников с алевролитами и конгломерато-брекчиями (лагуно-дельтовые отложения); 2) большими размерами рудных залежей со сравнительно высокими средними содержаниями металла и четко проявленной минеральной зональностью; 3) широким распространением борнит-халькозиновых руд; 4) монометальностью состава руд при невысоких содержаниях серебра и незначительных примесях других элементов; 5) большими вариациями (от $-21,3\%$ до $+13,5\%$ δS^{34}) изотопного со-

терригенных пород удоканского комплекса, %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
1,78	0,078	2,80	1,74	2,60	3,76	2,86	100,57
0,21	0,24	0,22	0,51	0,20	0,26	0,32	0,22
1,93	0,121	1,44	3,58	2,13	4,17	4,16	99,88
0,30	0,58	0,43	0,67	0,30	0,34	0,56	0,01
3,27	0,075	1,35	2,30	1,77	2,75	1,81	99,62
0,35	0,54	0,38	0,62	0,30	0,30	0,60	0,11
2,47	0,056	2,78	1,93	2,29	3,77	3,14	101,55
0,60	0,47	0,34	0,35	0,25	0,30	0,23	0,20
1,43	0,040	3,26	4,82	3,90	2,14	7,32	100,07
0,33	0,48	0,55	0,54	0,36	0,43	0,52	0,01
3,09	0,077	2,67	2,65	3,63	2,59	2,88	99,90
0,35	0,40	0,35	0,43	0,31	0,370	0,48	0,14
2,94	0,065	2,39	1,60	3,50	3,28	2,42	99,91
0,36	0,47	0,37	0,48	0,30	0,38	0,33	0,007
3,30	0,104	2,38	1,68	2,75	3,48	2,65	99,82
0,36	0,41	0,29	0,42	0,30	0,34	0,32	0,007
4,18	0,155	2,38	2,00	2,15	3,06	2,69	99,66
0,25	0,45	0,28	0,56	0,29	0,36	0,35	0,007
4,99	0,159	2,60	0,91	2,25	3,16	2,97	99,48
0,16	0,45	0,21	0,51	0,23	0,24	0,15	0,008
3,40	0,082	2,89	2,27	3,16	3,07	2,54	100,03
0,37	0,39	0,20	0,41	0,30	0,34	0,39	0,008
2,40	0,096	1,83	2,85	2,18	3,74	3,09	100,49
0,45	0,56	0,38	0,66	0,28	0,38	0,55	0,008
3,24	0,112	2,41	2,21	2,92	2,95	3,34	98,78
0,32	0,50	0,43	0,58	0,86	0,39	0,52	0,09

става сульфидной серии при преобладании ее легких изотопов. Для медистых отложений чинейского уровня характерны: 1) закономерное переслаивание кослоистых алевропесчаников, слабоизвестковистых песчаников, а также алевролитов и конгломерато-брекчий (прибрежно-морские и подводно-дельтовые отложения); 2) средние размеры залежей медных руд при относительно невысоких содержаниях металла и слабо проявленной минеральной зональности; 3) крайне ограниченное распространение борнит-халькозиновых руд и появление вкрапленности пирротина; 4) наличие в медных рудах значительных примесей серебра, кобальта, никеля, молибдена и других металлов; 5) сравнительно узкий диапазон вариаций изотопного состава серы (от -15% до $+10\%$ δS^{34}).

ВЫВОДЫ

1. В строении удоканского комплекса выделяются два формационных ритма, отражающих двухстадийность развития Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны. Породы краевых частей зоны, относимые к кодарской серии, являются, по крайней мере в пределах Удоканской подзоны, рассланцованными и метаморфизованными аналогами чинейской серии.

2. Нижний формационный ритм, отвечающий чинейской серии, сложен формациями грауваккового состава, общая петрохимическая эволюция которых от кислых к более основным соответствует, по всей видимости, антидромному развитию синхронного вулканизма в областях сноса. Верхний формационный ритм, отвечающий кеменской серии, сложен формациями аркозового состава и характеризуется симметричным строением разреза. Резкое изменение состава осадков в кемен-

ское время и изменение характера петрохимической и геохимической эволюции свидетельствует о значительной тектонической перестройке региона и косвенно подтверждает наличие значительного перерыва между образованием этих серий.

3. Наличие двух формационных рядов, различающихся своими петрохимическими и геохимическими характеристиками, и двух типов медного оруденения в удоканском комплексе подтверждает тесную генетическую связь рудообразования и литогенеза.

4. На примере изучения удоканского комплекса видно, что широкое привлечение петрохимических и геохимических данных для изучения терригенных толщ может быть использовано в решении таких вопросов, как определение формационной природы их, а также в качестве прогностического критерия для оценки рудоносных площадей на различные формационные типы месторождений медистых песчаников. Изучение петрохимической структуры формационных рядов может послужить основой для разработки методики корреляции немых граувакковых толщ и вулканогенных комплексов в различных структурно-формационных зонах.

Литература

1. Арустамов А. А., Есенов Ш. Е., Паршин Г. Б., Штифонов В. И. Медистые песчаники Северного Джекказгана. Алма-Ата: Наука, 1969. 140 с.
2. Грингаль Э. Ф. Генезис и формационная принадлежность Удоканского месторождения меди.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов.— Зап. Байкальского фил. Географ. о-ва СССР, 1971, вып. 53. с. 52—55.
3. Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 184 с.
4. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Геология и закономерности размещения/Под ред. Богданова Ю. В. Л.: Недра, 1966. 385 с.
5. Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 19—37.
6. Реутов Л. М., Ляхницкий В. В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 93—104.
7. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
8. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника и история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.
9. Смеловский С. П. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Олекмо-Витимской горной страны.— Зап. Байкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1966, вып. 27, с. 81—227.
10. Соцава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
11. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Недра, 1972. 130 с.
12. Феоктистов В. П. Стратиграфия и условия формирования меденосных толщ нижнего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1966. 21 с.
13. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 109 с.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
31.VII.1981

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ВОДОНЕРАСТВОРИМЫХ ОСТАТКОВ СОЛЕЙ ФАМЕНСКОЙ КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

ЛАПТУХОВ А. В.

Фаменская соленосная формация в пределах Припятского прогиба распространена практически повсеместно. Она подразделяется на нижнюю — галитовую и верхнюю — глинисто-галитовую или калиеносную (как далее и будем ее называть) субформации. Калиеносная субформация представлена пластами каменных и калийных солей мощностью от 1—2 до 40—50 м, переслаивающимися с карбонатно-глинистыми породами. Общая мощность ее колеблется от нескольких десятков метров в куполах соляных структур (местами полностью выклинивается) до 2000 м в межкупольных зонах. Наличие в разрезе субформации свыше 30 калиеносных горизонтов [2], а также промышленных месторождений калийных солей определяет повышенный интерес к изучению вещественного состава слагающих ее пород.

Систематическое изучение вещественного состава пород калиеносной субформации началось около 30 лет назад, после открытия в 1949 г. Старобинского месторождения калийных солей. Рядом исследователей [1, 5—7] в солях и галопелитах обнаружены следующие акцессорные минералы: кальцит, доломит, магнезит, анкерит (?), ангидрит, гипс, пирит, целестин, гетит, гидрогетит и кварц. Нами с целью уточнения состава акцессорных минералов и их генезиса в течение ряда лет проводились работы по изучению водонерастворимых остатков солей района и в частности, калиеносной субформации. Материалом для исследований послужили 125 проб каменных солей — из керна скважин, пробуренных в разных частях Припятского прогиба: Ельская 30; Южно-Осташковичские 110, 125; Березинские 5, 6; Давыдовские 1-К, 3-К; Юровичская 1-Р; Нежинская 1-Р; Южно-Домановичские 3-Р, 10-Р; Новорудненская 31. Для выделения водонерастворимых остатков использовались разности галитовой породы, не содержащие несоляных прослоев. Были также изучены восемь проб сильвинитов из второго и третьего калийных горизонтов Старобинского месторождения.

Пробы массой 5—15 кг после предварительной обработки для удаления механических примесей, попавших в керн при бурении, растворялись в отфильтрованной водопроводной воде. Полученные водонерастворимые остатки после обработки (сушка, взвешивание, отбор навесок на анализы и т. д.) подвергались полуколичественному минералогическому анализу (фракция 0,01—2 мм) с отбором мономинеральных фракций. Этот метод, несмотря на его трудоемкость, позволяет выявить минералы, находящиеся в слоях в весьма незначительных количествах, изучить их морфологию, произвести предварительную диагностику по физическим свойствам и микрохимическим реакциям. Кроме того, отбор монофракций дает возможность всесторонне изучить данный минерал современными методами. Рентгеноструктурные и химические исследования водонерастворимых остатков и отдельных минералов проводились в лаборатории БелНИГРИ (аналитик Г. Н. Фролов и М. А. Жукова). Минеральный состав водонерастворимых остатков во всех изученных пробах (фракция 0,01—2 мм) оказался достаточно выдержанным. В них нами установлены следующие аутигенные минералы: ангидрит, кальцит, доломит, кварц, пирит, марказит, магнезит (?), халцедон, гематит, гидроокислы, железа. Лишь в отдельных пробах отмечены целестин, биотит, флюорит, сфалерит, ювеллит.

Ангидрит присутствует практически во всех пробах, составляя в отдельных случаях до 70—80% тяжелой фракции. Представлен микрочастицами агрегатами, входящими совместно с пелитоморфным кальцитом и глинистым материалом в сульфатно-карбонатно-глинистую

Химический состав монофракций доломитов, %

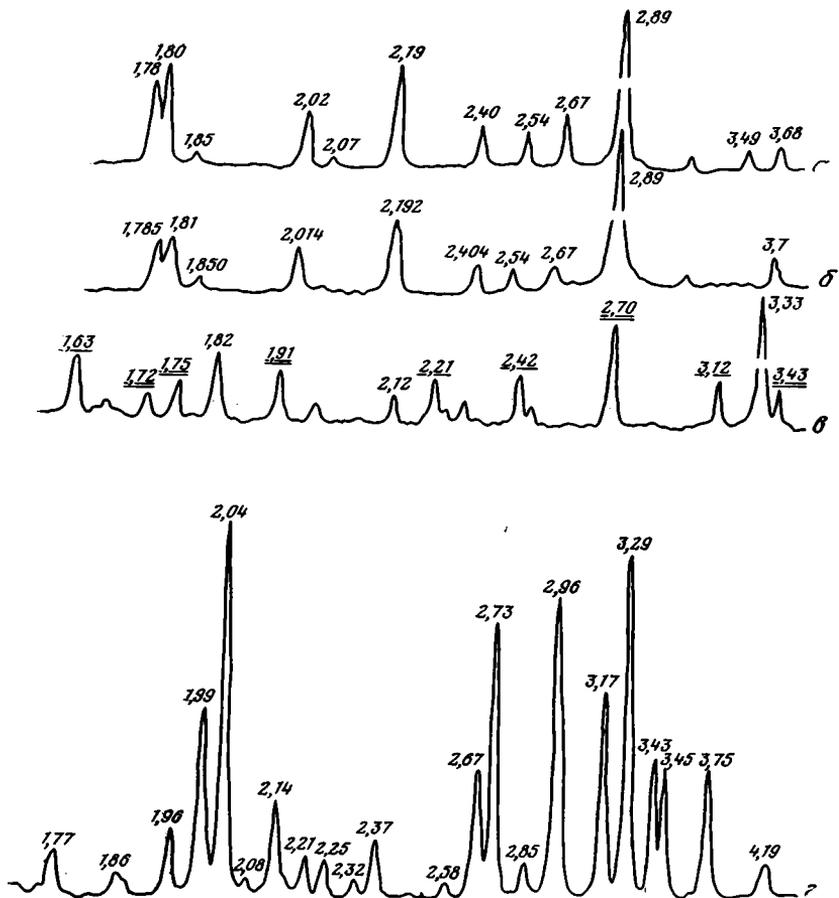
Пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Потери при прокаливании	Сумма
Юровичская 1/14а	0,94	0,97	3,92	0,26	29,76	18,49	0,14	0,10	45,24	99,82
Юровичская 1/16	0,06	0,52	3,91	0,40	32,71	17,42	0,10	0,08	45,38	99,58
Новорудненская 31/7	1,72	0,41	3,12	0,35	31,25	17,84	0,13	0,13	44,87	99,82
Новорудненская 31/9	3,10	0,52	4,58	0,37	28,55	19,22	0,14	0,14	43,37	99,71

массу, выполняющую пространство между кристаллами галита; часто образует извилистые прослои до 1—2 мм. Кроме того, ангидрит встречается в виде прозрачных, мелких, вытянутых в одном направлении пластинок во фракции 0,1—0,01 мм. Значительно реже образует белые, легко разрушающиеся при нажатии иглой сферолиты радиально-лучистого строения. *Кальцит* редко образует одиночные кристаллы в форме острых ромбоэдров или скаленоэдров. В основном представлен агрегатами зерен часто неправильной формы. В большинстве случаев окрашен в желтоватый, оранжевый, розовый, бурый цвета (иногда до коричневого). Характерно, что встречающиеся ромбоэдры кальцита являются только острыми.

Доломит наблюдается в виде отдельных кристаллов ромбоэдрического облика или их агрегатов, прозрачных, мутновато-белых, иногда с оранжевым оттенком. В большинстве проб доломит содержит изоморфную примесь железа, образуя переходные разности от доломита к анкериту. Наличие собственно анкерита (с соотношением Fe:Mg=1:1) рентгеноструктурные и химические исследования не подтвердили. Все изученные монофракции карбонатов с положительной пленочной реакцией на железо оказались доломитами с соотношением Fe:Mg=1:18—20 (табл. 1). Несколько повышенное содержание SiO₂ в пробе Новорудненская 31/9 можно объяснить загрязнением при отборе материала на анализ. На дифрактограммах (фиг. 1, а, б) четкие рефлексы 2,89; 2,19; 1,785 Å позволяют однозначно отнести данные карбонаты к доломиту.

По вопросу наличия в солях Припятского прогиба магнезита среди исследователей нет единой точки зрения. Я. Я. Яржемским [7] магнезит встречен лишь однажды в виде белой массы по трещинке в соляной глине. По данным [3], магнезит в солях наблюдается в виде отдельных зерен ромбоэдрической или неправильно-зернистой формы. Однако другие авторы [4, 5] пришли к противоположному выводу — об отсутствии магнезита в солях Припятского прогиба. Наши исследования также не подтвердили наличия магнезита в солях глинисто-галитовой субформации. Отмечены лишь во фракции 0,01—2 мм осложненные дополнительными гранями тупые ромбоэдры доломита, реагирующие несколько слабее с разбавленной соляной кислотой, чем обычный доломит. Химический анализ показал повышенное содержание в них магния. Соотношение Ca:Mg=1:1,3 (см. табл. 1, проба Новорудненская 31/9). В результате термических и рентгеноструктурных исследований не удалось установить магнезит и во фракции меньше 0,01 мм.

Кварц и халцедон отмечены в большинстве исследованных проб. Кварц представлен в основном мелкими друзами (0,2—2 мм). Встречаются также отдельные правильно ограненные кристаллы. Наблюдается кварц как в промежутках между кристаллами галита совместно с сульфатно-карбонатно-глинистым веществом, так и в кристаллах галита. В последнем случае мы, вероятно, имеем дело с сингенетичным кварцем. Во многих пробах заметную роль играют стяжения халцедона от молочно-белого, сероватого до розового цвета, часто покрытые мельчайшими кристалликами кварца. Распределен аутигенный кварц в

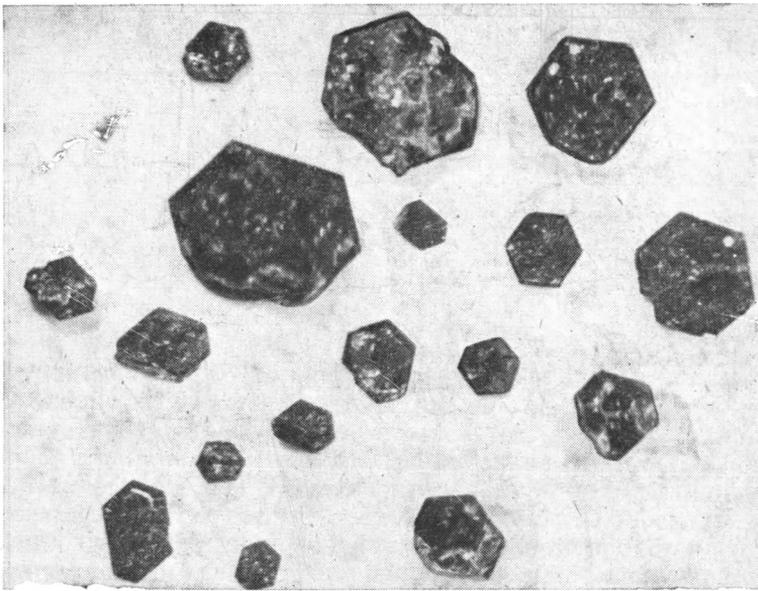


Фиг. 1. Дифрактограммы монофракций минералов
 а — доломит (Новорудненская 31/9); б — доломит (Юровичская 1/16); в —
 пирито-марказит (Притокская 6/2), рефлексы, характерные для пирита, под-
 черкнуты одной линией, для марказита — двумя; г — целестин (Новоруд-
 ненская 31/3).

солях весьма неравномерно. В 28% изученных проб он не отмечен вообще; в 30% проб наблюдается отдельными зернами, в остальных его содержание колеблется от 1 до 800 г/т (в среднем 80 г/т). Наиболее высокие содержания кварца установлены в пробах из керна скв. Давыдовская 1-К и Березинская 5, пробуренных в непосредственной близости от региональных тектонических нарушений.

Пирит и марказит образуют обычно микрозернистые, глобулярные агрегаты, в отдельных пробах отмечаются в виде включений в агрегатах пелитоморфного кальцита. Дифрактометрические исследования показали, что данные образования представляют собой смесь пирита с марказитом (см. фиг. 1, в). Содержание пирито-марказита в тяжелой фракции водонерастворимых остатков колеблется от единичных зерен до 70 г/т. *Магнетит* обнаружен почти во всех пробах в виде мелких, черных неокатанных обломков размером 0,03—0,5 мм. Во многих случаях они покрыты корочками гидроокислов железа. Поскольку правильных кристаллов магнетита установить не удалось, аутигенность его представляется сомнительной. *Гематит* в виде таблитчатых кристаллов гексагональной формы выявлен в солях из керна скв. Юровичская 1-Р (интервал 2979—2982 м) и Нежинская 1-Р (интервал 864—868 м). Кроме того, присутствие гематита в тонких фракциях (менее 0,01 мм) подтверждается рентгеновскими анализами в пробах из скв. Юровичская 1-Р.

Биотит, вернее, слюды группы биотита явно терригенного происхож-



Фиг. 2. Кристаллы биотита, увел. 10

дения в виде тонких чешуек неправильной формы встречаются довольно часто. Однако правильные таблитчатые кристаллы, позволяющие высказать мнение об их аутигенном происхождении, отмечены лишь в одной пробе (скв. Давыдовская 1-К, интервал 967,4—977,3 м) в количестве 24 г/т (фиг. 2). Размеры кристаллов колеблются от 0,1 до 2 мм, цвет черный, толщина табличек изменяется от сотых долей до 0,8 мм. Вполне возможно, что это обломки более крупных кристаллов, расколовшихся по плоскостям спайности при обработке водонерастворимых остатков. Рентгеноструктурными исследованиями они идентифицированы как биотит. Спектральный анализ (в лаборатории БелНИГРИ) показал значительное содержание железа (много более 3%), титана (более 1%), а также примеси Ва, Са, V, Mn, Sr и следы Zr и Со.

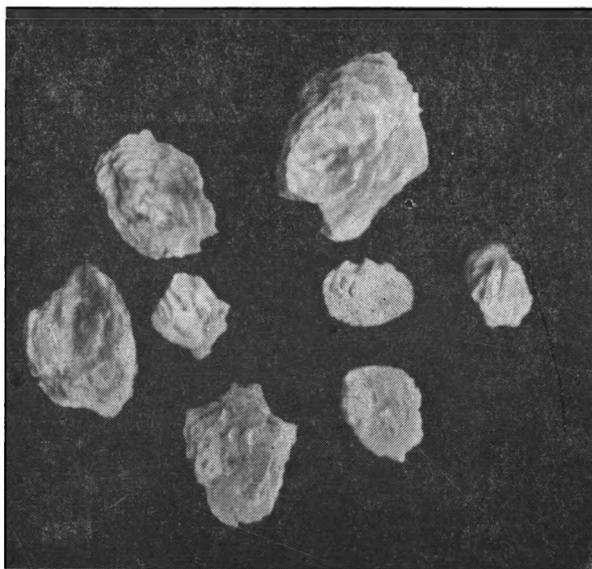
Целестин выделен из водонерастворимых остатков в виде прозрачных призматических кристаллов размером до 1 мм. Содержится в солях в незначительных количествах и лишь в отдельных случаях содержание его достигает 16 г/т (скв. Новорудненская 31, интервал 2393—2395 м). Рентгеноструктурные исследования показали наличие в нем примеси ангидрита. На дифрактограмме (см. фиг. 1, г) рефлексы 3,49; 2,85; 2,21 Å принадлежат ангидриту, однако, судя по их интенсивности, примесь ангидрита незначительна. *Флюорит* редок. Бесцветные проз-

Таблица 2

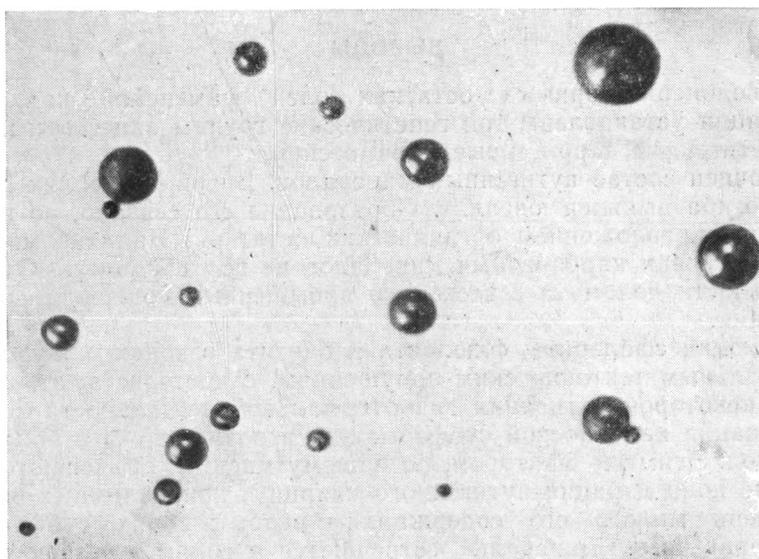
Рентгенограммы минералов, слагающих магнитные шарики

Проба № 1						Проба № 2					
λ	d/n	hkl	I	d/n	hkl	λ	d/n	hkl	I	d/n	hkl
1	4,85	111	3	2,098	400	2	1,2815	533	10	2,03	110
0,5	2,03	110	0,5	1,836	204	1	1,2113	444	4	1,441	200
3	2,97	220	2	1,710	422	2	1,1228	642	10	1,079	211
0,5	2,697	104	7	2,613	511	6	1,0936	731	10	1,0179	220
10	2,531	311	8	1,485	440	4	1,0500	800			
0,5	2,425	222	1	1,3299	620	4	0,9901	660			
0,5	2,202	113									
$a=8,401$						$a=2,876$					

Примечание. Условия съемки: Fe-излучение, фильтр — марганцевый, $U=30$ кВ, $I=10$ мА, d камеры 57,3 мм, установка УРС-55А. Шарики (10 шт.) приклеивались клеем БФ-6 на волосок, экспозиция 3 ч, проба вращалась в камере со скоростью 2 град./мин.



Фиг. 3. Ювеллит, увел. 10



Фиг. 4. Магнитные шарики, увел. 30

рачные кристаллы кубической формы размером 0,08—0,15 мм встречены в одной пробе (скв. Давыдовская 1-К). *Сфалерит* отмечен в водонерастворимых остатках сильвинитов Старобинского месторождения (выделено 14 зерен). Кристаллы темно-бурого цвета, величиной 0,05—0,1 мм, по форме близки к тетраэдру, изотропны, плотность около 4,3.

В каменных солях, отобранных из скв. Нежинская 1-Р (интервалы 1072—1073 и 870—874 м), обнаружены белые пластинки и их сrostки (фиг. 3), сложенные пелитоморфным веществом, весьма хрупкие, твердость около 2. По данным рентгеноструктурного анализа, они состоят в основном из оксалата кальция — ювеллита (на дифрактограмме рефлексy 3,62; 2,96; 2,85; 2,83 Å) с примесью ангидрита (рефлексy 3,29; 2,73; 2,67 Å) и следами целестина. Рефлекс 3,03 Å, появившийся на дифрактограмме пробы, прокаленной до 550° С, по-видимому, принадлежит кальциту, образовавшемуся в результате частичного разложе-

ния ювеллита при прокаливании. Терригенный материал в водонерастворимых остатках (фракция 0,01—2 мм) представлен в основном кварцем в виде хорошо окатанных зерен размером 0,3—1 мм. Встречается он далеко не в каждой пробе в количестве единичных зерен (очень редко до 10 г/т). Кроме кварца в незначительном количестве наблюдаются слюды, магнетит, ильменит, гранат, пироксены, эпидот и некоторые другие минералы.

Особое место в водонерастворимых остатках солей (как каменных, так и калийных) занимают магнитные шарики (фиг. 4), размер которых колеблется от 0,03 до 0,4 мм. Шарики подразделены нами на два типа. К первому типу относятся черные, блестящие, часто матовые, пустотелые или сплошные, хрупкие, наиболее крупные разности иногда с ковким металлическим ядром внутри, ко второму типу — блестящие с серебристым оттенком, не всегда идеально округлые, ковкие. Рентгеновские исследования показали (табл. 2), что шарики первого типа (проба № 1) состоят в основном из магнетита с примесью гематита (линии 2,697; 2,202; 1,836 Å). Кроме того, на дебаеграмме пробы № 1 отмечена слабая линия 2,030 Å, вероятно, принадлежащая камаситу. Шарики второго типа (проба № 2) представлены сплавом железоникелевого состава, по параметрам кристаллической решетки близким к камаситу. Данные образования спорадически встречаются в пределах субформации и отмечены в большинстве изученных проб. Содержание их колеблется от 1—2 до 50—60 шт. в пробе. По нашему мнению, описанные магнитные шарики имеют космическую природу.

ВЫВОДЫ

1. В водонерастворимых остатках солей фаменской калиеносной субформации установлены три генетические группы акцессорных минералов: аутигенные, терригенные и космогенные.

2. Уточнен состав аутигенных минералов. Впервые в солях Припятского прогиба выявлен ювеллит. Образование его связано, по всей вероятности, с разложением органических остатков. Наличие магнетита и анкерита среди карбонатных минералов не подтвердилось. Отмечены лишь разности доломита с несколько повышенным содержанием железа и магния.

3. Находки сфалерита, флюорита и биотита в зонах, приуроченных к региональным тектоническим нарушениям, свидетельствуют, по-видимому, о некоторой активации гидротермальной деятельности во время формирования калиеносной субформации, а возможно, и в более поздний период. Этим же фактором, по нашему мнению, объясняются и повышенные концентрации аутигенного кварца в приразломных зонах на фоне очень малого его содержания в целом в солях субформации.

4. Терригенные минералы встречаются в солях в незначительных количествах (во фракции 0,1—2 мм отмечены единичные зерна примерно в 45% изученных проб) и вряд ли представляют какой-либо интерес, даже с точки зрения выявления источника сноса. Особое место занимает магнетит, мелкие и неокатанные зерна которого, хотя и в весьма малом количестве, но встречаются практически в каждой пробе. Вопрос о его происхождении в солях пока остается неясным.

5. К космогенным образованиям относятся магнитные шарики. Данные образования в солях Припятского прогиба установлены нами впервые. Закономерности их распределения по площади и в разрезе субформации не прослеживаются. Встречаются магнитные шарики спорадически в большинстве изученных проб.

Литература

1. *Лупинович Ю. И.* Петрографические и некоторые геохимические особенности карналлитов и карноллитсодержащих пород западной части Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 276.
2. *Лупинович Ю. И., Кислик В. Э., Ерошина Д. М. и др.* Геологическая характеристика соленостей толщи и основных калийных горизонтов в северо-западной части Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 75.
3. *Лю Фэнь Чай.* Геологическое строение и условия образования Старобинского месторождения калийных солей: Автореф. канд. дис. М., 1962. 25 с.
4. *Ляхович О. К.* Вещественный состав галопелитов Старобинского месторождения.— В кн.: Геология и петрография солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 301.
5. *Седун Э. В., Ерошина Д. М.* Петрография основных разновидностей каменной соли Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 204.
6. *Щербина В. Н.* О составе примесей, рассеянных в каменной соли Припятского соляного бассейна.— Изв. АН БССР. Сер. физ.-техн. наук, 1960, № 1, с. 17—34.
7. *Яржемский Я. Я.* К петрографии Белорусского соляного месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1960, вып. XL, с. 62—71.

Гомельский госуниверситет

Поступила в редакцию
9.XI.1981

К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ БОРИСА ПЕТРОВИЧА КРОВОТА

22 июня 1982 г. исполнилось 100 лет со дня рождения заслуженного деятеля науки и техники, лауреата Государственной премии, доктора геолого-минералогических наук, профессора Бориса Петровича Кротова — крупного литолога и одного из основателей учения об экзогенных рудных месторождениях.

Б. П. Кротов родился в Казани в семье известного уральского геолога, профессора по кафедре геологии Казанского университета Петра Ивановича Кротова. В 1900 г. по окончании классической гимназии Б. П. Кротов поступил на естественное отделение физико-математического факультета Казанского университета, который окончил в 1904 г. с дипломом I степени. Осенью того же года он был приглашен профессором А. А. Штукенбергом на должность хранителя Геологического кабинета Казанского университета. Начав свою научно-педагогическую деятельность сверхштатным хранителем, он в 1908 г. получил степень магистра, а в 1911 г. был избран приват-доцентом и вскоре профессором Казанского университета.

В течение четверти века Б. П. Кротов читал в Казанском университете практический курс петрографии. В 1922 г. он одним из первых ввел в учебную программу курс петрографии осадочных пород. Одновременно он читал лекции по геологии, минералогии и петрографии в других вузах Казани — политехническом, педагогическом, сельскохозяйственном и лесном. В 1930—1933 гг. Б. П. Кротов был профессором кафедры полезных ископаемых в Ленинградском горном институте. Свободно владея несколькими иностранными языками, Б. П. Кротов прекрасно знал немецкую, французскую и английскую литературу по литологии, выветриванию и экзогенным рудам. Трижды он был на стажировке в Мюнхенском университете у известных минералогов и петрографов профессоров П. Грота и Э. Вейншенка. Одновременно Б. П. Кротов вел плодотворную научно-исследовательскую работу.

Уже ранние работы Б. П. Кротова, касающиеся ультраосновной магмы и серпентинитов Южного Урала, были новаторскими. Впервые им было дано подробное описание змеевиков, их типов, структуры, генезиса и вторичных изменений. Впервые было показано, что хризотил и антигорит представляют собой структурные разновидности серпентина. Впервые описаны гранат-везувиановые и некоторые ультраосновные породы, с которыми на Урале связаны месторождения талька, хромита, магнетита. За работу «Петрографические исследования южной части Миасской дачи» в 1915 г. Б. П. Кротову была присуждена степень магистра минералогии и геологии.

Значительный вклад сделал Б. П. Кротов в разных областях литологии, но особенно в изучении осадкообразования и минералообразования в озерных и морских осолоняющихся бассейнах. Б. П. Кротов в этом направлении много работал в 20—30-е годы, в самый начальный период становления советской литологии. В 1925 г. Б. П. Кротов выдвинул оригинальную концепцию образования доломита путем изменения известкового ила на дне осолоняющегося бассейна путем химической реакции серноокислого магния, растворенного в морской воде с карбонатом кальция, входящего в состав известковистого ила и различных известковых пород. Эту гипотезу развили и усовершенствовали Л. В. Пу-

стовалов, Н. Н. Смирнов, В. Б. Татарский. На основании изучения доломитов казанского яруса в Татарии он разработал генетическую классификацию соляных приморских озер. Условия накопления доломитов и ассоциирующих с ними пород позволили выяснить закономерности образования и распространения связанных с ними полезных ископаемых: гипсов, ангидритов, солей.

Наиболее плодотворный период научной деятельности Б. П. Кротова — 40—50-е годы — связан с его работой в Ломоносовском институте АН СССР, преобразованном в Институт геологических наук, где он заведовал отделом поверхностного генезиса сектора рудных месторождений, и в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, где он был руководителем железорудной группы. В этот период основное внимание Б. П. Кротов уделял вопросам экзогенного рудообразования. В течение 15 лет он с учениками и соратниками (А. Л. Яницкий, М. И. Калганов, Г. И. Теодорович и др.) обследовал и изучил почти все железорудные месторождения Урала и Зауралья: Алапаевские, Халиловские, Комарово-Зигагинские, Аятские и др.

Впервые Б. П. Кротов обратился к изучению железных руд в 1927 г., когда бывший Геологический комитет поручил ему выяснить состояние материалов по изучению Алапаевских железорудных месторождений в связи с предстоящей их разведкой. Результаты, полученные Б. П. Кротовым после трехлетних работ, следует считать определяющими в дальнейшей истории изучения железорудных месторождений этого типа на Урале. Было выяснено, что это не сложнослоцированные залежи каменноугольного возраста, а плащеобразные тела в основании разреза мезозойских континентальных (озерно-болотных) отложений.

Б. П. Кротов впервые подметил, что окисные руды характерны для тех частей залежей, которые находятся выше уровня грунтовых вод. Первичные неокисленные руды, располагающиеся ниже уровня грунтовых вод, представлены серой или зеленой (предположительно шамозитовой) глиной с сидеритом. После работ Б. П. Кротова стало ясно, что разнообразие охристые железные руды, широко распространенные в различных районах СССР, являются зоной выветривания сидеритовых или шамозитовых руд. Одновременно он доказал, что сами сидериты не есть результат замещения известковистых стяжений, как полагали ранее, а первичны и представляют результат отложения в бассейнах озерно-болотного типа.

В результате изучения минерального и химического состава руд главнейших месторождений Халиловского района были выяснены особенности их строения и генезиса. Установлено, что железные руды содержат примесь таких ценных металлов, как хром, никель, кобальт. В СССР природно-легированные руды такого состава были выявлены впервые. Это открытие и детальные исследования халиловских хром-железо-никелевых руд образовали совершенно новую отрасль нашей черной металлургии — металлургию качественных природно-легированных чугунов и сталей.

С 1939 г. группа В. П. Кротова продолжала изучение других месторождений никельсодержащих железных руд Среднего Урала, которые в дореволюционное время составляли рудную базу среднеуральской металлургии, дававшей, в частности, всемирно известное листовое железо, отличавшееся своими антикоррозийными свойствами. В течение двух лет железорудная группа рассмотрела геологические условия залегания и выделила генетические типы этих руд.

Во время Великой Отечественной войны Б. П. Кротов принимал участие в работах Комиссии по мобилизации природных ресурсов Урала на нужды обороны при Академии наук СССР, в работах Главгеологии (б. Наркомата черной металлургии) и Главного управления никелевой и кобальтовой промышленности (б. Наркомата цветной металлургии). Перед Б. П. Кротовым была поставлена задача путем сравнительного

изучения месторождений железоникелевых руд всего Урала установить их генетические типы, дать геологическую и промышленную характеристику отдельных месторождений и типов руд, выяснить геологические условия, благоприятные для их образования, закономерности локализации, распространения и сохранности различных типов руд. Помимо этого ему было поручено разработать геологическое обоснование для поисков новых месторождений различных типов железных руд восточного склона Урала и составить карты прогноза.

Используя метод сравнительного изучения геологии и условий залегания месторождений железоникелевых руд на территории Урала, Б. П. Кротов и его группа не только выяснили условия и время их образования, но и впервые установили генетические типы месторождений, их взаимоотношение между собой и закономерности распределения на территории этого обширного региона. Все месторождения были разделены на две группы: осадочную и коры выветривания, генетически связанные с ультраосновными породами. Установлено, что осадочные месторождения накопились частью в континентальных озерах, частью в прибрежных участках моря. Образование наиболее крупных промышленных месторождений относилось к концу юры — началу мела, когда на территории Урала господствовал влажный субтропический климат.

Б. П. Кротов выяснил, что железоникелевые, железные, никелевые и кобальтовые руды занимают вполне определенные места и закономерно сменяют друг друга в пространстве. Их расположение в пределах месторождений обуславливается, во-первых, расстоянием от массивов или выходов ультраосновных пород и серпентинитов, являющихся источником растворов рудных элементов, и, во-вторых, физико-химическим характером среды. Исследования этого периода Б. П. Кротов подытожил в своей выдающейся монографии «Железоникелевые руды Урала» в 1949 г., имеющей и поныне большой научный и практический интерес.

В послевоенные годы Б. П. Кротов продолжал изучение железных руд Урала и Зауралья. Он сделал большой вклад в проблему использования бедных железных руд типа аятских, лисаковских и др. Председатель Правительственной комиссии по аятским рудам акад. И. П. Бардин отмечал, что при изучении Аятского месторождения Б. П. Кротов успешно применил новый фациально-геологический метод, который позволил выяснить генезис месторождений оолитовых железных руд на Урале и в других областях СССР, где они располагаются вдоль границ конечного распределения морских осадочных отложений, трансгрессивно залегающих на поверхности древней суши, покрытой корой выветривания. Основные положения работ этого периода освещены в монографии «Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования», вышедшей в свет в 1956 г. и сохранившей свое значение до настоящего времени. Кроме того, в разные годы Б. П. Кротов изучил однотипные месторождения железных руд на Кавказе, в Казахстане, Карелии и Средней Азии.

Анализируя размещение бокситов и железных руд в геосинклинальной области и на эпигерцинской платформе Урала, Б. П. Кротов обратил внимание на удивительное совпадение в пространстве однотипных месторождений древней геосинклинальной зоны и более молодых мезозойских платформенных месторождений.

Несмотря на то что размещение палеозойских и мезозойских месторождений вдоль одних и тех же тектонических структур казалось несколько неожиданным, Б. П. Кротов сумел правильно объяснить этот факт. Причина этого заключается прежде всего в том, что источник рудного вещества во время формирования месторождений находился в пределах одних и тех же антиклинальных зон Уральского хребта, сложенных ультраосновными породами.

Выводы относительно закономерностей размещения рудных месторождений, полученные для Уральской геосинклинали, применимы и

для других геосинклиналей, развивающихся в аналогичных климатических и тектонических условиях.

В 1946 г. Б. П. Кротов был назначен начальником Карельской экспедиции АН СССР и руководителем проблемы образования озерных руд. Изучение современного рудообразования в озерах Карелии позволило ему усовершенствовать разработанные им генетические концепции.

Несмотря на то что роль железобактерий в образовании железных руд в ту пору еще не была выяснена, в целом Б. П. Кротов правильно оценил роль физико-химических условий в разных частях и на разных глубинах озерных водоемов при образовании различных типов железомарганцевых руд.

Многолетние исследования разнообразных природных объектов позволили Б. П. Кротову одному из первых разработать общую генетическую и фаціальную классификацию гипергенных месторождений. Основные положения классификации изложены в статьях: «Классификация, номенклатура и признаки экзогенных месторождений», «Климатические закономерности современного размещения месторождений железа и алюминия на Земле» и мн. др.

Б. П. Кротов был строгим и требовательным (к себе и другим) исследователем. Все высказанные им обобщения и теоретические построения обосновывались надежным фактическим материалом. Он избегал поспешных выводов и не торопился с обобщениями. Первые попытки построения общей теории литогенеза он предпринимает лишь в середине 40-х годов, уже будучи признанным авторитетом в области литологии и экзогенных руд. Основные положения теории экзогенного рудообразования он изложил в монографии «Дифференциация элементов при выветривании», вышедшей в свет в 1959 г., когда ему было 77 лет. Дифференциацию железа, алюминия, марганца и других элементов при выветривании и накопление соответствующих месторождений Б. П. Кротов рассмотрел на примере Урала, прекрасным знатоком которого он был.

В этой работе дифференциация элементов впервые рассмотрена не только в зависимости от условий среды, вызванных климатом, но и характера тектонических движений.

Работы Б. П. Кротова характеризуют фундаментальность и постоянная практическая направленность. Его труды являются примером того, как нужно совмещать конкретные практические и научные задачи.

Б. П. Кротов был тесно связан с геологическими производственными промышленными организациями, возглавлял ряд геологических партий и экспедиций, а также консультировал работы по расширению сырьевой базы металлургических комбинатов.

Труды Б. П. Кротова получили высокую оценку. В 1945 г. за активное участие в создании сырьевой базы черной металлургии и заслуги в развитии науки Верховный Совет СССР наградил Б. П. Кротова Орденом Ленина. В 1946 г. ему была присуждена Государственная премия за научный труд по халиловским железным рудам.

За время своей педагогической деятельности Б. П. Кротов создал школу научных работников в Казани, Москве, Перми, Ленинграде, Томске, Свердловске, Ростове и других городах. Среди его учеников много докторов и кандидатов наук, доцентов и профессоров, успешно продолжающих дело Б. П. Кротова.

Природа наделила Б. П. Кротова могучим здоровьем. Он прожил долгую и плодотворную жизнь, оставив нам в наследие более 120 научных работ. Многие из них не утратили своей актуальности до сих пор. Б. П. Кротов по праву считается одним из основоположников учения об экзогенных рудных месторождениях. Дело его живет и развивается в трудах его многочисленных учеников и последователей.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), **КАЛЕДА Г. А.**, **КОССОВСКАЯ А. Г.**,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., **ЛИСИЦЫН А. П.**, **МИХАЙЛОВ Б. М.** (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., **СИДОРЕНКО С. А.**, **СОКОЛОВ А. С.**, **ТЕНЯКОВ В. А.**,
ТИМОФЕЕВ П. П., **ХВОРОВА И. В.** (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ЩЕРБАКОВА А. В.**

EDITORIAL BOARD:

BUTUSOVA G. Ju. (secretary in charge), **KALEDA G. A.**, **KOSSOVSKAJA A. G.**,
KRASHENINNIKOV G. F., **LISITZIN A. P.**, **MICHAILOV B. M.** (deputy chief editor),
RONOV A. B., **SIDORENKO Sv. A.**, **SOKOLOV A. S.**, **TENJAKOV V. A.**, **TIMOFEEV P. P.**,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), **KHOLODOV V. N.** (editor), **SCHERBAKOV A. V.**

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕВ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.08.82 Подписано к печати 15.10.82 Т-14080 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,9 Усл. кр.-отг. 12,9 тыс. Уч.-изд. л. 13,9 Бум. л. 4,25
Тираж 1063 экз. Зак. 4244

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

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**В магазинах «Академкнига» имеются
в продаже книги:**

ЛУНЕВА О. И. ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА. (Труды Геологического института. Вып. 309). 1977. 224 с. 2 р. 40 к.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД. К 75-летию академика Н. М. Страхова. 1975. 3 р. 30 к.

СТРАХОВ Н. М. ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА. (Труды Геологического института. Вып. 292). 1976. 298 с. 3 р. 08 к.

Готовится к печати:

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ. 20 л. Ориентировочная цена 3 руб.

Книги издательства «Наука» Вы можете приобрести в любом магазине «Академкнига». На книги, готовящиеся к печати, принимаются предварительные заказы. Для получения книг почтой заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига».

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.