

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

И. П. ДРУЖИНИН

**Литология
карбонатовых отложений
Джезказганской впадины
и генезис
пластовых сульфидных руд**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**Ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

**Order of the Red Banner of Labour
Geological Institute**

I. P. DRUZHININ

Lithology
of carboniferous deposits
of Dzhezkazgan depression
and genesis
of stratal sulphide ores

Transactions, vol. 222

Publishing Office «Nauka»

Moscow 1973

И. П. ДРУЖИНИН

Литология
карбонатных отложений
Джезказганской впадины
и генезис
пластовых сульфидных руд

Труды, вып. 222

Издательство «Наука»

Москва 1973

Литология карбоновых отложений Джезказганской впадины и генезис
пластовых сульфидных руд. Дружинин И.П. Труды ГИН АН СССР, вып. 222,
М., "Наука", 1973 г., 188 стр.

Проведение в Джезказгане комплекса литолого-фашиальных исследований позволило доказать седиментационно-диагенетическое происхождение пластовых сульфидных залежей меди, свинца и цинка; по механизму образования они являются микробиохимическими. Новые аспекты оруднения Джезказгана получены главным образом в результате изучения меденосных отложений фашиально-циклическим методом. Так, впервые установлены: фашиальные и литогенетические типы пород, их естественные парагенезы, циклическое и формационное строение отложений и т.п. Кроме того, в работе детально рассмотрены особенности седиментационной и диагенетической стадий формирования вмещающих пород и сульфидного оруднения, включая образование минеральной зональности залежей.

Опыт проведения таких исследований может быть широко использован при изучении осадочных толщ любого возраста и происхождения, в том числе содержащих полезные ископаемые осадочного или спорного генезиса. Это убеждение основано на том, что фашиально-циклический метод, специально разработанный для анализа угленосных отложений, успешно применен для изучения аридных меденосных разрезов.

Табл. 8. Иллюстраций 63. Библ. 138, назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В.Пейве (главный редактор), академик В.В.Меннер,
Т.Г.Павлова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор П.П.Тимофеев

Editorial board:

Academician A.V.Peive (Editor-in-Chief),
Academician V.V.Menner, T.G.Pavlova, P.P.Timofeev

Responsible editor P.P.Timofeev

Игорь Павлович Дружинин

ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ ВПАДИНЫ И ГЕНЕЗИС
ПЛАСТОВЫХ И СУЛЬФИДНЫХ РУД

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства Н.А.Никитина
Технический редактор С.М.Бажерева

Подписано к печати 29.XП-72 г. Формат 70x108 1/16
Усл.печ. л. 16,5+6,7 вкл. Уч.-изд. л. 21,68 Тираж 700 экз.
Т-20503 Бумага офсетная № 1 Тип. зак. 7 Цена 2 р. 17 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Джезказган по типу пластового сульфидного полиметаллического оруднения относится к месторождениям медистых песчаников. В толще пород одноименной свиты сульфидные залежи локализованы на сравнительно небольшом участке южного борта впадины. Они стратифицированы и размещены в рудной толще равномерно; в разрезе залежи залегают кулисообразно с закономерным смещением к югу. На сырьевой базе месторождения работает крупнейший в стране горнообогатительный и металлургический комбинат. Строительство такого гиганта цветной металлургии стало возможно только после проведения в годы Советской власти систематических геологоразведочных работ.

Природа пластового оруднения Джезказгана рассматривается исследователями по-разному. В основном существуют две принципиально противоположные концепции – осадочного (В.М. Попов, Л.Ф. Наркелюн, Н.М. Страхов и др.) и гидротермального оруднения (К.И. Сатпаев, Ф.И. Вольфсон, Ш.Е. Есенов, С.Ш. Сейфуллин, П.Т. Тажибаева и др.). Обе концепции являются объектом многолетней дискуссии. Не рассматривая здесь основных положений обеих концепций, заметим, что природа и вещественный состав сероцветных и пестроцветных меденосных отложений Джезказгана на протяжении последних трех десятилетий почти не изучались. Главное внимание исследователей было обращено на установление факторов геолого-структурного контроля пластового оруднения (Сатпаев, 1935; и др.). Такой односторонний подход к изучению геологии месторождения, по-видимому, отражал стремление некоторых исследователей рассматривать рудовмещающие породы Джезказгана как "инертные" – континентальные осадки, не способные участвовать в осадочном сульфидообразовании. Так, например, И.С. Яговкин и К.И. Сатпаев давно пришли к выводу о континентальном и даже золотом происхождении рудовмещающих отложений джезказганской свиты. Аналогичные представления высказаны недавно П.Т. Тажибаевой (1961). Ею выделены в рудоносной свите только русловые и озерные отложения.

Принципиально иная точка зрения на природу сульфидного оруднения Джезказгана сформулирована В.М. Поповым (1951, 1955 а, б и др.). Он впервые указал на важную роль дельтовых осадков при образовании пластовых залежей, а также на специфические особенности палеогеографии прибрежной полосы и т.п. Кроме того, много новых данных в пользу осадочного происхождения оруднения выявлено в процессе разработки месторождения рудничной геологической службой (Иванков и др., 1957; Наркелюн, 1960, 1962; и др.). Среди них значительный интерес представляет зональное распределение в залежах медно-железных сульфидов, а также свинца и цинка. Медно-железные сульфиды образуют на месторождении генетический ряд: халькозин – борнит – халькопирит – пирит, последовательность зон которого прослеживается в залежах латерально и по вертикали. При надежном сопоставлении разрезов установлено, что зоны различного сульфидного оруднения ориентированы в плане линейно. Причем, оказалось, что их пространственное положение не контролируется ориентировкой тектонических дислокаций различного типа (Наркелюн, 1962). Эти новые данные поставили под сомнение в Джезказгане ряд основных положений гидротермальной теории – наличие геолого-структурного контроля сульфидного оруднения, существование залежей с концентрической, эллиптической и другими более сложными видами зональности (Сатпаев, 1935; Нуралин и др., 1964; и др.). Кроме того, практика изучения структур и текстур сульфидных руд на месторождениях различного генезиса, в том числе и в Джезказгане, указала на невозможность только минераграфическими исследованиями

установить природу сульфидного оруденения (Бетехтин и др., 1964). Наряду с этим многие генетические вопросы Джезказгана оставались совершенно не объясненными, например, причина большего удаления в залежах зон наименее восстановленных халькозиновых руд от ископаемого коренного берега и др.

Решение неясных и дискуссионных вопросов требовало постановки на месторождении детальных фациальных исследований, которые, помимо природы рудовмещающих пород, способны выяснить характер распределения в терригенной толще пластового оруденения. Проведение таких исследований на месторождении обеспечивалось завершением к этому времени разработки в Советском Союзе школой Ю.А.Жемчужникова метода фациально-циклического анализа разрезов на примере изучения угленосных толщ различного возраста и происхождения. Метод получил широкую известность и признание. Однако возможности метода при исследовании других осадочных толщ оставались невыясненными. Главные трудности применения метода в Джезказгане связывались с климатическим – аридным характером отложений, а также с изучением практически немой терригенной меденосной толщи. Другими словами, отсутствие в разрезе флоры, фауны и микрофауны, казалось, лишило метод надежного контроля для суждения о правильности сделанных фациальных определений. Но такой критерий все же был найден в результате описания фаунистически охарактеризованной толщи подстилающих сероцветных меденосных отложений визе-намюра, а также благодаря широким сравнительно-литологическим сопоставлениям фациальных и литогенетических типов пород, выделенных в Джезказгане, с современными или ископаемыми осадками гумидной и аридной зон.

Таким образом, главное направление работ по Джезказгану ставило следующие задачи: 1) изучить фациальную природу меденосных отложений джезказганской свиты и выяснить закономерности ее строения; 2) выяснить наличие фациального контроля в размещении пластового сульфидного оруденения; 3) в случае наличия такого контроля изучить некоторые геологические закономерности формирования пластовых залежей.

Комплекс проведенных исследований позволил решить в Джезказгане основные задачи и рассмотреть другие вопросы, связанные с формационным расчленением меденосных и красноцветных отложений, выяснением генезиса сульфидных руд и т.п. Среди основных результатов, полученных при изучении геологии месторождения, необходимо отметить следующие.

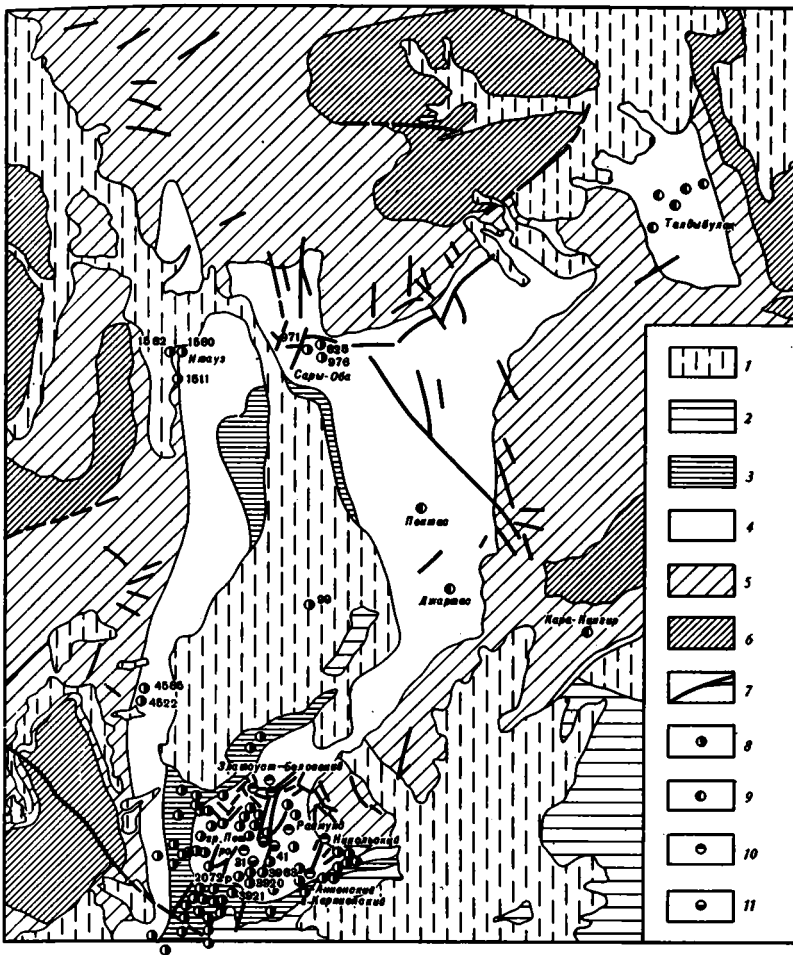
1. Установлена фациальная природа отложений и циклическое строение меденосной и красноцветной толщ. Показано, что эти отложения формировались в прибрежной части материкового моря при его последовательной и устойчивой регрессии. Циклическая стратиграфия немых пестроцветных меденосных отложений позволила, в свою очередь, впервые сопоставить в деталях даже самые удаленные разрезы на территории Джезказганской впадины, ранее не поддававшиеся корреляции другими методами.

2. Установлен фациальный контроль в размещении пластового сульфидного оруденения. Он выразился приуроченностью сульфидных руд в разрезе джезказганской свиты к грубым песчаным осадкам подводной дельты. Причем сульфидные залежи располагаются только на авандельтовых участках. Детальные палеогеографические реконструкции позволили выявить в авандельтовой части "Палео-Джезказгана" седиментационную ловушку. Именно в ней вместе с грубым обломочным материалом происходило накопление рудных компонентов (медь, свинец и цинк) в форме взвеси карбонатных и оксикарбонатных соединений.

3. На большом фактическом материале показана различная геохимическая активность перераспределения веществ в диагенезе в породах различных фаций; наибольшая активность характерна для грубых осадков авандельты и собственно морских.

4. Выделено два этапа аутигенного сульфидообразования, в процессе которых карбонатные и оксикарбонатные минеральные соединения рудных компонентов трансформировались в соответствующие сульфиды. Энергетически генерация сероводорода связывается с активностью сульфатредуцирующих бактерий за счет первичного обогащения осадков авандельты (седиментационной ловушки) органическим веществом.

На основе результатов экспериментального синтеза широко распространенных сульфидных минералов (Cuthbert, 1962; Roberts, 1963; и др.) и данных среднего возраста седиментационных циклов Джезказгана сделано заключение о непрерывности и "геологической кратковременности" собственно осадочного сульфидообразования.



Фиг.1. Схематическая геологическая карта Джезказганского рудного района (по материалам В.М.Потапочкина и Е.В.Рыбалтовского, 1955–1956 гг.; с возрастными уточнениями И.П.Дружинина, 1966)

1 - верхнемеловые, третичные и антропогеновые отложения (C_2-Q); 2 - нижнепермские отложения (P_1); 3 - красноцветные отложения верхнего карбона - жиделисайская свита (C_3^{gd}); 4 - пестроцветные меденосные отложения среднего карбона (C_2); 5 - сероцветные меденосные отложения визе-намюра (C_1^{v+n}); 6 - турнейские отложения (C_1^t); 7 - разрывные тектонические дислокации; 8-11 - точки описания разрезов (8 - скважины, 9 - обнажения, 10 - карьеры, 11 - шахты). Цифры на карте - номера скважин, шахт

Поскольку во всех экспериментах в качестве исходных продуктов для синтеза различных сульфидных минералов использовались карбонатные и оксикарбонатные соединения, можно утверждать о реальной возможности превращения в диагенезе различных карбонатных форм рудных компонентов, первично накопленных в седиментационной ловушке, в соответствующие сульфиды.

5. Выяснен механизм формирования зонального размещения сульфидов в залежах и ряд других вопросов.

В совокупности полученные данные по Джезказгану позволили считать месторождение по генезису седиментационно-диагенетическим, а по природе сульфидного процесса микробиохимическим. В целом, новые данные не только не противоречат, а наоборот, значительно детализируют ранее высказанные В.М.Поповым общетеоретические представления об осадочном генезисе Джезказгана и о роли дельтовых осадков в этом процессе.

Фактический материал по Джезказгану основан на личных наблюдениях автора, который проводил исследования на месторождении с 1959 по 1966 г., а также на критическом анализе многочисленных данных других исследователей. Достаточно сказать, что при изучении меденосных отложений одноименной впадины описано и графически задокументировано с детальным фациально-циклическим расчленением отложений 8720 м разрезов при средней мощности отложений рудоносной джезказганской свиты 650 м. Первичный материал в виде опорных разрезов, профилей, структурных и фациально-палеогеографических карт с возможной полнотой приводится в работе. Размещение основных опорных разрезов и прочих точек наблюдения на территории Джезказганской впадины показано на геологической карте района (фиг. 1). Схема стратиграфического сопоставления основных разрезов Джезказгана приведена на фиг. 2.

При исследовании Джезказгана большую помощь автору оказал научный руководитель темы кандидат геолого-минералогических наук В.Д.Шутов, а также сотрудники Геологического института АН СССР, в частности, лаборатории минералогии осадочных пород, в которой проводилась основная обработка полевого материала: Л.Н.Ботвинкина, Г.И.Бушинский, Э.С.Залманзон, А.Г.Коссовская, В.В.Меннер, В.И.Муравьев, А.В.Пейве, Н.М.Страхов, А.И.Суворов, П.П.Тимофеев, В.С.Яблоков и др. Автор приносит им глубокую благодарность. Кроме того, автор выражает глубокую благодарность работникам различных производственных организаций Джезказгана: Н.Б.Голодновой, Г.Д.Младенцеву, Л.Ф.Наркелюну, В.М.Петрову, И.С.Сыромятникову, В.И.Штифанову, Э.А.Штрему и другим а также сотрудникам Института микробиологии АН СССР: С.И.Кузнецову, Н.Н.Ляlikовой и Г.А.Соколовой. Особую благодарность автор выражает сотрудникам химической, шлифовальной, фото- и картографической лабораторий Геологического института АН СССР, которые вложили много труда в обработку и препарировку каменного материала и в разностороннюю иллюстрацию работы.

Месторождение Джезказган расположено на южном борту одноименной впадины вблизи ее сочленения с соседней Сарысуйской впадиной. Размеры структуры, по современному эрозионному срезу пород рудоносной джезказганской свиты, небольшие - всего около 1000 км². Впадина несколько вытянута в меридиональном направлении; длина ее не превышает 40 км, при ширине немногим более 25 км (см. фиг. 1). По образному выражению Н.С.Шатского (1938), Джезказганскую впадину следует рассматривать как структуру типа наложенных мульд. Формирование ее происходило в орогенную стадию развития Урало-Тянь-Шаньской геосинклинали.

Характерной особенностью геологии Джезказганской впадины является приуроченность рудопроявлений исключительно к гранулометрически грубым осадкам - песчаникам и конгломератам. Причем отчетливо выявляется линейное расположение рудопроявлений, которое прослеживается почти по всей периферии структуры. Это находит объяснение, с одной стороны, в "жестком" стратиграфическом положении пластовых залежей в разрезе рудоносной джезказганской свиты, с другой стороны, в существовании фациального контроля в размещении рудных концентраций. Вот почему для правильного понимания, например, обстановки осадконакопления и комплекса других факторов, которые оказали благоприятными при локализации сульфидного оруднения, в геологическом очерке необходимо кратко изложить имеющиеся представления об общей стратиграфической последовательности слоев в разрезе девонских, каменноугольных и пермских отложений впадины, дополнив их фаунистической, микрофаунистической и палинологической характеристиками осадков. Отдельно рассматриваются особенности пликативных и дизъюнктивных дислокаций пород средне- и верхнепалеозойского возраста.

СТРАТИГРАФИЯ

В девонских отложениях выделяется только верхний отдел с двумя ярусами - франским и фаменским.

Отложения франского яруса залегают с разрывом на породах различного возраста от докембрийских до нижнедевонских, как например, в центральной части Эскулинского поднятия. Они представлены красноцветными кварцево-полевошпатовыми песчаниками с зернами различной крупности и конгломератами. В верхней части разреза появляются слои песчаников. В некоторых из них установлены рудопроявления типа медистых песчаников. Интересно отметить, что подобные рудопроявления встречаются в пестроцветных песчаных породах месторождений Терсакканской группы (Бакалы-Адыр). Установленное здесь медепроявление представлено главным образом окисленными рудами (малахит, азурит). Причем в песчаниках участками по слоистости обнаружен обуглившийся растительный материал. Мощность отложений яруса около 600 м.

Для отложений фаменского яруса также характерны песчаные породы, но более тонких гранулометрических классов. В верхней части яруса их сменяют известняковые и доломитовые слои. Цвет пород преимущественно серый различных оттенков; мергелей - красный. По комплексам фауны в разрезе яруса выделяются уйтасские и сульфидные слои (Зайцев и др., 1961). Первые составляют нижнюю часть разреза, алевроито-песчаную; вторые - верхнюю, представленную известняками и доломитами. Считается, что породы фаменского яруса принадлежат к фациям морской группы. Мощность их около 400 м.

Наибольшее распространение в районе месторождения имеют каменноугольные отложения. Породы нижнекаменноугольного возраста представлены морскими карбонатными и терригенными осадками. Они подразделяются на три яруса: турнейский, визейский и намюрский. Отложения среднекаменноугольного возраста (джезказганская свита) сложены главным образом пестроцветными терригенными породами, приналежащими к фациям морской, лагуино-дельтовой и континентальной групп.

Красноцветные отложения жиделисайской свиты имеют верхнекаменноугольный возраст. Породы разреза представлены исключительно фациями континентальной группы. Необходимо подчеркнуть, что стратиграфическое расчленение немого разреза средне- и верхнекаменноугольных отложений Джезказгана считается трудным и дискуссионным вопросом. Не рассматривая здесь различных точек зрения исследователей, можно констатировать, что нижняя граница джезказганской свиты уверенно определяется как визе-намюрская. Она устанавливается на основании многочисленных определений фауны и микрофауны в подстилающих морских отложениях.

Е.И.Мураховской и П.Т.Тажигаевой (1956) при изучении спорово-пыльцевых комплексов в отложениях джезказганской серии установлено, что наибольшее количество спор характеризует отложение самой верхней части серии - кенгирской свиты. Встреченные здесь формы отвечают спорам и пыльце класса голосемянных растений: хвойных, хвойниковых, кордиатовых и папоротников. По аналогии с комплексом спор и пыльцы, описанным различными исследователями в нижнепермских отложениях Урала, Донецкого бассейна и Казахстана, возраст пестроцветных отложений кенгирской свиты принят Е.И. Мураховской и П.Т.Тажигаевой нижнепермским (кунгурским). Поэтому естественно, что залегающие ниже практически немые отложения рудоносной - джезказганской - и красноцветной - жиделисайской - свит могут быть отнесены, соответственно, к среднему и верхнему карбону. Данные фациально-циклического изучения меденосных и красноцветных отложений Джезказгана обосновывают указанное стратиграфическое расчленение разреза (см. главу 1У).

В.М.Попов (1941) рассматривал отложения джезказганской свиты как среднекарбонные. Стратиграфически он сопоставлял джезказганскую свиту с владимирской свитой в Атбасар-Терсацканском районе. Причем раймундовские конгломераты в средней части джезказганской свиты рассматривались им как синхронные соответствующим конгломератам в разрезе владимирской свиты. Н.В.Литвинович (1956) также приходит к аналогичным выводам, обосновывая их данными палеонтологических определений и результатами палеогеографических реконструкций морского бассейна на территории западной части Центрального Казахстана в каменноугольное время.

Следует подчеркнуть, что по данным литолого-фациальных исследований среднекарбонной толщи в Джезказгане выявлено устойчивое существование аридного приморского ландшафта с дельтой крупной реки. Именно к такому выводу ранее пришел В.М.Попов (1955а, 1956), рассматривая обстановку накопления меденосных отложений месторождения.

В нижнекарбонное (визе-намюрское) время в Джезказгане также существовал морской режим. По данным А.А.Богданова (1959), общая регрессия моря в западной части Центрального Казахстана началась в визейское время. Интересно отметить, что регрессия морского бассейна в Каратау (южный Казахстан) также началась в визейское время. Как и в Джезказгане, она сопровождалась на юге постепенной сменной в разрезе нижнего карбона известковистых и доломитовых морских осадков сероцветными и красноцветными терригенными образованиями. Эти данные установлены С.Е.Колотухиной (1958) при исследовании карбонатной толщи верхнего и нижнего карбона Каратау методом фациального анализа. Таким образом, визе-намюрскому и среднекарбонному времени в Джезказгане предшествовал устойчивый морской режим, который существовал регионально на территории западной части Центрального Казахстана. Поэтому можно считать, что аридный приморский ландшафт Джезказгана в среднекарбонное время не имел сходства с пустынным ландшафтом сухих дельт, например, как у современных рек Туркменской ССР - Теджена и Мургаба.

Этим представлениям в Джезказгане противоречит наличие в разрезе карбона типично морских пород с многочисленной фауной и, соответственно, их фациальное подобие морским породам джезказганской свиты. Что же касается отсутствия в разрезе джезказганской свиты характерной среднекарбонной фауны, то последнее, очевидно, связано с рядом специфических обстоятельств накопления терригенных осадков.

Например, установлено, что регрессия морского бассейна в верхнепалеозойское время сопровождалась аридизацией климата на большой территории. Это, естественно, ухудшило благоприятные условия жизни фауны в результате повышения солености воды, особенно в прибрежных – локализованных частях морского бассейна, а также в континентальных водоемах. С другой стороны, обильное поступление в бассейн коллоидальных частиц, главным образом гидроокисного железа и глини, которые сносились с континента и активно осаждались в лагунах, заливах и в прибрежной части материкового моря, также не благоприятствовало жизни бентоса. Указанные условия среды, очевидно, и вызвали в Джекказгане массовую гибель многих видов морской фауны в конце нижнего карбона, т.е. во время начавшегося устойчивого обмеления бассейна.

Причину гибели морской фауны в конце нижнего карбона нельзя связывать с мнением С.Ф.Давидсона (Vrummer, 1955; Discussion, 1955), который объясняет подобные явления в меденосных провинциях общей токсичностью сульфатов меди, т.е. как бы обосновывает формирование немых рудовмещающих толщ на месторождениях типа медистых песчаников. По его данным, присутствие в воде, насыщенной кислородом, даже 0,5 мг/л сульфата меди убивает отдельные виды бактерий, диатомовые водоросли и другие организмы.

Эти данные не нашли себе подтверждения на Джекказгане, поскольку фаунистические охарактеризованная толща нижнего карбона меденосна. С другой стороны, по детальным литолого-фациальным исследованиям рудовмещающей толщи и материалам по геохимической подвижности элементов аридной триады (медь – свинец – цинк) в зоне гипергенеза (Белякова, 1961), можно утверждать (см. главу У1), что сульфатные формы рудных компонентов еще в русловом потоке переходили в трудно-растворимые различные карбонатные соединения; в таком состоянии они накапливались в дельте. Нельзя не отметить также, что аридный климат в Джекказгане в верхнепалеозойское время способствовал широкому развитию в приморской части бассейна осадков типа береговых такыров (автогидроморфных почв). Такие осадки на современной поверхности Земли встречаются только в приморских областях с жарким и сухим климатом. Поэтому специфика палеогеографического положения Джекказгана, естественно, должна стать главной причиной при объяснении палеонтологической и палинологической бедности пород среднего и верхнего карбона (пестроцветной и красноцветной толщ).

Нижнекарбонные и верхнепалеозойские отложения. В разработке стратиграфических схем Джекказгана принимали участие многие исследователи – В.Ф.Беспалов, Г.Е.Быков, М.А.Болхсвитина, В.Н.Крестовников, Н.В.Литвинович, Д.В.Наливкин и др. По результатам крупномасштабной геологической съемки, проведенной в Джекказганском районе (Зайцев и др., 1961), разрез нижнекаменноугольных и верхнепалеозойских отложений представляется следующим образом: балеутинский горизонт – намюрский ярус; ишиинский, ягавкинский и дальненский горизонты – визейский ярус; кассинский и русаковский горизонты – турнейский ярус.

Для нижней части кассинского горизонта (нижнекассинские слои) характерны массивные доломитизированные желто-, розово- и светло-серые известняки. Местами они с флогопитом. В самой нижней части разреза встречаются слои черных доломитов. Мощность разреза 100–200 м.

В породах встречены: *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.), *Spinulicosta arcuata* (Hall), *Athyris nura* Nal., *A.tobolica* Nal. *Camarotoechia panderi* S. et M., *Schellwienella (?) planumbata* Well.; кораллы *Caninia cornucopiae* Mich.

Верхнекассинские слои представлены темно-серыми и серыми мелко- и среднезернистыми массивными плитчатыми известняками. Они содержат округлые выделения черных кремней; в верхней части разреза имеются прослои криноидных известняков. Мощность отложений 100–200 м.

Брахиподы: *Chonetes omata* Schum., *Linoproductus sampsoni* (Well.), *Lingula gorbii* Miller, *Schizophoria chouteauiensis* Well., и др. Кораллы *Caninia cylindrica* Scoul., и др.

Нижнерусаковские слои – светло- и темно-серые кристаллические известняки, местами кремнеземные и пористые. В разрезе редко встречаются белые полосчатые мергели. Мощность 50–170 м.

Брахиподы: *Chonetes kinghirica* Nal., *Linoproductus laevicostus* (White), *Dictyoclostus bulingtonensis* (Hall) и др.

Кораллы: *Caninia cf. cornucopiae* Mich., *C. cornucopiae* Mich. и др.

Верхнерусаковские слои – светло-серые, желто-бурые, фиолетовые тонко- и среднезернистые известняки и мергели. В обнажениях окремненные и пористые, с отдельными слоями мшанковых известняков. Мощность 100–150 м.

Брахиоподы: *Leptæana analoga* Phill., *Chonetes kinghirica* Nal., *Ch. illinoisensis* Worthen и др.

Нижним горизонтом визейского яруса является ишимский. Серые и голубовато-серые пористые окремненные известняки выделяются как нижнеишимские слои. В их средней части установлены желто-бурые и зелено-серые прослои мергелей, песчанистых мшанковых известняков и темно-серых аргиллитов. Мощность 75–200 м.

Брахиоподы: *Leptaenella analoga* Phill., *Orthotetes keokuk* Hall, *Rhipidomella michelini* (L' Ev.) и др.

Кораллы: *Caninia spumosa* Gorsky, *C. tictæensis* Tolm.

Верхнеишимские слои представлены зеленовато-серыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и аргиллитами, черными и темно-серыми пелитоморфными известняками. В нижней части встречаются прослои органогенно-детритусовых известняков. Мощность 150–450 м.

Брахиоподы: *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes ischimica* Nal., *Dictyoclostus deruptus* (Rom) и др.

Кораллы: *Caninia ussovi* Gab. subsp. nov.

Пелециподы: *Posidonia* ex gr. *becheri* Bronn.

Фораминиферы: *Glomospira* sp., *Tetrataxis* sp. и др.

Яговкинский горизонт – серые различных оттенков песчаники, алевролиты, аргиллиты с карбонатными конкрециями, органогенно-детритусовые и пелитоморфные известняки. В верхней части горизонта слои водорослевых известняков. Мощность 180–300 м.

Брахиоподы: *Streptorhynchus ruginosum* (H. et Cl.), *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes ischimica* Nal., *Linoproductus jagovkini* Nal., *Cancrinella groberi* (Kren.) и др.

Фораминиферы: *Ammobaculites* (?) sp., *Tetrataxis cominima* Raus., *T. minuta* Brazhn и др.

Дальненский горизонт – серые и желтовато-бурые органогенно-детритусовые пелитоморфные оолитовые известняки. Встречаются прослои серовато-зеленых песчаников, алевролитов и темно-серых аргиллитов с карбонатными конкрециями. Мощность 120–250 м.

Брахиоподы: *Streptorhynchus ruginosum* (H. et Cl.), *Orthotetes* cf. *kaskaskiensis* Mc. Chesn., *Schizophoria* cf. *kara* Nal. и др.

Фораминиферы: *Parastaffella struvei* Moell., *Eostaffella* ex gr. *prisca* Raus. и др.

Нижняя часть разреза белеутинского горизонта (намюр) соответствует нижнебелеутинским слоям. Они представлены серыми и желто-бурыми органогенно-детритусовыми, реже пелитоморфными, известняками, серо-зелеными песчаниками и алевролитами, темно-серыми аргиллитами. В средней части разреза встречаются прослои ракушечников из мелких брахиопод, в верхней – из крупных. Мощность 110–250 м.

Брахиоподы: *Schellwienella* sp., *Orthotetes kaskaskiensis* Mc. Chesn., *O. aff. keokuk* Hall, *Rhipidomella* cf. *michelini* (L' Ev.) и др.

Кораллы: *Lithostrotion portlocki* E. et H., *Palaeosmia jagovkini* var. N.J. Gorsky.

Фораминиферы: *Archeadiscus* cf. *rugosis* Raus., *Endothyra* (*Plectogyra*) *koktjubensis* Raus., большинство форм визейского яруса.

Разрез верхнебелеутинских слоев делится на три пачки. Нижняя пачка представлена на зеленовато-серыми и серо-зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями буровато-серых песчанистых и глинистых (черных) известняков. Встречаются прослои мелкогоалечных известковистых конгломератов. Мощность 210–350 м.

Брахиоподы: *Orthotetes* sp., *Pugilus* sp., *Neospirifer* sp.

Кораллы: *Lithostrotion portlocki* E. et H., *Palaeosmia jagovkini* (Gorsky).

Средняя пачка – зелено-серые, темно-зеленые и красно-бурые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. В последних встречаются карбонатные конкреции. Мощность 150–250 м.

В породах встречены неопределимые отпечатки растений.

Верхняя пачка – зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, чередующиеся с прослоями темно- и буровато-серых пелитоморфных (реже детритусовых) известняков. Мощность 150–300 м.

Брахиподы: *Protuctus concinnus* Sow., *Linoproductus corrugatus* (M' Coy), *Athyris trinuclea* Hall и др.

Мшанки: *Ascopora djeskazganica* Nekh.

Среднекаменноугольные отложения (джезказганская свита). В разрезе свиты выделено девять горизонтов. Три нижних горизонта – № 1 (таскудук), № 2 (златоуст) и № 2а (покро–8) представляют отложения нижней подсвиты. Шесть верхних горизонтов – № 3 (нижний раймунд), № 3а (верхний раймунд), № 4 (кресто–9), № 5 (покро–5), № 6 и № 7 объединены в верхнюю подсвиту¹. Первоначально в разрезе джезказганской свиты К.И.Сатпаевым (1935) было выделено семь рудоносных горизонтов. Впоследствии схема была уточнена и в ее разрезе выделили еще два горизонта: № 2а (покро–8) и № 3а (верхний раймунд). Поскольку горизонты не являлись пограничными, то каждый из них по местоположению в разрезе получил соответствующий индекс, например 2а.

Фациально–циклический анализ меденосных отложений Джезказгана подтвердил правильность выделения в разрезе одноименной свиты только девяти рудоносных горизонтов. Предложенная автором схема циклической стратификации меденосной толщи Джезказгана (Дружинин, 1964) принципиально отлична от известной схемы К.И.Сатпаева. Различие заключается в том, что в разрезе свиты как стратиграфические элементы выделяются не слои, которые, как правило, неустойчивы на площади, а генетические комплексы слоев – седиментационные циклы. Они легко маркируются и рассматриваются как элементарные стратиграфические единицы разреза.

Действительно, при значительной фациальной изменчивости пород проследить в разрезах отдельные слои или пласты очень трудно. В противоположность им седиментационные циклы уверенно маркировались в разрезах и прослеживались не только на центральном рудном поле Джезказгана, но и далеко за его пределами, т.е. на всей территории Джезказганской впадины. Фациальный состав меденосных и красноцветных отложений карбона, а также фациально–циклическое строение их рассматриваются в главах II и III. Ниже приводится только краткое описание разрезов нижней и верхней подсвит на центральном рудном поле Джезказгана, которое дополнено палеонтологической и палинологической характеристиками.

Отложения нижней подсвиты представлены средне– и мелкозернистыми песчаниками различных оттенков серого, зеленого и бурого цветов, а также внутрiformационными конгломератами с гальками подстилающих аргиллитов, реже кремней. С песчаными слоями в разрезе ритмично чередуются алевритовые и аргиллитовые слои, которые также имеют различную окраску: серую, голубую или бурую. Другими словами, в разрезе джезказганской свиты чередуются породы различного гранулометрического состава и различной окраски, что считается вообще характерным признаком меденосности. На других – не перспективных – участках впадины разрез рудносной свиты, как правило, красноцветный.

“Жесткое” стратиграфическое положение в разрезе нижней подсвиты как на территории Джезказганской впадины, так и далеко к югу от нее занимает слой бурых алевролитов с прослоями кремней. На более мористых участках этот слой латерально замещается бурыми алевролитами с кремнистыми известняками. В разрезе свиты указанные породы рассматриваются как литологический рапер № I (см. фиг. 2).

В верхней песчаной части горизонта № 2а (покро–8) установлено первое появление в разрезе свиты галек специфического раймундовского комплекса. Скопления галек

¹ В 1965 г. на месторождении принята новая стратификация меденосных отложений свиты, по которой пестроцветные рудоносные отложения выделяются как джезказганская толща. В свою очередь, она расчленяется на две свиты: нижнюю – таскудукскую и верхнюю – джезказганскую. В разрезе толщи выделено десять горизонтов, которые обозначаются арабскими цифрами с 1 по 10. Причем, четыре нижних горизонта соответствуют отложениям таскудукской свиты; шесть верхних – джезказганской. Чтобы показать недостаточную обоснованность такого расчленения и, кроме того, избежать возможной путаницы в стратификации меденосных отложений месторождения, в работе сохранены прежние названия горизонтов. Более того, ниже (глава IV) приводится фациально–циклическое обоснование расчленения отложений джезказганской свиты (в том объеме как она была выделена К.И.Сатпаевым) на девять рудоносных горизонтов.

образуют отдельные линзы небольшой мощности (до 10–15 см), которые неустойчивы в разрезах и поэтому больше напоминают несколько поглубевшие песчаники с незначительным количеством галек раймундовского комплекса. Стратиграфически такие линзы занимают вполне определенное положение в разрезе, т.е. встречаются только в подошве цикла VI_{2a}.

Мощность отложений нижней подсвиты не превышает 350 м.

В окремнелых известняках горизонта златоуст № 2 встречаются фораминиферы *Archaeidiscus bashkiricus* Krest. et Theod., *Ammobaculites* sp., *Plectogyra* ex gr. *brady* Mikh., *Tolipamina* sp., *Clomospira* sp. и водоросли типа *Donezella*.

Отложения верхней подсвиты представлены средне- и мелкозернистыми: песчаниками, раймундовскими и внутрiformационными конгломератами. Цвет песчаных пород серый, зеленый или бурый различных оттенков. Алевритовые и аргиллитовые слои имеют темно-коричневый и бурый цвет. В разрезе они ритмично чередуются с песчаными слоями. Подошва верхней подсвиты на территории Джезказганской впадины отбивается по появлению в разрезе устойчивого слоя раймундовских конгломератов, которые рассматриваются как литологический репер № II (см. фиг. 2). Латерально, на периферии Джезказганской впадины, слои раймундовского конгломерата замещаются слоями внутрiformационного конгломерата. Следует заметить, что раймундовский конгломерат характерен не только для подошвы верхней подсвиты; его слои можно встретить стратиграфически выше, например, в разрезе горизонта № 3а (верхний раймунд). Мощность отложений верхней подсвиты до 300 м.

В нижних горизонтах подсвиты встречены споры: *Asterocalamoleiotriletes glabratus* Lub., *A. marginellus* Lub., *Calamoleiotriletes microrugosus* Lub., *C. platirugosus* Lub., *Lophotriletes imperceptus* Isch., *Trachytriletes flavus* Isch., *T. lacunosus* Isch., *T. punctulatus* Isch., *Filiccamptotriletes phaleratus* Lub., *Acanthotriletes maturus* Isch.

В верхних горизонтах подсвиты встречена пыльца: *Perisaccus pumicosus* Isch., *Platisaccus minutus* Lub., *Cordaitales*, семейств Protopinaceae и Cycadaceae.

На основании этих определений Ю.А.Зайцев и др. (1961) считают верхней возрастной границей рудоносных отложений джезказганской свиты верхний карбон. Однако методически такое заключение вряд ли можно считать обоснованным, поскольку для стратификации отложений используется бедный комплекс спор и пыльцы с достаточно широким возрастным диапазоном у большинства форм.

Выше в разрезе залегают красноцветные отложения жиделисайской свиты. По мощности они не уступают отложениям джезказганской свиты; по фациальному составу красноцветные отложения являются главным образом континентальными. Естественно, что в континентальных отложениях аридной зоны седиментогенеза комплекс спор и пыльцы должен быть еще беднее, а возможно, отсутствовать совсем, поскольку на территории Джезказганской впадины преобладали не ископаемые собственно почвенные образования, а осадки типа береговых такуыров. Иначе говоря, можно полагать, что комплекс спор и пыльцы, описанный Е.И.Мураховской и П.Т.Тажимаевой (1956), в красноцветных породах жиделисайской свиты является аллохтонным.

По результатам фациально-циклического анализа карбонных отложений Джезказганской впадины установлено, что продолжительность накопления красноцветной жиделисейской свиты сопоставима по времени с накоплением осадков джезказганской свиты. Поэтому возраст отложений жиделисайской свиты принимается верхнекарбонным.

Отложения верхнего карбона (жиделисайская свита). Осадки залегают на подстилающих породах согласно. По данным геологической съемки и бурения (Зайцев и др., 1961), на восточном борту впадины установлено стратиграфически несогласное залегание отложений жиделисайской свиты на подстилающих породах намюра. Разрез свиты представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, хлидолитами и отдельными слоями мергелей преимущественно ярких тонов красного цвета. Небольшие по мощности (30–80 см) прослой гидрослюдистых глин зелено-голубого цвета встречены только в нижней части свиты. Следует подчеркнуть, что степень сортировки обломочного материала закономерно ухудшается вверх по разрезу свиты; в средней части свиты появляются даже мощные слои пролювиальных осадков типа силевых выносов. В верхах свиты установлены линзы розовых гипсов и каменной соли. Мощность отложений свиты 650–700 м.

В слоях свиты встречены неопределимые ядра остракод, обрывки кутикулы и растительных тканей высших растений.

Нижнепермские отложения (кенгирская свита). Они представлены окремнелыми обломочными оолитовыми и кристаллическими известняками и мергелями. Цвет пород самый различный: буровато-желтый, серый различных оттенков до черного. Мощность отложений свиты в Джезказганской впадине около 500 м. Нижнепермский возраст отложений установлен на основании находок в породах пеллеципод и остракод, а также по палинологическим определениям.

ТЕКТНИКА

Месторождение Джезказган расположено на южном борту одноименной впадины (см. фиг. 1). На этом участке впадина осложнена периклинальной частью структуры второго порядка (Кенгирская брахиантиклиналь). Среди других структурных форм, которые усложняют тектоническое строение Джезказганской впадины, необходимо отметить брахисинклинали, мульды и купола. К югу Джезказганская впадина переходит в более обширную по площади Сарьсуйскую впадину.

К северному борту впадины непосредственно примыкает небольшая брахиантиклинальная складка (см. фиг. 1). Простирание ее оси почти широтное. Две другие брахиантиклинальные структуры – Жанайская на западе и Кенгирская на востоке – также составляют как бы естественное обрамление впадины. Простирание оси Жанайской брахиантиклинали почти меридиональное, Кенгирской – северо-восточное. Южнее Джезказганской впадины намечается схождение осей этих складок, что, возможно, связано с их виграцией. Брахиантиклинальные складки разделены соответственно брахисинклинальными структурами, для которых также имеет место виграция осей. Брахиантиклинальные складки имеют асимметричное строение, при котором их осевые плоскости наклонены к западу (Жанайская брахиантиклиналь) или к северо-западу (Кенгирская брахиантиклиналь). Углы падения пород на пологих крыльях (западном и северо-западном) $20-30^\circ$, на крутых крыльях (восточном и юго-восточном) $50-70^\circ$. Крутые углы падения пород на западном борту Джезказганской впадины более резко выражены в северной части, в районе месторождения Итауз. Здесь установлено даже обратное падение пород, которые подвергнуты и смяты в узкую изоклинальную складку. Осевая плоскость складки наклонена на запад. На других бортах впадины залегание пород более спокойное и углы падения обычно не превышают $20-30^\circ$.

Среди брахисинклиналей наиболее крупной является Джезказганская. В структуре одноименной впадины она занимает центральную часть. Брахисинклиналь имеет меридиональное простирание. В ее ядре обнажаются породы жиделисайской и кенгирской свит. Строение складки также асимметричное. Западное крыло – крутое, с углами падения пород $60-70^\circ$, восточное – пологое, $10-20^\circ$. К северу Джезказганская брахисинклиналь разветвляется на две синклинальные структуры: Жиландинскую – северо-западного простирания и Карашошакскую – северо-восточного простирания. Северо-восточнее последней расположена небольшая синклинальная складка, которая известна под названием Талдыбулакской мульды. Считается, что она отделена от Карашошакской брахисинклинали Копкудукским куполом. В южной части Джезказганская брахисинклиналь резко сужается и на участке сочленения с переклинальной частью Кенгирской складки осложнена несколькими купольными структурами и флексурными зонами.

На центральном рудном поле Джезказгана установлено три купольных структуры: Таскудук-Покровская, Крестовская и Никольско-Анненская, а также несколько флексурных зон: Петровская, Златоустовская, Крестовская и др. Залегание пород в сводовых частях куполов почти горизонтальное, на крыльях – крутое, $70-75^\circ$ и до 90° . Кроме того, на южном погружении Джезказганской брахисинклинали установлен ряд мелких синклинальных структур типа мульд. Среди них необходимо отметить Спасскую мульду.

Большинство флексурных зон рудного поля месторождения имеют северо-восточное или меридиональное простирание. Они прослежены на различные расстояния – от 3 до 9 км. Смещения пород во флексурах обычно не сопровождаются разрывами сплошности слоев и не вызывают утонения слоев по мощности. Наглядно указанную форму пликативных дислокаций слоев можно наблюдать в Златоуст-Беловском карьере. Амплитуды пликативного перегиба слоев измеряются здесь десятками метров, редко они превышают 100 м и обычно затухают на концах флексуры. Иногда в слоях флексурной зоны

наблюдается повышенная трещиноватость пород. Жильные заполнения трещин различны по минеральному составу. Большой частью это кальцит, менее распространены барит и кварц. В Крестовской и других флексурах установлены дизъюнктивные нарушения типа надвигов. Эти нарушения обычно пересекают флексурную зону и смещают слои пород, в том числе рудные. Нередко такие надвиги образуют целую серию нарушений. Максимальная амплитуда смещения слоев по надвигам Крестовской флексуры 15 м, но обычно величина смещения слоев не превышает 10 м. Сбросы и взбросы осложняют пликативные формы залегания пород Джезказганской впадины. Однако вызванные ими смещения обычно не превышают 15–20 м.

Изучение трещиноватости пород позволило выделить три типа минерализованных трещин: внутрислоевые без признаков смещения, внутрислоевые с отчетливыми признаками смещения в виде зеркал скольжения и секущие (Иванков и др., 1957; Наркелюн, 1962). Анализ пространственной ориентировки трещин показал, что подавляющее большинство их определяется азимутами: 50 и 320°. На них накладывается другая система трещин с простираниями 20 и 100° (Сатпаев, 1935; Сейфуллин, Нуралин, 1964).

В районе Джезказганского месторождения изверженные породы варисского возраста отсутствуют.

Таким образом, морфология складчатых форм Джезказганской впадины (структур второго порядка – брахиантиклиналей и брахисинклиналей) отчетливо определяет асимметричный тип ее строения. Последнее, несомненно, связано с особенностями варисского тектогенеза – наличием на западе жесткого упора в виде Карсакапайского антиклинория, который мог испытать в это время лишь некоторое воздымание, что, в свою очередь, способствовало общему смещению масс в восточном направлении. Это подтверждается меридиональным и субмеридиональным простиранием основных флексурных зон на центральном рудном поле Джезказгана и некоторым поворотом их к северо-востоку на внутренних участках впадины. Значительно большее смещение масс в восточном направлении установлено на опрокинутом северо-западном борту впадины. Огромные напряжения в породах естественно способствовали общему развороту северных участков флексурных зон к северо-востоку. Указанные выше особенности тектонического строения Джезказганской впадины позволяют высказать предположение о существенной роли тангенциальных, в частности стрессовых напряжений, при формировании складчатых структур. Существованию тангенциальных напряжений нисколько не противоречат, а наоборот, подтверждают их замеры трещиноватости пород.

Как отмечалось выше, установлены две главные системы трещин: с северо-восточны и северо-западными простираниями. Такие системы трещин могли образоваться исключительно в результате больших горизонтальных усилий, общее направление которых было близко к субширотному. Иными словами, морфология основных складчатых структур Джезказганской впадины и характер трещиноватости рудоносных пород свиты нельзя рассматривать как результат действия крупных разрывных дислокаций радиального типа, которые создали бы общий – блоковый – тип тектоники. Преобладание тангенциальных напряжений при складкообразовании, в частности стресса, способствовало, кроме того, образованию взбросов и надвигов, в известной мере флексурных зон. Причем установленное исследованиями (Наркелюн, 1962) уменьшение с глубиной амплитуд пликативного смещения пород на крыльях флексур, например, в Петровской и Крестовской правильно интерпретируется как отсутствие значительных вертикальных перемещений масс.

Рассмотренные выше особенности тектонического строения Джезказганской впадины позволяют считать, что наиболее сложно построенные участки приурочены к зонам виграции складок второго порядка. Условием образования таких осложненных участков очевидно, являлось преобладание односторонних – стрессовых напряжений в эпоху тектогенеза. Типичным примером такого осложненного участка в Джезказганской впадине следует считать центральное рудное поле одноименного месторождения.

Другой не менее характерной особенностью тектонического строения впадины является преобладание среди ее структурных форм линейной или полной складчатости. Эти складки, кроме того, являются непрерывными. Равное развитие среди них имеют как антиклинальные, так и синклинальные. Большинство складок имеет хорошую выдержанность по простиранию. Асимметричное строение складок характеризует также четкую горизонтальную ориентированность в движении масс с запада на восток.

Поэтому в региональном плане, например, для Джезказган-Сарысуйской впадины, можно отметить следующие характерные особенности. При движении с севера на юг происходит постепенное замещение непрерывных линейных складчатых форм Джезказганской впадины прерывистой складчатостью с характерной солянокупольной тектоникой в собственно Сарысуйской впадине. Причем наиболее сложное строение имеет переходная зона, которая намечается вблизи южного борта Джезказганской впадины. Здесь непрерывные линейные структуры осложняются куполовидными формами и флексурными зонами. Иными словами, центральное рудное поле Джезказгана расположено, с одной стороны, на участке сочленения двух структур первого порядка (впадин): Джезказганской на севере и Сарысуйской на юге. С другой стороны, именно на этом участке происходит изменение типа структурных форм низшего порядка - переход линейной складчатости в прерывистую. Последнее, возможно, связано с тем, что унаследованный характер тектоники наиболее четко проявился только на периферии крупной структурной единицы - Джезказган-Сарысуйской впадины. Поэтому собственно Джезказганскую впадину можно рассматривать в тектоническом плане как наложенную и как унаследованную.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Метод фашиально-циклического анализа, детально разработанный группой сотрудников Геологического института АН СССР под общим руководством Ю.А.Жемчужникова, получает в последние годы все большее и большее распространение. Возросшая популярность метода связана с его относительной простотой, доступностью и полнотой конечных результатов исследования; обосновывается дробное расчленение и детальная корреляция разрезов, устанавливается фашиальный состав отложений, выясняется их изменение на площади, что, в свою очередь, позволяет восстанавливать палеогеографический план формирования осадков. С расширением числа и характера геологических объектов совершенствуется и метод фашиально-циклического анализа. Важно отметить, что указанный метод, разработанный специально для исследования угленосных формаций, находит успешное применение при изучении многих немых формаций, например, меденосных, соленосных и др.

В данной главе излагаются результаты определений фашиальной принадлежности меденосных отложений Джезказгана, изученных методом фашиально-циклического анализа. Описание отложений джезказганской свиты было начато этим методом на центральном рудном поле в 1960 г. под руководством Л.Н.Ботвинкиной. В дальнейшем были изучены многие разрезы в других частях впадины, а также толща сероцветных меденосных отложений висте-намюра на месторождении Итауз; красноцветные отложения жиделисайской свиты описывались по керну скв. 99. Главная задача изучения меденосных отложений Джезказгана заключалась в выявлении фашиальной природы пород меденосной толщи и в установлении наличия фашиального контроля в распределении пластовых сульфидных руд. Стратиграфическое положение изученных объектов и их размещение на территории Джезказганской впадины показано на фиг. 1 и 2.

Основное внимание при описании разрезов меденосных отложений Джезказгана уделялось изучению слоистости осадочных пород, которая рассматривается исследователями как первичный генетический признак. При описании разрезов руководствовались морфологической классификацией слоистости осадочных пород, разработанной Л.Н.Ботвинкиной (1959). Однако прежде чем перейти к описанию фаший, необходимо остановиться на основных понятиях метода. Что же касается общепризнанной терминологии метода, то этот вопрос детально рассмотрен в монографии Л.Н. Ботвинкиной (1962).

Впервые понятие "фашия" было введено в геологию Н.Стеноном еще в середине XVII в. Стенон обозначал этим понятием последовательно сменяющие друг друга снизу вверх напластования, т.е. употреблял его только в стратиграфическом смысле. В таком понимании понятие "фашия" не укрепилось в геологии.

Совершенно иное содержание понятие "фашия" получило в работах швейцарского геолога А.Грессли (Gressly, 1838, 1840, 1841). Он рассматривал "фашию" как совокупность видоизменений отложений, которая выражается в том или ином петрографическом, геогностическом и собственно палеонтологическом их различии, понимая под этим и породу, и обстановку накопления осадка.

В русскую геологическую литературу понятие "фашия" было введено Н.А.Головкинским, опубликовавшим результаты своих широкоизвестных исследований по соотношениям фаший в пермской формации центральной части Камско-Волжского бассейна. Н.А.Головкинский (1869) доказал смещение фашиальных зон в прибрежной части морского бассейна, которое вызывалось передвижением береговой линии. Такое смещение фашиальных зон приводило к соответствующей смене пород в вертикальном разрезе.

Перемещение береговой линии связывалось Н.А.Головкинским с периодическим поднятием и опусканием дна бассейна, т.е. с колебательными движениями земной коры. Более того, Н.А.Головкинский считал, что подобное соотношение фаций должно наблюдаться для морских формаций всех времен и местностей. Латеральные переходы одной фации и другую рассматривались им как своеобразная "зубчатость слоя". А.А.Иностранцевым было сформулировано закон фаций: "То, что мы видим вертикально напластованным, должно являться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно" (Иностранцев, 1872, стр. 151). В конце XIX в. формулировка закона почти дословно была подтверждена известным немецким геологом И.Вальтером (1893-1894).

Практическое применение понятия "фация" в геологических исследованиях вызвало различное понимание его еще при введении в геологическую литературу. Так, А.Грессли выделил следующие фации в отложениях юрского возраста одноименных гор: литоральные, полупелагические, пелагические т.п. В дальнейшем понятие "фация" стало применяться еще более свободно и не ограничивалось каким-либо определенным содержанием (геохимические, терригенно-минералогические и другие фации). В отдельных случаях понятие "фация" отождествлялось даже с гранулометрическими фракциями, например, глинистая фация, фация красного песчаника и т. п.

По своей природе понятие "фация" многогранно. В нем заключена связь, с одной стороны, между вещественным составом пород (осадков), с другой, - между физико-географическими условиями их образования, которые могут быть восстановлены для ископаемых осадков по ряду первичных генетических признаков пород. Именно эту двойственную особенность понятия "фация" подчеркнул Н.Б.Вассоевич (1948), назвав ее "первородным грехом".

Не рассматривая здесь различных точек зрения исследователей при определении ими понятия "фация" в индивидуальном практическом применении его, считаем все же необходимым остановиться на генетической связи паралических фаций с тектоническими (колебательными) движениями земной коры. На эту особенность обратила внимание М.В.Кленова. Ею предложено следующее определение фации: "морской фацией следует называть участок морского дна с одинаковыми физико-географическими условиями, исторически сложившимися в процессе геологического развития водоема, и с одинаковым составом флоры и фауны. Чтобы фации были действительно равнозначны, необходимо, чтобы участки морского дна пережили одинаковую историю" (Кленова, 1948, стр. 187). Иными словами, М.В.Кленова считала различными условия образования осадков в регрессирующем и в трансгрессирующем морях.

Л.Н.Ботвинкина (1956) на основании детального анализа фактического материала по фациальному составу пород угленосной толщи среднего карбона Донбасса пришла к выводу, что фации паралической угленосной толщи можно разбить на две большие группы в зависимости от принадлежности их к трансгрессивному или регрессивному ряду. Последнее определялось по характерной направленности изменения фациальных типов осадков в смежных слоях. Этот важный вывод наглядно иллюстрирован Л.Н.Ботвинкиной палеогеографическими особенностями размещения фаций на площади и последовательностью их изменения в зависимости от характера колебательных движений земной коры (поднятия или опускания). На этом основании Л.Н.Ботвинкина сделала важный для теории и практики вывод об асимметричности строения седиментационных циклов угленосных отложений Донбасса.

Из сказанного, кроме того, вытекает весьма существенное дополнение к закону соотношения фаций, по А.А. Иностранцеву. А именно, этот закон может иметь применение только в случае, если осадки формировались при вполне определенном знаке тектонического движения, например, только в условиях опускания земной коры. При разных знаках движения соотношение фаций не подчиняется этому закону. Указанное дополнение к закону А.А. Иностранцева имеет принципиальное значение при построении палеогеографических карт. При этом синхроничные седиментационные циклы разреза, которые в общем случае слагаются из регрессивных и трансгрессивных рядов фаций, могут быть охарактеризованы на площади минимум двумя палеогеографическими картами: одной, составленной для регрессивной, другой - для трансгрессивной части.

Справедливость выделения двух рядов фаций или субфаций - регрессивного и трансгрессивного - подтверждается опытом фациально-циклического изучения паралических иленосных отложений Джекказгана (Дружинин, 1963б; Druzinin, 1964).

Как известно, понятие "фация" многогранно. Оно является, кроме того, основной таксономической единицей метода фациально-циклического анализа. Поскольку в рам-

как небольшой и лаконичной формулировки невозможно выразить всю полноту даже основных первичных – генетических особенностей пород (осадков), то большинство их подразумевается. Среди них можно назвать следующие.

1. Литологические особенности пород: структура (размер зерен преобладающей фракции, их форма, степень сортировки); морфологические особенности пород, отражающие условия седиментации (тип слоистости и характер ее проявления); минеральный состав кластического материала или хемогенного осадка, характер и вид оруденения; тип цемента и его состав; конкреции (состав, форма и характер распределения их в породе).

2. Наличие в породах палеонтологических и палеофлористических остатков, местоположение их в разрезе, особенности захоронения, условия распределения и степень их сохранности.

3. Физико-химические особенности пород, возможность оценки pH и Eh среды, а также солености водоемов и ряда других признаков ископаемых бассейновых осадков.

4. Условия залегания пород и особенности формы залежей (слой, пласт, линза, особенности строения слоя – ритмичность и т.п.).

Предлагаемое ниже определение фации не претендует на исчерпывающую полноту содержания этого многогранного понятия. Оно дано в связи с необходимостью изучить фациально-циклическим методом толщу немых меденосных отложений Джезказгана, когда руководящая роль в установлении фациальной природы пород принадлежит детальному анализу слоистости. Кроме того, в этом определении подчеркивается роль тектонических движений земной коры при формировании осадков определенного типа.

Фация – естественный парагенез пород (осадков), обладающих определенным комплексом первичных генетических признаков, сформированных в конкретных физико-географических условиях на некотором участке земной коры при определенном характере тектонических движений.

Литогенетический тип – естественная группа пород, обладающая определенным сочетанием характерных первичных генетических признаков, указывающих на общность условий их образования (Давыдова, Гольдштейн, 1947).

Цикл (виток спирали) – комплекс генетически связанных между собой отложений различных фаций, сменяющих друг друга во времени с закономерной последовательностью. Этот комплекс достаточно отчетливо отделяется от соседних (лежащих выше и ниже) и имеет более или менее широкое развитие на площади (Ботвинкина, 1953).

В циклах Джезказгана также выделяются два самостоятельных фациальных ряда: регрессивный и трансгрессивный. По своему значению эти ряды аналогичны соответствующим рядам фаций в угленосных толщах (Ботвинкина, 1956).

В результате фациально-циклических исследований карбоновых отложений Джезказгана в толще меденосных отложений джезказганской свиты мощностью 600–650 м, а также в подстилающих ее сероцветных меденосных отложениях виле-намюра и в перекрывающей толще красноватых отложений жиделисайской свиты выделено 18 фаций. Они объединены в три группы отложений: континентальную, лагунно-дельтовую и морскую. Следует подчеркнуть, что многие из выделенных фаций обладают общими генетическими признаками с соответствующими фациями из разреза угленосных отложений среднего карбона Донбасса (Ботвинкина и др., 1956, 1959). Породы различных климатических зон различаются только в деталях (по цвету); в этом усматривается сходство фаций, сформированных в различных климатических зонах, когда определяющим фактором являлся гидродинамический режим речного потока или морского бассейна в прибрежной мелководной полосе. Иначе говоря, среди морских и лагунно-дельтовых фаций установлено много ископаемых аналогов, характерных для двух различных климатических зон (аридной и гумидной). С другой стороны, в Джезказгане выделены специфические аридные фации, а также фации, характерные только для его приморского ландшафта.

Для выделенных фаций по литературным данным выяснялись условия современного осадконакопления, что позволило уточнить принадлежность литогенетических типов к той или иной фации. Результаты первых сравнительно-литологических сопоставлений отложений различных генетических типов в паралитических формациях гумидной и аридной климатических зон кратко обобщены в статье Л.Н. Ботвинкиной (1963).

При классификации фаций по группам отложений учитывались не только литологические особенности пород и их пространственное размещение в палеогеографическом плане, но и положение каждой фации и ее литогенетических типов в фациальных рядах циклов. Последнее позволило выделить для каждой фации более мелкие подразделения, в частности, субфации регрессивного и трансгрессивного рядов.

При определении названий фаций принималось во внимание, что понятие "фация" двойственно. Поэтому в них должен быть обязательно отражен как вещественный состав пород, так и физико-географические условия их образования. Для удобства пользования введена буквенная и цифровая система обозначений, которая по причине сходства многих фаций и даже отдельных литогенетических типов заимствована из аналогичной работы по Донбассу (Ботвинкина и др., 1956). Для фаций и литогенетических типов, встречаемых в обоих рядах или только в регрессивных, установлено общее сокращенное буквенное наименование. Порядковый номер литогенетического типа указывается отдельно (ПР-1; ПР-2; ПП-1 и т.п.). Для фаций, принадлежащих только к осадкам трансгрессивного ряда, к краткому наименованию добавлен индекс "т" - трансгрессия; например, МАКт - фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря. Все литогенетические типы этой фации располагаются только в трансгрессивных рядах седиментационных циклов и имеют следующее обозначение: МАКт-1 и т.п. Они объединены, соответственно, в субфацию трансгрессивного ряда - МАКт. В табл. 1 приведена схема распределения фаций и литогенетических типов по группам отложений.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди континентальных образований, встречаемых в разрезах красноцветных отложений жиделисайской свиты, пестроцветных отложений джезказганской свиты и подстилающих их сероцветных отложений визе-намюра, преобладают глинисто-алевритопесчаные осадки фации прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием - РП, а также специфические аридные образования фации песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящие в береговые такыры - ПЗ. Резко подчиненное значение в разрезах имеют песчаные осадки русла - АР, неотсортированные осадки силевых выносов - СВ и хемогенные осадки горько-соленых водоемов - ГВ (Дружинин, 1963а,б).

Фация песчаных осадков русла - АР

Таблица I

Породы этой фации описаны только в обнажениях на восточном борту Джезказганской впадины в Кара-Кингире и Пектасе (горизонты нижний и верхний раймунд). При этом песчаные осадки русла залегают в виде отдельных прослоев - линз, латерально замещаю на востоке песчаные осадки подводной части дельты. В палеогеографическом плане эти участки на восточном борту впадины рассматриваются как переходные от типично руслового аллювия, который уничтожен эрозией, к собственно дельтовым осадкам. Песчаные осадки этого типа, очевидно, правильнее рассматривать как верхнюю часть подводной дельты (top set delta beds).

Литогенетический тип АР-1. Представлен серыми и буро-серыми крупнозернистыми песчаниками и мелкозернистыми гравелитами. Породы разнозернисты, однако крупных зерен гравия и галек они не содержат. Грубый материал обычно приурочен к нижним частям линзовидных аллювиальных прослоев. Длина их менее 20-30 м, мощность не превышает 2,2 м. Нижний контакт аллювиальных линз резкий, с размывом, верхний - отчетливый и обычно прямолинейный. Слоистость пород косая крупная параллельная сходящаяся и однонаправленная, с очень отчетливой и характерной ритмической сортировкой обломочного материала в каждом косом слое. Границы слоев достаточно резкие, мощность их не превышает 3-4 см. Угол наклона слоев средний (20-30°). Мощность серий самая различная, но большей частью 10-20 см или 70-80 см. Растительных остатков и фауны в породах не встречено.

Распределение литогенетических типов по фациям
и субфациям паралической толши Джезказгана

| Ф а ц и я | Литогенетический тип | |
|--|--|--------------------------------|
| | субфация регрессивного ряда | субфация трансгрессивного ряда |
| Континентальная группа фаций | | |
| 1. Песчаных осадков русла - AP | AP-1 | |
| 2. Глинисто-алевритовых осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием - RP | RP-1, RP-2 | |
| 3. Песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - P3 | P3-1, P3-2, P3-3 | P3-1, P3-4 |
| 4. Неотсортированных осадков силевых выносов - CB | CB-1 | |
| 5. Горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья - GB | GB-1 | |
| Лагунно-дельтовая группа фаций | | |
| 1. Песчаных осадков подводной части дельты - PR | PR-1, PR-2 | |
| 2. Песчаных осадков кос и пересыпей - PP | PP-1, PP-2 | |
| 3. Песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря - PB | PB-1, PB-2, PB-3, PB-4, PB-5, PB-6 | PB-7 |
| 4. Песчано-алевритовых осадков лагун - PL | PL-1 | |
| 5. Алевритовых осадков приморских озер - AO | AO-1 | AO-1(?), AO-2 |
| 6. Глинистых осадков лагун и заливов - PT | | PT-1, PT-2 |
| Морская группа фаций | | |
| 1. Песчаных осадков морских пляжей - MPP | MPP-1, MPP-2 | |
| 2. Чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря - MB | MB-1, MB-2 | MB-3 |
| 3. Песчаных осадков зоны морских течений - MP | MP-1, MP-2, MP-3, MP-4 | |
| 4. Песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега - MPI | MPI-1 | |
| 5. Алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря - MAKT | | MAKT-1, MAKT-2 MAKT-3 |
| 6. Карбонатных осадков материкового моря - MIKT | | MIKT-1 |
| 7. Глинистых осадков материкового моря - MT | | MT-1, MT-2 |

Указанные выше генетические признаки пород являются типичными и для ископаемых русловых аллювиальных отложений угленосной толщи Донбасса (Ботвинкина и др., 1956).

фашия глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием - РП¹

Таблицы I, II

Породы фашии представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с различной крупностью зерен. Цвет песчаных пород - преимущественно серый, алевритовых и аргиллитовых - ярко-красный или коричневый, Обломочный материал в гранулометрически тонких породах обычно отсортирован плохо. Поэтому указанные названия пород являются до некоторой степени условными. В них часто встречаются неопределенные по форме включения более крупных зерен. Текстура пород комковатая, наиболее резко выражена у красноцветных образований. Последние нередко приобретают пятнистый характер, что связывается исключительно с вторичными изменениями пород. Слоистость в таких породах, как правило, не наблюдалась. Для них характерны многочисленные белые кальцитовые желвакообразные выделения, имеющие причудливый ветвистый рисунок и представляющие собой, очевидно, псевдоморфозы по органическим остаткам корневых систем. Крупные конкреции ориентированы большей частью перпендикулярно к плоскостям напластований. Мелкие конкреции пересекают породу в различных направлениях.

Отмеченные особенности вместе с многочисленными трещинами усыхания, главным образом в алеврито-глинистых породах, достаточно выразительно напоминают по облику почвенные и подпочвенные образования, описанные в разрезах угленосных отложений среднего карбона Донбасса (Ботвинкина и др., 1956). В отличие от последних, породы аридной зоны Джезказгана почти не содержат даже самых скудных остатков растительного происхождения. Почвенные образования Джезказгана можно рассматривать как аридные аналоги донбасских "кучерявчиков". Они резко выделяются в разрезе своим ярко-красным или коричневым цветом.

Кроме того, ископаемые почвы выделяются в разрезах и по чередованию почвенных и подпочвенных слоев, что позволяет говорить о ритмичности накопления этих осадков. Количество ритмов в почвенном пласте различно, до 20 и более. Мощность ритмов индивидуальна, но не превышает 3-3,5 м. Оба контакта почвенных ритмов (нижний и верхний) резкие - контакты размыва. Контакты же почвенного и подпочвенного слоев двух видов. В одном случае породы подпочвенного слоя постепенно переходят в красные алевролиты или аргиллиты почвенного слоя, причем в первых обычно бывает заметна неправильно-горизонтальная слоистость, отдельные элементы косой или пологоволнистой слоистости. В другом случае контакт перехода резкий; в верхней части подпочвенного слоя можно часто встретить многочисленные трещины разной формы и глубины. В них как бы затекает более тонкий алевритовый и аргиллитовый материал верхнего почвенного слоя.

Среди пород этой фашии выделено два литогенетических типа: почва (РП-1) и подпочва (РП-2). В седиментационных циклах почвенные ритмы встречаются только в верхних частях регрессивных рядов фашии.

Литогенетический тип РП-1. Представлен ярко-красными или коричневыми пятнистыми неоднородными алевролитами или аргиллитами с характерной комковатой текстурой, обусловленной, по-видимому, почти полной переработкой первичной слоистости пород корнями растений. Многочисленные псевдоморфозы кальцита полностью замешают их в породах. Степень нарушенности первичной текстуры несколько уменьшается вниз по разрезу слоя. Мощность слоя изменчива, но не превышает 1-1,5 м. Из современных почв ближе всего к описанным стоят серо-бурые почвы пустынных зон СССР (Лобова, 1960). Указанные выше особенности ископаемых почв Джезказгана позволяют рассматривать их по аналогии с ископаемыми почвами Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) как "аридный кучерявчик".

¹ Почвенные и подпочвенные образования были выделены в Джезказгане Л.Н. Ботвинкиной в полевой сезон 1960 г.

Литогенетический тип РП-2. Серые пятнистые, мелко-, средне-зернистые песчаники или алевролиты. Породы неоднородны по составу и почти лишены признаков какой-либо слоистости. Характерно наличие только единичных трещин усыхания, элементов взмучивания, затеков, замывов и псевдоморфоз кальцита по остаткам корневых систем. Отсутствие признаков комковатости в породах свидетельствует о более глубоком залегании подпочвенного слоя, первичный облик которого нарушался только на более глубокими частями корневых систем. Мощность слоя меняется от 30-40 см до 1,5-2 м.

Мощность почвенного пласта, составленная из многочисленных ритмов почвенного типа, может достигать нескольких десятков метров (20-30).

Фашия песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ

Таблицы III-VI

Породы фашия, подобно почвенным и подпочвенным образованиям, резко выделяются в разрезах своей пестрой окраской. По характеру слоистости они представляют собой сложное сочетание различных простых типов. В разрезах они также обнаруживают ритмичное строение, при котором для каждого ритма может быть выделено три элемента: нижний - песчаный, средний - переходный и верхний - глинисто-алевроитовый. Характерной особенностью пород этих ритмов являются структурно-текстурные изменения, соответствующие постепенному уменьшению - "затуханию" гидродинамики среды, отложения от подошвы к кровле. Последнее отчетливо прослеживается при переходе серого мелкозернистого песчаника подошвы в коричневый или бурый алевролит и далее в глинистую породу, нарушенную процессами зоны выветривания. Текстуры изменения пород ритма, подтверждающие "затухание" гидродинамики среды отложения, являются главным критерием для выделения четырех литогенетических типов такыров. Кроме того, имеет место различие в типе слоистости песчаников первого элемента ритмов (Дружинин, 1963а).

Литогенетический тип ПЗ-1. В основании первого песчаного элемента ритма наблюдается некоторый размыв, обусловленный повышенной динамикой водной среды при формировании песчаника. Песчаник, обычно мелкозернистый, с мелкими сериями косо волнистой слоистости или с единичными сериями мелкой косо слоистости. Последняя обычно имеет однонаправленный прерывистый характер и определяется слоями коричневого алевролита мощностью от долей до первых единиц миллиметра. Значительно реже вместо мелкозернистого песчаника первого элемента ритмов можно встретить брекчию с угловатыми обломками подстилающих аргиллитов, алевролитов или мелкозернистых слоистых песчаников. Расположение обломков в породе неопределенное. Цемент брекчий - песчаный, разнозернистый. Указанные брекчи напоминают неотсортированные осадки силевых выносов. Латерально они очень неустойчивы. Мощность их не превышает 50 см. На подстилающих породах брекчи залегают с размывом. Можно полагать, что форма их залегания скорее всего линзообразная. Они встречены при подземном бурении в скв. 2072р (шахта 44) в разрезе горизонта № 2а (покро-8).

В среднем элементе ритма слоистость постепенно затухивается, появляются кальцитовые конкреции и единичные трещины усыхания шириной до 1 см и глубиной 3-4 см. В глинисто-алевроитовом верхнем элементе наряду с трещинами усыхания намечаются следы взмучивания и признаки комковатой текстуры. Здесь же наблюдались линзовидные слои гипса мощностью до 1-1,5 м.

Особенностью строения каждого ритма, как отмечалось выше, является постепенное затухание гидродинамики среды от его подошвы к кровле. Последнее отчетливо прослеживается при переходе серого мелкозернистого песчаника подошвы в коричневый или бурый алевролит и далее в глинистые породы со следами субаэрального выветривания. От собственно почвенных образований типа "аридных кучерявчиков" глинистые породы верхнего элемента отличаются относительно слабой нарушенностью первичной текстуры, а также присутствием слоев гипса. Встреченные в породах среднего и верхнего элементов ритма кальцитовые конкреции по своему расположению соответствуют плоскостям наслоения, в отличие от "аридных кучерявчиков", для ко-

торых характерно неопределенное или даже ветвистое расположение кальцитовых конкреций. Указанные особенности различия можно наблюдать в породах всех четырех литогенетических типов береговых такыров.

Средняя мощность отдельных ритмов 1,2–1,4 м. Многократно повторяющиеся в разрезах циклов такие слои приурочиваются исключительно к верхним частям регрессивных рядов фаций (фиг. 3); реже они встречаются в трансгрессивных рядах. В последнем случае в характере текстуры первого элемента каждого ритма наблюдались уже не признаки затухания гидродинамики среды, а ее усиление. Оно выражается в том, что мелкая косоволнистая однонаправленная слоистость постепенно сменяется мелкой косой, также однонаправленной слоистостью, характерной для среды с большей гидродинамической активностью.

Верхние элементы ритмов, как правило, сохраняют свое строение. Однако при более резко выраженной трансгрессии облик ритмов меняется. В этом случае верхние глинисто-алевроитовые элементы ритмов вместе с переходными образованиями замещаются специфическими голубовато-зелеными морскими гидрослюдистыми глинами. Мощность прослоев глины не превышает 30–80 см. Этот тип ритмов отражает своеобразные моменты ингрессивного проникновения морских вод на выровненную поверхность континента (подошва жиделисайской свиты, скв. 99, карьер Анненский).

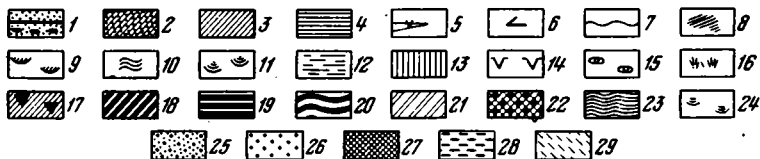
Одной из особенностей такыров данного литогенетического типа является способность образовывать сокращенный тип строения, при котором из разреза каждого ритма как бы выпадает верхний элемент. Тогда ритмичность определяется правильным чередованием нижнего и среднего элементов ритма (см. фиг. 3). Средняя мощность сокращенных ритмов уменьшается до 0,75–1,4 м. Эти ритмы характеризуют как бы недоразвитый такыр. Такая недоразвитость обусловлена некоторым размывом пород верхнего и частично среднего элементов ритма подстилающего такыра силовыми выносами. Вверх по разрезу слоя происходит замещение неотсортированных осадков силовых выносов в первых элементах ритмов мелкозернистыми песчаниками с косоволнистой слоистостью. Это замещение обычно сопровождается сменой сокращенных такырных ритмов нормальными ритмами, состоящими из трех элементов.

Литогенетический тип ПЗ-2. Породы представляют собой более мелководные образования. Морфология структур и текстур во многом напоминает особенности берегового такыра, описанного выше. Здесь также отмечается ритмичное строение. Различие заключается в характере слоистости песчаного основания ритма, представленного серым слоеватым мелкозернистым песчаником с единичными мелкими (3–4 см) горизонтальными или реже пологокосыми прерывистыми сериями. Косой однонаправленной слоистости здесь нет. Слоистость подчеркивается алевроитовым материалом; мощность слоев не превышает 1 мм. Более спокойная динамика водной среды благоприятствовала сохранению редких обугленных листочков каламитов, ориентированных по напластованию. Мощность ритмов не превышает 1 м. Мощность слоя, образованного многократным повторением ритмов этого типа, исчисляется единицами метров или первыми их десятками.

Как первый, так и второй типы ископаемых такыров развивались на осадках самых различных фаций, таких как фации пересыпей, кос, подводной дельты и на различных участках заливно-лагунного побережья, вплоть до собственно континентальных образований аридной зоны типа почвы и подпочвы. В этом смысле оба указанных типа такыров относятся к категории наложенных образований с пестрым полифациальным основанием, характерным для периода общего выравнивания рельефа прибрежно-морской зоны.

Литогенетический тип ПЗ-3. Породы являются унаследованными. В отличие от образований первых двух типов они развивались только на песчано-алевроитовых осадках зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря. Первый элемент ритмов этого типа литологически представлен мелкозернистым песчаником с мелкими сериями волнистой перекрестной мульдобразной симметричной слоистости или с мелкой слабо срезанной вогнуто-выпуклой, также симметричной волнистой слоистости, столь характерной для песчаных подстилающих пород зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья. В этом отношении такыры данного литогенетического типа преемственно унаследовали в первом песчаном элементе текстурные особенности подстилающих осадков. Выше располагаются породы второго и третьего элементов ритма с трещинами усыхания и слоями гипса, аналогичные соответствующим элементам первых двух типов такыров.

| Признаки | Наложенные тактыры | | Унаследованные тактыры | |
|--|-----------------------------|--------------------------------|------------------------|-----------|
| | Литогенетические типы пород | | | |
| | ПЗ-1 | ПЗ-2 | ПЗ-3 | ПЗ-4 |
| Характер ритма | | | | |
| Сокращенный тип | | Нет | | Нет |
| Способность абразивовать регрессивный ряд фаций в циклах | | | | Нет |
| Способность абразивовать трансгрессивный ряд фаций в циклах | | Нет | Нет | |
| Способность участвовать в регрессивных циклах | Регрессивные | Нейтральные или однородные | Да | Да |
| Способность участвовать в трансгрессивных циклах | | Нет | Нет | Нет |
| Способность взаимодействовать с обугленными литогенетическими типами | | | | Редко |
| Возможные подстилающие фации | | | | |



Фиг. 3. Схема строения фациальных ритмов и характер их взаимоотношений между собой и с другими фациями

Структурные признаки: 1 - мелкозернистые песчаники и конгломераты (брекчи); 2 - переходные породы; 3 - глинистые алевролиты; 4 - глины; 5 - линзы гипса; 6 - обугленные остатки флоры.

Тектурные признаки: 7 - разрыв в основании ритма; 8 - косая слоистость; 9 - косоволнистая слоистость; 10 - волнистая слоистость; 11 - волнистая мутьдооб-

Специфической чертой этих береговых такыров, также как и такыров первого литогенетического типа, является способность образовывать так называемый сокращенный тип строения, при котором из разреза каждого ритма как бы выпадает верхний элемент. Тогда ритмичность определяется правильным чередованием нижнего и среднего элементов (см. фиг. 3). Средняя мощность полных ритмов обычно составляет 2,5–3 м. Для сокращенного типа она уменьшается до 0,75–1,4 м. Эти ритмы характеризуют как бы недоразвитый такыр, образованный осадками заливно-лагунного побережья, испытанными лишь периодическое обмеление, не доходившее до стадии субаэрального выветривания. Общая мощность ритмов, образующих слой, обычно не превышает 3–6 м.

Такыры третьего типа тяготеют исключительно к верхней части регрессивного ряда фаций, где они могут встречаться совместно с такырами второго литогенетического типа.

Литогенетический тип ПЗ–4. Породы представляют собой также унаследованные образования, развивавшиеся на осадках приморских озер. В основании ритмов залегает серый мелкозернистый песчаник с диагональной слоистостью, состоящей из чередования мелких серий горизонтальных и косых слоев. Переходные элементы ритмов представлены в основном песчаными породами. Средняя мощность мелких серий горизонтальной и косой слоистости 2–3,5 см. Слойки в сериях правильные, параллельные, однородные и непрерывные при неравномерном распределении их в сериях. Угол наклона косых слоев не превышает 10° . К границам серий могут быть приурочены скопления мелких (около 3 мм) кальцитовых стяжений конкреционного типа. Встречены также остатки флоры плохой сохранности. Мощность ритмов 1,2–1,5 м при мощности слоя до 6 м.

Ритмы данного типа слагают, как правило, трансгрессивные части циклов, залегающие непосредственно на алеврито-песчаных осадках фации приморских озер, от которых они наследуют строение песчаного основания. Такыры этого типа образовались в период трансгрессивного наступания моря и периодического затопления им зоны приморских озер.

Любопытно отметить, что в период регрессии приморские озера не переходили в такыры, а превращались в образования, напоминающие современные шоры. В отдельных случаях такыры четвертого типа сочетаются с такырами первого типа, образуя также трансгрессивный ряд фаций.

Проведенное изучение береговых такыров меденосных отложений Джезказгана показывает, что определение, данное почвоведом Н.И.Базилевичем и Л.Е.Родиным (Лобова, 1960) для современных такыров, удовлетворяет изученным нами ископаемым образованиям этого типа. А именно, такыры можно рассматривать как особый тип территории или известную ландшафтную единицу, характеризующуюся особенностями водного режима, комплексностью почвенно-растительного покрова, эрозионными или аккумулятивными процессами.

Важно отметить, что ископаемые такырные ритмы образовались не в результате колебательных движений земной коры, а возникли под воздействием ландшафтно-кли-

разная слоистость; 12 – горизонтальная прерывистая слоистость; 13 – слоеватые породы; 14 – трещины усыхания; 15 – карбонатные конкреции по остаткам органических тканей; 16 – элементы взмучивания.

Фации и литогенетические типы: 17 – фация глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием; 18 – фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры и литогенетический тип ПЗ–1; 19–21 – литогенетические типы ПЗ–2, ПЗ–3, ПЗ–4; 22 – фация песчано-алевритовых осадков лагун; 23 – фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря и литогенетический тип ПВ–2; 24 – литогенетический тип ПВ–3; 25 – фация песчаных осадков кос и пересыпей; 26 – фация песчаных осадков подводной части дельты и литогенетический тип ПР–1; 27 – литогенетический тип ПР–2; 28 – фация алеврито-песчаных осадков приморских озер и литогенетический тип АО–1; 29 – литогенетический тип АО–2.

R_M – ритм осадконакопления такырного типа; P – регрессивный ряд фаций; T – трансгрессивный ряд фаций

матических факторов. В то же время устойчивое повторение их в разрезе, наряду с направленным и последовательным изменением во времени, определялось уже собственно колебательными движениями и приводило к завершению регрессивных или к возникновению трансгрессивных рядов фаций. В отдельных случаях образовывались самостоятельные такырные циклы только с регрессивными рядами фаций так называемого нейтрального типа.

Таким образом, проведенная типизация ископаемых такыров позволила полнее разобратся в сложном фациально-циклическом строении пестроцветной меденосной параличской толщи Джезказгана. Важно подчеркнуть, что фация береговых такыров, подобно фации торфяных болот в угленосных формациях, может являться четким репером при циклическом анализе, стратиграфическом расчленении и сопоставлении разрезов.

Изучение первичных генетических признаков современных береговых такыров и особенностей размещения их в приморской полосе в зонах засушливого климата позволяет отметить следующие особенности.

1. На основе большого фактического материала, собранного для характеристики различных почв пустынной зоны СССР, Е.В.Лобовой (1969) выявлен ряд морфологических особенностей береговых такыров. Так, для береговых такыров типично повышенное содержание в породах гипса (0,3–5%). Последний представлен в виде отдельных слоев в верхней части почвенного слоя. Корка такыра, как правило, не засолена. Соли появляются под коркой. Характерной особенностью такыра является большая плотность его поверхности и отсутствие высшей растительности. В этой части такыра М.М.Геллербахом установлены свернувшиеся в трубочку слоевища водорослей *Microcleus* и *Phormidium*. Они найдены непосредственно на плотной поверхности такыра, которая являлась полигонально-трещиноватой. Диаметр полигона достигал 10–12, реже 15 см. Глубина трещин различна – от 2 до 8–10 см. Цвет такыра розовый и палево-серый с ярким блеском на солнце.

По своей природе такыры являются очень плохо проницаемыми почвами. Поэтому более глинистые почвы с плохой водопроницаемостью при отрыве от грунтовых вод скорее покрываются глинистой коркой. Вследствие этого наступает изреживание растительности, увеличивается застаивание воды по микродепрессиям и плоским водотокам. Именно такие условия полной изоляции от грунтовых вод являются благоприятными для формирования такыров.

В современной пустынной зоне СССР такыры широко распространены на аллювиальных равнинах в силу своей малой сточности. На древних плато формирование такыров происходит по депрессиям и западинам, а также по некрутым заиленным склонам. В этих условиях они образуются вне связи с грунтовыми водами. Иными словами, такыры являются типичными автогидроморфными почвами.

2. В геологической литературе, к сожалению, отсутствует описание разрезов ископаемых и современных такыров. Наиболее детальное геоморфологическое описание современных береговых такыров приводится Д.В.Наливкиным (1955–1956) для ранна Кача с северо-западной Индии и для береговых такыров юго-западной Туркмении.

Так, ранн Кача – береговой такыр необыкновенно больших размеров. Общая длина его достигает 320 км, ширина 130 км. Туркменские береговые такыры по размерам не уступают ранну Кача, отличаясь от последнего большей обособленностью от моря и большим однообразием осадков. Например, так называемый Большой такыр простирается на расстояние 180–200 км, при ширине 40–45 км. С запада он ограничен грядами песков, нередко барханных, и полосой бесчисленных солончаков. За ними расположено Каспийское море, обладающее здесь необыкновенно плоским песчаным дном и ничтожными глубинами. На востоке Большой такыр ограничен песками или довольно резко сменяется наклоненной щебнисто-глинистой предгорной равниной, поднимающейся к восточным склонам Копет-Дага.

Плащевые потоки, растекаясь по предгорной равнине, во время дождей или снеготаяния на Копет-Даге смывают на своем пути все тонкозернистые и пылеватые частицы и сносят их в такыр. Годовой слой глинисто-алевритового осадка, образующийся после высыхания такыра, достигает мощности в несколько сантиметров, а иногда и больше. Незначительная мощность столба воды служит причиной небольшой соленосности осадка. Шоры образуются только на таких площадках, где приток воды и ее испарение происходят в течение длительных периодов, часто в течение всего года. Другим материалом для осадков такыров, по наблюдениям В.Н.Купина, служит песок, приносимый ветрами и бурями. Во время засухи, когда дно такыра становится твердым и глян-

ким, песок проносится по его поверхности, не задерживаясь, и скопляется на барханах, ограничивающих такыр. Обычно такыры имеют совершенно ровную, твердую, как асфальт, глинистую поверхность, покрытую неглубокими трещинами и многоугольными усыхания.

Примером современного такыра, который образовался за период времени менее чем 100 лет из довольно глубоко вдававшегося в сушу морского залива, является такыр Аши-Сор. В залив впадала соленая речка и он был отгорожен от моря песчаной отмелью длиной около 5 км. Сохранившийся еще пролив имел ширину около 1 км и глубину 2–2,5 м. Глубина в заливе достигала 6–8 м. Так описал залив в 1883 г. Г.С.Карелин, посетивший его в 1832 г.; М.В.Баярунис, посетивший залив уже в 20-х годах текущего столетия, нашел на его месте только большой плоский солончак, назвав его Аши.

В.А.Обручев (1890) обратил внимание на следующую особенность взаимоотношений такыра и шора в прибрежной зоне – чем дальше от моря, тем больше такыров, например, у Малла-Кары, и меньше шоров. У берегов моря, напротив, такыры почти не встречаются; поэтому предполагается, что все такыры происхождения пресноводного, а море оставляет после себя только шоры; доказательством этого служит факт, что дно такыра всегда выше дна шора и если рядом расположены такыр и шор, то вода стекает с первого на последний.

Таким образом, устанавливается значительное сходство ряда морфологических особенностей ископаемых и современных береговых такыров. А именно, современные береговые такыры развиваются также только в зонах сухого и засушливого климата. Палеогеографически они располагаются в приморской полосе, которая отгораживается от моря песчаными грядами или устойчивым заливно-лагунным побережьем. Береговым такырам свойственна тесная связь с континентом, так как по своему расположению в приморской полосе они тяготеют к зонам разгрузки плащевых потоков или к дельтам. Аналогичная картина палеогеографического размещения береговых такыров выявлена детальными литологическими исследованиями в меденосном разрезе Джезказгана. Они располагались также в приморской полосе и отделялись от морского бассейна устойчивым заливно-лагунным побережьем. Ископаемым береговым такырам Джезказгана свойственна тесная парагенетическая связь с дельтовыми отложениями. Широкое развитие их в разрезе среднего и верхнего карбона наступило только после значительного обмеления собственно Джезказганского залива и его частичной изоляции от материкового моря. Детально палеогеографическое размещение фаций в разрезе меденосных отложений Джезказгана и их парагенезы: рассматриваются в главах III и IV.

Особенно существенным кажется наличие отложений типа береговых такыров в разрезе верхней рудоносной подсвиты Джезказгана. Именно в этой части разреза полностью отсутствуют глинистые осадки материкового моря, а глинистые осадки лагун и заливов имеют ограниченное распространение. Поэтому вскрывается совершенно новая роль береговых такыров, благодаря их автогидроморфности. Эта роль аналогична наличию в разрезе глинистых слоев; которые надежно обеспечивают изоляцию одних слоев разреза от других. Наличие так называемой двойной, взаимной парагенетической связи осадков береговых такыров с рудоносными осадками подводной части дельты обеспечивало необходимую изоляцию последних в период диагенетического перераспределения в них рудного вещества и образования сульфидных залежей, а также в эпигенезе. Возможный механизм рудного процесса рассматривается в главе VI.

Не менее существенным является установление в современных и в ископаемых береговых такырах таких генетических признаков, как трещины усыхания, слои седиментационного гипса, почти полное отсутствие органических остатков и т.п. Относительно значительных размеров современных береговых такыров необходимо заметить, что ископаемые береговые такыры Джезказгана имели не меньшие размеры. По результатам построения детального литогенетического профиля меридионального построения через всю Джезказганскую впадину осадки ископаемых береговых такыров прослежены на значительные расстояния в разрезе горизонтов: № 4 (кресто-9) и № 5 (покро-5). Непосредственно на северном борту впадины они установлены в разрезе скв. 825; в центральной части впадины – в скв.99; на центральном рудном поле – в разрезах скв. 3920, 3921, и 3963. Иными словами, ископаемые береговые такыры многократно прослежены на расстоянии более 30 км. Что касается возможной ширины устойчивого берегового такыра Джезказгана, то она, очевидно, была не меньше ширины современного эрозийного среза пород джезказганской свиты.

В толще пород рудоносной свиты на центральном Джекказгане установлены отложения типа шора, которые описываются ниже. Что касается палеогеографического размещения в приморской полосе береговых такыров и шоров, то нам кажется, что оно контролировалось главным образом рельефом местности (гипсометрическим положением участков). Последнее наглядно может быть иллюстрировано на примере Каспийского морского бассейна. В юго-западной Туркмении береговые такыры действительно располагаются дальше от моря, чем шоры (Обручев, 1890). На территории Прикаспийской низменности, наоборот, береговые такыры располагаются ближе к морю, чем шоры. Указанная особенность палеогеографического размещения береговых такыров связана исключительно с их автогидроморфностью.

Таким образом, проведенное изучение и типизация ископаемых береговых такыров Джекказгана, а также сравнительно-литологическое сопоставление их с современными аналогами убеждает в правильности выделения этих отложений в меденосном разрезе Джекказгана.

Фация неотсортированных осадков силевых выносов - СВ

Литогенетический тип СВ-1. Породы этого типа встречены только в карьере Петро-холм в верхней части отложений джекказганской свиты (горизонт № 7). Они залегают в виде крупных линзообразных тел мощностью до 1,5 м и шириной около 15-20 м. В их подошве наблюдались размывы, которые ориентированы в направлениях, близких к субширотным. Породы представлены дресвой и щебнем известняков и подстилающих красноцветных образований, а также глыбами тех же красноцветов. Цемент - алеврито-песчаный. В циклической стратификации разреза эти породы приурочены к верхней части фаций регрессивного ряда.

Фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья - ГВ

Литогенетический тип ГВ-1. Розовые гипсы различных оттенков. Мощность слоя не превышает 2 м. Эти седиментационные выделения гипса встречены в скв. 3963 (горизонт нижний раймунд) среди песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря (регрессивный ряд фаций). Они рассматриваются в качестве своеобразной фации горько-соленых водоемов типа шора. Форма залегания данного слоя гипса не установлена. Скорее всего это линза.

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения, объединяемые в группу лагунно-дельтовых, являются переходными от континентальных фаций к морским. Формировались они в широкой прибрежной полосе морского бассейна. Ниже приводится описание фаций этой группы.

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР

Таблицы VII-XIV

Литогенетический тип ПР-1. Является основным для этой фации. Представлен он серыми различных оттенков зеленого, а также бурыми крупно- и среднезернистыми песчаниками или конгломератами с косою слоистостью. Сортировка обломочного материала средняя. Мощность серий крупная. Слоистость перекрестная, реже слабосрезанная, разнонаправленная и прямолинейная (по форме серийных швов). Встречаются песчаники с подстилающими слойками в сериях (пучкообразная слоистость).

Какой-либо общей закономерности изменения обломочного материала по гранулометрическому составу в слое не установлено. Однако чаще погрубение материала наблюдалось в подошве слоя дельтовых выносов, где встречены ритмичные размывы. Кро-

ме увеличения зернистости песчаного материала, размывы бывают подчеркнуты гравием и галькой раймундовского комплекса (кварца, кварцитов, кремнистых известняков, кремней, яшм, эффузивов и др.) или так называемым внутрiformационным конгломератом, состоящим из галек и гравия алеврито-глинистых и глинистых подстилающих пород. Поэтому эрозионные ритмичные размывы в подошвенных частях подводно-дельтовых осадков рассматриваются как дополнительный генетический признак при циклическом расчленении однообразных песчаных толщ, что особенно необходимо, например, для разреза верхней подсвиты на центральном Джекказгане. Палеогеографически участки дельты с ритмичными размывами приурочены обычно к стержневым частям подводных потоков. Последнее подтверждается многочисленными данными о так называемых рукавообразных размывах, которые установлены рудничной геологической службой в подземных горных выработках. Такие размывы трактуются рудничными геологами как размывы руслового типа (Иванков и др., 1957; Наркелюн, 1962). Однако размывы указанного типа отличаются очень интересной особенностью, которая, на первый взгляд, находится в противоречии с повышенной гидродинамической активностью подводно-дельтового потока на стержневых участках. Наиболее наглядно эта особенность вскрывается на примере конгломератов раймундовского типа.

Раймундовские конгломераты являются в Джекказгане типичными осадками подводной дельты. В подошвах, также как и в более вышележащих частях слоев раймундовских конгломератов, исследователями не установлено наличия многочисленных галек, гравия или щебня подстилающих алевритовых и глинистых пород. Последние, естественно, должны были образовываться и захватываться гидродинамически активным потоком дельты в процессе формирования рукавообразного подводного русла (такая форма залегания слоев раймундовских конгломератов очень характерна для разреза верхне-джекказганской подсвиты). Однако фактические данные свидетельствуют, что рукавообразное залегание грубых песчаных осадков подводной дельты не всегда связано с размывами подстилающих пород. Причина этого явления вскрывается только после установления на территории впадины в джекказганское время дифференциальных тектонических движений. При этом зона наибольших прогибаний ложа впадины уверенно наследовалась гидродинамически активными осадками подводной дельты (подробнее характер дифференциальных тектонических движений ложа впадины рассмотрен в главе IV).

Таким образом, ритмичные размывы в подошвенных частях слоев подводной дельты нельзя считать собственно эрозионными. По природе образования они тесно связаны с дифференциальными тектоническими движениями ложа впадины.

Накопление в Джекказгане песчаных осадков подводной дельты связано исключительно с регрессивными фазами колебательных движений, когда наступало некоторое оживление деятельности рек и следовательно возрастало количество обломочного материала, транспортируемого ими к морю. В подтверждение сказанного может быть рассмотрен пример формирования однообразной песчаной толщи дельтовых выносов с ритмичными размерами. Он описан в Златоуст-Беловском карьере в разрезе горизонта златоуст № 2. Кроме того, он интересен и как пример установления границы регрессивного и трансгрессивного рядов (фиг. 4).

Три ритмичных размыва в подошве слоя 18 (цикл Π_2) имеют интервал около 40 см. Они подчеркиваются гравием и гальками подстилающих красноцветов (внутрiformационный конгломерат). При прослеживании указанных ритмичных размывов по падению из-под песчаной осыпи после расчистки обнажились два "языка" коричневых неслоистых аргиллитов (фашия ПТ, цикл I_2). Факт последовательного выклинивания к северу глинистых осадков лагун и заливов (литологическое описание их приводится ниже) дополнительно подтверждает существование в верхнепалеозойское время к югу от Джекказгана морского бассейна. Эти осадки рассматриваются как трансгрессивная часть цикла I_2 .

Формирование верхней части аргиллитов проходило на границе двух фаз колебательного движения, когда одновременно с накоплением глинистых осадков началось отложение песчаных осадков подводной части дельты (цикл Π_2). Это подтверждается подстилением глинистых осадков (на участке их выклинивания) прослоем конгломератов (см. фиг. 4).

Смена фаз колебательного движения закончилась миграцией одних фаший, в данном случае фашии глинистых осадков лагун и заливов, и установлением господства на

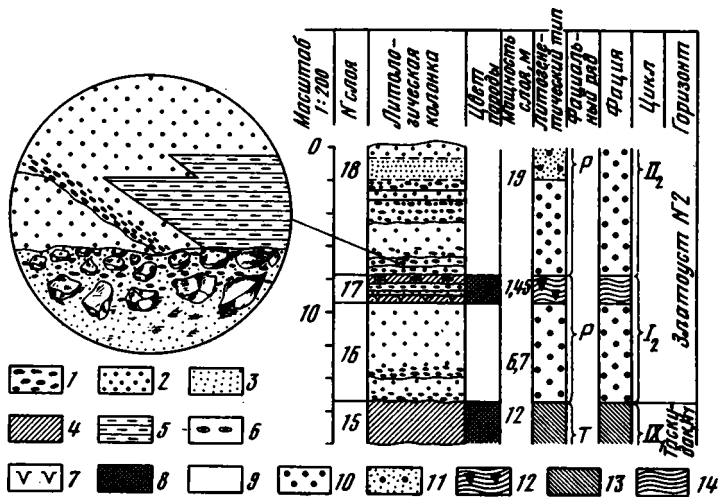


Рис. 4. Ритмичные эрозионные размывы в толще песчаных пород подводной части дельты и характер взаимоотношений фаций на границе регрессивного и трансгрессивного рядов.

1 - конгломерат с галькой подстилающих красных аргиллитов; 2 - крупно- и среднезернистый песчаник; 3 - мелкозернистый песчаник; 4 - алевролит; 5 - аргиллит; 6 - кальцитовые конкреции; 7 - трещины усыхания; 8 - породы темно-коричневого и красного цвета; 9 - породы серого цвета.

Фации и литогенетические типы: 10 - фация песчаных осадков подводной части дельты и литогенетический тип ПР-1; 11 - литогенетический тип ПР-2; 12 - литогенетический тип ПВ-1; 13 - фация глинистых осадков лагуны и залива и литогенетический тип ПГТ-1; 14 - фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря.

Р - регрессивный ряд фаций; Т - трансгрессивный ряд фаций

данном участке других - песчаных осадков подводной части дельты. Рассмотренные особенности взаимоотношения фаций были впервые установлены Н.А. Головкинским (1869) 100 лет назад. Он объяснял подобное соотношение фаций перемещением береговой линии и связывал его с периодическим поднятием или опусканием дна бассейна. В данном случае поднятие прибрежной полосы и, соответственно, области источников сноса произошло, очевидно, почти одновременно, так как в подошве слоя дельтовых осадков отчетливо фиксируется некоторое погрубение песчаного материала. В это же время происходила смена фаз колебательного движения. Поэтому высказывается предположение, что источники сноса обломочного материала не были значительно удалены от зоны разгрузки речной артерии.

С другой стороны, литологические и фациальные границы описанных осадков выражены достаточно отчетливо. Более того, по соотношению фаций регрессивного и трансгрессивного рядов не устанавливается никаких признаков размыва глинистых осадков трансгрессивного ряда цикла I_2 . Происходит лишь незначительный размыв осадков зоны волновой ряби, слагающих верхнюю часть регрессивного ряда фаций цикла I_2 . Имеющиеся данные позволяют считать, что размывы дельтой подстилающих пород имеют большей частью местный характер, который, естественно, обусловлен повышенной гидродинамикой дельтового потока. Причем такие размывы не приводили к уничтожению в разрезе рудоносной свиты одного или нескольких седиментационных циклов.

При описании разрезов дельты нередко создавалось ложное представление об однонаправленности слоев в ряде смежных серий. Однако последнее связано с веерообразным характером падения слоев в смежных сериях (в плане в пределах 180°).

Слоистость подводно-дельтовых осадков обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях; кроме того, она подчеркивается некоторым различием в цвете зерен, ориентировкой гравия и гальки, а также незначительной примесью более тонкого глинистого материала. Ориентировка гравия и гальки в конгло-

мератах раймундовского комплекса и внутрiformационных достаточно отчетливая. Она соответствует углам наклона косых слоев, т.е. коррелируется с элементами гранулометрической сортировки обломочного материала в слоях. В грубых песчаниках гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях, как правило, выражена слабее. Поэтому в слоеватых породах при выяснении положения серийных швов и мощности серий особое значение приобретает наблюдение за ориентировкой гравия и гальки. Так, например, в слоеватом раймундовском конгломерате со средне- и крупнозернистым песчаным цементом изучение ориентировки гравия и гальки позволило установить линзообразное залегание прослоя с размывом в основании (карьер Раймунд, горизонт № 1 (нижний раймунд), цикл I₃; в другом случае, в мощной песчаной толще по ориентировке галек и гравия установлена форма залегания прослоя - плоско-выпуклая линза мощностью 2-3 м и шириной до 20 м. Размывы в основании линз вряд ли аналогичны размывам ритмичного типа; скорее всего они обусловлены некоторым перестиланием ложа песчаных осадков дельты, т.е. являются внутрiformационными.

Слоистость в грубых песчаных осадках дельты может подчеркиваться, кроме того, рудным веществом (борнит, в меньшей степени халькозин), распределенным по слоям. Халькопирит почти никогда не образует в породах линейно-вытянутых слоев. Как и халькозин, он образует большей частью так называемый вкрапленный тип оруденения.

Слоики в сериях непрерывные, границы их обычно недостаточно четкие, хотя могут быть резкими. Характер нижних границ серий выражен отчетливо или даже резко, с признаками размыва подстилающих пород. В верхней части слоя наблюдался постепенный переход косой слоистости в крупную пологоволнистую параллельную с амплитудой приблизительно 5 см и длиной волны $\lambda = 1$ м ($\lambda : h = 20$), затем - в волнистую слабо срезанную с сериями мощностью до 20-30 см (литогенетический тип ПВ-2). Последнее связывается с усилением динамики потока, очевидно, вследствие некоторого обмеления бассейна.

Литогенетический тип ПР-2 представлен такими же песчаниками и конгломератами, но только слоеватыми или с отдельными фрагментами косой слоистости. Кроме того, в песчаниках этого типа встречены линзовидные прослои алевролитов и аргиллитов мощностью 50-60 см и более. В разрезах породы этого типа отличаются меньшей мощностью слоя (единицы метров).

Оба литогенетических типа являются рудоносными; в разрезах циклов они тяготеют исключительно к основаниям регрессивных рядов фаций.

В табл. 2 приведены данные сравнительно-литологического сопоставления литогенетических типов ПР-1 и ПР-2 дельты Джезказгана с соответствующими типами дельты угленосной формации Донбасса (Ботвинкина и др., 1956). Сравнение ряда первичных генетических признаков пород указывает на достаточно полное их сходство. Последнее позволяет считать, что формирование подводных дельт в среднекарбовое время в разных климатических зонах подчинялось единым законам гидродинамики.

Результаты первых детальных палеогеографических построений по Джезказгану (Шутов, Дружинин, 1963б) определили ширину зоны собственно дельтовых выносов в 10 км, что также вполне сопоставимо с аналогичными построениями по Донбассу. Иными словами, такую крупную дельту могла иметь только достаточно крупная речная артерия, которую предлагается называть Палео-Джезказган.

На центральном рудном поле Джезказгана и на большей части одноименной впадины в разрезе рудоносных отложений отсутствуют собственно аллювиальные осадки. Благодаря этому, а также вследствие наличия лишь незначительных - местных размывов подстилающих пород подводно-дельтовыми осадками в разрезе джезказганской свиты

¹ Генетическая связь сульфидного оруденения с песчаными осадками подводной дельты подтверждается данными химического опробования пород, которое выполнено для исследованных разрезов скв. 99, 3920, 3921, 3963 Джезказганской комплексной геологоразведочной экспедицией.

Сравнительная характеристика литогенетических типов ПР-1 и ПР-2 гумидной и аридной зон

| Гумидная зона (Донбасс) | Аридная зона (Джезказган) | | Гумидная зона (Донбасс) |
|---|--|--|--|
| ПР-1 | ПР-1 | ПР-2 | ПР-2 |
| Песчаники мелко- и среднезернистые. Содержат редкие более или менее окатанные включения алеврито-глинистого материала и гальку | Песчаники крупно- и среднезернистые. Содержат гальку и гравий карбонатных, кремнистых и алеврито-глинистых пород | Песчаники средне- и мелкозернистые Содержат редкие мелкие алеврито-глинистые включения неправильной формы | Песчаники мелкозернистые, редко среднезернистые |
| Сортировка обломочного материала средняя | | Сортировка обломочного материала средняя | |
| Текстура крупная косая разнонаправленная клиновидная (перекрестная), реже мелкая косая того же характера. Иногда косые слойки и серийные швы слегка изогнуты (выпуклостью вниз) | | Текстура мелкая, прерывистая косая и горизонтальная слоистость. Отдельные участки слоеваты | |
| Слоистость обычно неотчетливая | Слоистость выражена достаточно отчетливо Может дополнительно подчеркиваться рудным (сульфидным) веществом | | |
| Довольно много растительных остатков различной крупности, но обычно плохой сохранности (мелкий детрит). В слое распределены неравномерно | Остаточный органический детрит присутствует в незначительных количествах | | Растительные остатки нехарактерны. Редко встречается мелкий детрит |
| Мощность слоя 10-15, редко 20 м, фауна отсутствует | | Мощность слоя 5-10 м, фауна отсутствует | |

почти полностью сохранена стратиграфическая последовательность слоев. Последнему немало способствовали тектонические движения, которые выразились в некомпенсированном накоплении осадков мощностью 600–650 м только за среднекаменноугольное время. Иными словами, Джекказганскую впадину можно рассматривать как типичную конседиментационную структуру, в которой благодаря колебательным движениям земной коры и общему прогибанию на сравнительно небольшом участке длительное время существовал аридный приморский ландшафт с дельтой крупной реки.

фация песчаных осадков кос и пересыпей – ПП

Таблицы XV–XVI

Литогенетический тип ПП–1. Песчаники серые, бурые мелко- и среднезернистые, реже конгломераты. Сортировка обломочного материала средняя. Для пород характерно частое изменение гарнулометрического состава и типа слоистости. Так, крупные серии косоj параллельной прямолинейной однонаправленной, реже разнонаправленной слоистости сменяются мелкими сериями косоj или почти горизонтальной и косоволнистой слоистости. На подстилающих породах песчаники залегают большей частью с размывом. Некоторое погрубение обломочного материала обычно приурочено к нижней и средней частям слоя. Слойки в сериях – прямолинейные. Серии с подстилающими слоями встречались редко. Наблюдалось, как в верхних частях многих серий слойки вышолаживались почти до горизонтальных или эти части серий становились слоеватыми. На участках такого строения встречены единичные линзовидные слойки седиментационного гипса мощностью от единиц миллиметров до 1–1,5 см. Расположение их строго подчинено общей ориентировке слойков.

При разнонаправленной косоj слоистости, без признаков гранулометрической сортировки обломочного материала в слойках, наблюдалось резкое срезание одной серии другой. Песчаники или конгломераты подстилающей серии срезались по неровной волнистой поверхности серий с обратной ориентировкой правильных параллельных и прямолинейных слойков. Серии такого характера встречены только в зонах контакта с песчаниками подводной части дельты. Они определяют собой латеральный переход фаций (скв. 3963 и восточная часть штрека 3 шахты 41). По данным палеогеографических построений описанные породы образуют как бы внешний пояс обрамления подводной дельты.

Детальное изучение характера латеральных замещений подводно-дельтовых осадков песчаными осадками кос и пересыпей в разрезах горизонтов нижний и верхний раймунд показало, что гравий и гальки раймундовского комплекса за очень редким исключением (только в сочетании с гравием и гальками внутриформационного конгломерата) могут принимать участие в составе песчаных пород кос и пересыпей. Исключительную приуроченность гравия и галек раймундовского комплекса к серым и бурым песчаным породам дельтовых выносов следует рассматривать как дополнительный генетический признак при изучении фациального и циклического строения разрезов верхней подсвисты. Для периферийного обрамления подводной дельты характерны бурые и серые песчаные породы с плохо окатанными обломками внутриформационного конгломерата.

Слоистость пород обусловлена незначительным различием цвета кластических зерен при неравномерном распределении алевритовой фракции и гидроокислов железа. Отмечается плохая окатанность и даже угловатость гравия и галек карбонатных, кремнистых и красноцветных подстилающих пород. Слойки в сериях правильные однородные – прерывные и непрерывные, границы их недостаточно четкие. Углы наклона слойков меняются от 0 до 30–35°. Мощность их определяется единицами миллиметров, обычно не превышая 1,5–2 см. Серийные швы прямолинейные, правильные и непрерывные, с углами наклона 15–20°, но большей частью они расплывчаты и недостаточно четки. Мощность слоя не превышает 14–16 м.

Литогенетический тип ПП–2. Породы этого типа по структуре, цвету и ряду других генетических признаков подобны описанным выше; однако степень выраженности у них косоj или горизонтальной слоистости неотчетлива и проявляется в виде единичных редких серий. Породы выделяются в разрезах слоеватыми или неслоистыми участками со своеобразными бурыми "караваем" тех же песчаников. Стяжения эти

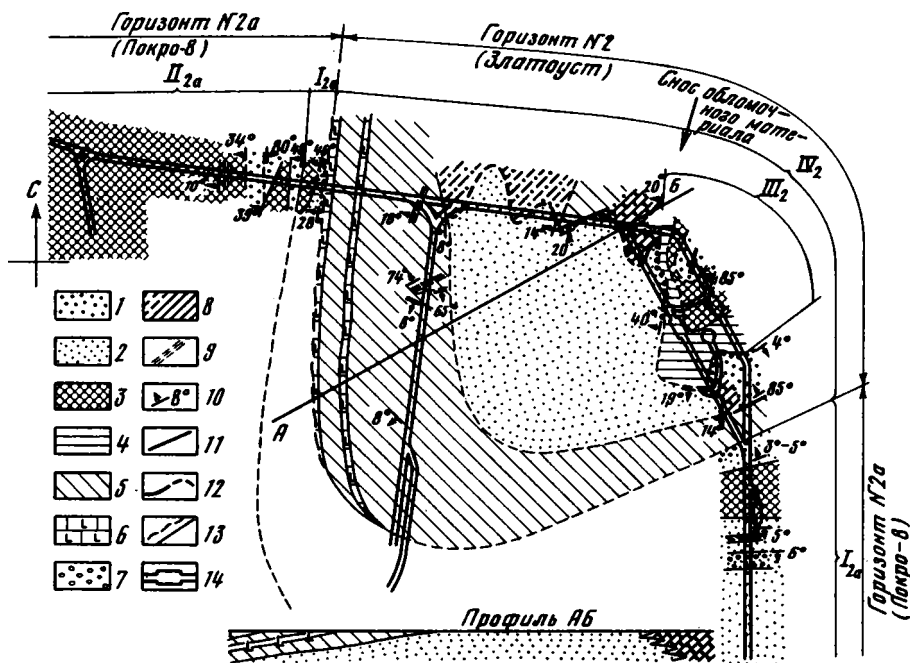


Рис. 5. Структурно-фациальная карта одного из участков центрального рудного поля Дзержказгана (геологическая основа по материалам Дзержказганского шахтостроительного управления)

Фации: 1 - песчаных осадков подводной части дельты; 2 - песчаных осадков кос и пересыпей; 3 - песчано-алевритовых осадков лагун; 4 - глинистых осадков лагун и заливов; 5 - алевритовых и алеврито-кремистых осадков материкового моря; 6 - карбонатных осадков материкового моря.

Структурные и текстурные признаки: 7 - конгломерат с галькой подстилающих пород; 8 - медное (борнит-халькозиновое) оруденение в песчаных осадках подводной части дельты; устойчивое (сплошные линии) и выклинивание его на флангах (пунктир); 9 - трещиноватость пород; 10 - элементы залегания пород; 11 - тектонические нарушения; 12 - латеральные границы фаций; 13 - границы слоя с размывом (волнистый пунктир) и без размыва (сплошная линия); 14 - штреки.

Римские цифры - порядковые номера седиментационных циклов в разрезе горизонта и их индексы

конкреционного типа. Они выполнены железистым карбонатом. Размеры их не превышают в диаметре 10-30 см. Характерно, что слойки не прерываются на границе "каравая", а переходя внутрь его, только изменяют свою окраску на бурую. Вблизи "караваев" наблюдались отдельные прерывистые косые несколько вогнутые слойки, как бы "безразлично" ориентированные друг к другу. В породах встречены единичные трещины усыхания, зоны повышенной карбонатности, щебень подстилающих красноцветов и прослой красных алевритов мощностью до 60 см. Мощность слоя не превышает 14 м.

В разрезах циклов породы этой фации приурочены только к регрессивным рядам.

Указанные выше особенности пород, а также их непосредственная фациальная связь в разрезах и на площади с песчаниками дельтовых выносов позволяют считать условия формирования их достаточно специфическими. Так, возможное побурение песчаников, слойки седиментационного гипса, единичные трещины усыхания, неопределенно ориентированные отдельные слойки на участках с "караваями" и ряд других признаков указывают, что формирование этих пород в аридной зоне осуществлялось при субаквальном и даже субаэральном режимах. Во всех изученных разрезах породы фации нигде не обнаружили признаков медного оруденения.

Осадки этой фации нельзя рассматривать как прибереговой вал (бар), так как в их образовании принимал участие главным образом однонаправленный водный поток

речной артерии. Последнее подтверждается многими данными - наличием латеральных и вертикальных переходов песчаных осадков фации кос и пересыпей в песчаные осадки подводной части дельты, присутствием в разрезе джезказганской свиты типичных лагунных отложений и т.п. Существование лагунных отложений в разрезе свиты и их палеогеографическое размещение к югу от центрального Джезказгана, очевидно, можно представить только при наличии песчаных отложений типа бара, которые отгораживали от моря некоторый акваторий - лагуну на стыке между собственно дельтой и морским бассейном. На основе этих данных, а также по результатам изучения латеральных замещений пород, установлено место сульфидного оруденения - осадки авандельты (фиг. 5). С другой стороны, сульфидные руды тяготеют к началам регрессивных фаз колебательных движений, и в этом раскрывается специфика накопления рудных компонентов в грубых песчаниках дельты.

Сравнительно-литологическое сопоставление песчаных осадков фаций кос и пересыпей Джезказгана и их донбасских аналогов (Ботвинкина и др., 1956) позволяет отметить следующие общие генетические признаки.

Породы представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками, которые часто содержат неокатанные включения подстилающих алевролитов и аргиллитов. Сортировка обломочного материала средняя. Текстура пород сложная благодаря чередованию крупной косой, горизонтальной, мелкой волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистости. Отдельные участки пород слоеваты или имеют неясную горизонтальную слоистость. В смежных сериях крупной или мелкой косой слоистости слои однонаправлены. В породах встречены отдельные прослои алевролитов и аргиллитов. Остатки растений для пород фации нехарактерны. Угол наклона косых слоев в сериях преимущественно пологий (до 20°). Мощность песчаных осадков кос и пересыпей в регрессивных рядах циклов не превышает 10-15 м. Латерально и в вертикальных разрезах они замещаются песчаними осадками подводной части дельты (ПР) и песчано-алевритовыми осадками зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья (ПВ). Однако ряд генетических признаков осадков кос и пересыпей в меденосной толще Джезказгана, таких, как бурый цвет большинства пород, наличие своеобразных бурых "караваев", слоев седиментационного гипса, прослоев гранулометрически тонких красноцветных пород и др., следует рассматривать как индивидуальные. Существование их, несомненно, указывает на образование песчаных осадков кос и пересыпей в мелководных - субаквальных и даже субазеральных условиях аридной климатической зоны.

Фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби
заливно-лагунного побережья частично материкового моря - ПВ

Таблицы XVII, XVIII

Выделенные типы пород этой фации отражают индивидуальные особенности гидродинамического режима накопления осадков на различных участках заливно-лагунного побережья. Всего выделено семь литогенетических типов пород, которые отличаются друг от друга главным образом текстурными особенностями. Первые шесть типов встречаются только в регрессивных рядах циклов; они составляют субфацию регрессивного ряда. Литогенетический тип ПВ-7 представляет субфацию трансгрессивного ряда. В вертикальных разрезах и латерально литогенетические типы данной фации сочетаются не только с породами лагунно-дельтовой группы, но и с морскими отложениями. Частичная связь с морскими отложениями отражена в названии фации. Подробнее этот вопрос рассматривается ниже при анализе естественных парагенезов фаций.

Литогенетический тип ПВ-1. Ритмичное чередование серых мелкозернистых песчаников и коричневых алевролитов. Мощность ритмов не превышает 30-40 см. Нижняя - песчаная - часть ритмов обычно залегает на подстилающих породах с размывом. У контакта наблюдается скопление гравия подстилающих красноцветов. Слоистость неправильно-горизонтальная прерывистая, мелкая косая однонаправленная или мелкая волнистая со смещенными сериями. Она обусловлена слоями более тонкого алевритового материала. Верхняя часть ритмов - горизонтально-слоистые бурые алевролиты. В них установлены обугленные растительные остатки плохой сохранности, трещины усыхания и цепочки мелких конкреционных кальцитовых стяжений. Мощность слоя 2-3,5 м, редко - 5 м.

Диагностические признаки пород этого типа указывают, что образование осадков происходило в условиях периодически мелеющего заливно-лагунного побережья, отдельные участки которого могли даже осушаться. Однако эти породы не являются типичными почвенными или такырными образованиями. От почв они отличаются отсутствием комковатых текстур и псевдоморфоз кальцита по остаткам корневых систем, а от береговых такыров — резко выраженной горизонтальной слоистостью алевролитов, наличием остатков растительного происхождения и отсутствием слоев седиментационного гилса.

Литогенетический тип ПВ-2. Серые мелкозернистые песчаники, реже красные алевролиты, с крупной (мелкой) волнистой слабо срезанной вогнуто-выпуклой симметричной слоистостью. Последняя обусловлена различием в характере зернистости обломочного материала. В алевролитах на отдельных участках наблюдалась слоистость, обусловленная гранулометрической сортировкой материала, — ритмичным чередованием красных алевролитовых и серых мелкозернистых песчаных слоев. В породах редко встречались единичные мелкие косые серии с углами наклона слоев 20–25°, единичные кальцитовые стяжения конкреционного типа диаметров до 3–4 мм и ритмичное строение слоя. В последнем случае мощность ритмов не превышала 20–50 см. Их основание сложено описанным выше песчаном; для верхней части характерны песчаные породы с горизонтально-слоистой или слоистой текстурой. Слои в сериях однородные, мощностью от долей миллиметра до 2 мм.

Мелкозернистые песчаники описанного типа представляют собой одно из наиболее “глубоководных” образований среди пород фации в целом. Для них характерна парагенетическая связь с песчаными осадками дельтовых выносов (литогенетический тип ПР-1) как в латеральных направлениях, так и в вертикальных разрезах. Более того, мелкая волнистая слоистость песчаников дополнительно подчеркивалась в ряде случаев послынным распределением халькозина, тогда как другие литогенетические типы этой фации являются практически “стерильными” к признакам медного оруденения. Мощность слоя не превышает 2 м.

Для нескольких образцов этого типа определялся индекс ряби (отношение длины волны — l к ее высоте — h). Так, для безрудных образцов, представленных красными алевролитами, среднее соотношение $l:h = 10$ ($l = 10$ см, $h = 1$ см); для серых мелкозернистых песчаников с халькозином $l:h = 8,8$ ($l = 22$ см, $h = 2,5$ см).

Слоистость песчано-алевролитовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья как в меденосном разрезе Джезказгана, так и в угленосном разрезе среднего карбона Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) достаточно разнообразна. Наряду с простыми, встречены сложные типы слоистости, определяющие ритмичное строение слоев. Породы литогенетического типа ПВ-2 можно рассматривать как наиболее характерные для слоистости типа ряби волнений. Среди других общих генетических признаков пород данного типа в различных климатических зонах характерен один и тот же индекс ряби. Так, в меденосном разрезе Джезказгана $l:h = 8,8$ или 10; в угленосном разрезе Донбасса $l:h = 10$ ($l = 5$ см, $h = 0,5$ см).

В обоих разрезах слоистость пород типа волновой ряби обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала, что сближает их по механизму образования слоев с породами дельтовых выносов. В отличие от Джезказгана в донбасском разрезе слоистость дополнительно подчеркивается растительным детритом и слюдой. Л.Н.Ботвинкина (1962) отмечает руководящее значение гранулометрической сортировки обломочного материала в слоях для пород со слоистостью волновой ряби. При этом четкость выражения слоев значительно лучше на участках открытого морского мелководья, чем в прибрежных частях лагун, более или менее изолированных от основного бассейна. В последнем случае сортирующее действие движений морских вод слабее, но зато сильнее влияние волнений и взмучивания осадка под воздействием даже слабого ветра. Возможно поэтому в условиях аридного климата, при изрезанности береговой линии и достаточной изолированности заливно-лагунной зоны Джезказгана от активного влияния движений вод морского бассейна, образовалось столь значительное количество литогенетических типов этой фации. Однако наличие в меденосном разрезе Джезказгана пород типа ПВ-2 со столь отчетливой волнистой слабо срезанной вогнуто-выпуклой слоистостью не следует связывать с активностью движений вод морского бассейна. Последнему противоречит парагенез пород данного типа с песчаными осадками дельтовых выносов. Скорее всего фактором, определившим гидродинамический режим в заливо-лагунной зоне, являлась крупная речная артерия. Пос-

ледня транспортировала в морской бассейн огромные массивы воды, о чем свидетельствует, например, ширина собственно дельтовых осадков, равная 10 км.

Литогенетический тип ПВ-3. Серые мелкозернистые песчаники с мелкой (до 5 см) волнистой перекрестной мульдобразной симметричной слоистостью. Последняя обусловлена тонким алевроитовым материалом с мощностью слоев от долей миллиметра до 1-1,5 мм. Мощность слоя менее 1 м.

Литогенетический тип ПВ-4. Ритмичное переслаивание буро-серых мелкозернистых песчаников и красных алевролитов. Песчаные слои залегают крупными линзообразными телами мощностью в несколько метров и шириной до 30-60 м. Например, в разрезах горизонта покро-8 (карьер Златоуст-Беловский) рукавообразные тела вытянуты в направлениях, близких к субширотным. В подошвах плоско-выпуклых линз наблюдалось некоторое погрубение обломочного материала. Слоистость в песчаниках мелкая косоволнистая типа ряби течения, обусловленная тонкими слоями алевролита и повышенным количеством гидроокислов железа. Границы слоев недостаточно четкие, мощность их в сериях меняется от долей миллиметра до 1-2 мм.

Пологоволнистая и горизонтальная слоистость в верхней - алевроитовой - части ритма является следствием еще более тонкого различия в гранулометрическом составе слоев и резко повышенного содержания гидроокисного железа. Слои правильные - прерывистые и непрерывные, границы их не всегда отчетливые, мощность различна, от долей миллиметра до 2-3 мм. Замечено, что ритмичное строение более характерно для разреза нижедзержинской подбиты. Мощность ритмов до 15-20 м.

Литогенетический тип ПВ-5. Красные алевролиты, реже аргиллиты, с характерным ритмичным строением. Мощность ритмов составляет в среднем 60-110 см. Каждый ритм начинается слоеватым алевролитом, который только в верхней части, мощностью около 15 см, приобретает сложный характер чередования мелких серий горизонтальной и косой или горизонтальной и пологоволнистой слоистости. Средняя мощность серий около 3 см. Горизонтальная слоистость обусловлена незначительным изменением цвета кластических зерен, но проявляется главным образом благодаря различному обогащению слоев гидроокислами железа; косая и пологоволнистая - присутствием слоев зеленовато-серого мелкозернистого песчаника. Мощность слоев во всех случаях меняется от долей миллиметра до 1-1,5 мм. Границы серий параллельные, но недостаточно четкие. Мощность слоя 2,5-3 м.

Литогенетический тип ПВ-6. Тонкое чередование мелкозернистого песчаника и алевролита. Цвет пород красно-бурый, слоистость самая различная. Выражена она отдельными мелкими сериями параллельной пологоволнистой, косоволнистой слоистости типа ряби течения, однонаправленной косой слоистостью или только группами отдельных слоев. Переходные участки между сериями слоеваты или с элементами прерывистой горизонтальной слоистости. Слоистость обусловлена незначительным различием гранулометрического состава слоев и обогащением их гидроокислами железа. В породах наблюдались раннедиагенетические кальцитовые стяжения конкреционного типа, более поздние конкреции обычно кремнистого состава. Размеры конкреций не превышают 1,5-2,5 см. Мощность слоя 2 м.

Литогенетический тип ПВ-7. Породы представлены темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, реже алевролитами с ритмичным чередованием мелких серий горизонтальной и волнистой перекрестной мульдобразной симметричной слоистости. Слои в сериях однородные, выражены отчетливо и обусловлены послонным распределением алевроитового материала. Мощность их до 1-3 мм. Встречены единичные мелкие кальцитовые стяжения конкреционного типа. Мощность слоя не превышает 1 м.

Сравнительно-литологическое сопоставление пород данной фации из разреза меденосных отложений Дзержинска и угленосных отложений Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) позволило вскрыть ряд характерных генетических признаков. Кажущееся разнообразие литогенетических типов пород обусловлено, с одной стороны, индивидуальными особенностями ландшафта в приморских зонах осадконакопления, с другой - исключительно климатическим различием рассматриваемых регионов. Например, литологические породы фации представлены главным образом мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Для большинства выделенных литогенетических типов характерно ритмичное строение - переслаивание или чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов. Слоистость пород самая разнообразная - неправильно-горизонтальная, волнистая, косоволнистая и косая. Мощность серий слоев большей частью мелкая (1-10 см). По виду (соотношению серий или равномерности распределения слоев в серии для ори-

зонтальной слоистости) и разновидности (по форме слоев и серийных швов, направлению слоев в смежных сериях или по характеру строения слоя для горизонтальной слоистости) слоистость пород еще более индивидуальна. Растительные остатки, как правило, характерны для пород угленосного разреза Донбасса. Конкреционные стяжения в породах сравнительно редки. Мощности слоев измеряются единицами метров, редко — их первыми десятками.

Различие пород проявляется, кроме того, в их цвете, причем для меденосного разреза Джекказгана цвет пород главным образом бурый, различных оттенков. Породы угленосного разреза Донбасса — сероцветные. В последних встречены ходы донных животных, прибрежно-морская фауна (реже фауна опресненных вод) и многочисленные текстуры взмучивания. В отличие от них в породах зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья Джекказгана текстуры взмучивания встречаются редко, а фауна вообще отсутствует.

Фация песчано-алевроитовых осадков лагун — ПЛ

Литогенетический тип ПЛ-1. Характерное чередование зеленовато-серых мелкозернистых неслоистых (слоеватых) песчаников и коричневых крепких алевролитов или аргиллитов с раковистым изломом. Верхняя часть слоя обычно более песчаная. Здесь встречаются отдельные линзовидные тонкие прослои алевролита и слои гипса мощностью до 2-2,5 см. В подошве слоя чередование становится настолько тонким (горизонтальнослоистым), при котором мощность отдельных прослоев — слоев уменьшается до 2-5 мм. В этой части слоя замечено пачечное строение, причем мощность пачек закономерно уменьшается вверх. В алевролитах встречены мелкие единичные кальцитовые стяжения конкреционного типа. Мощность слоя не превышает 5-7 м. Породы этого типа залегают в регрессивных рядах фаций, большей частью на песчаных осадках фаций дельтовых выносов или кос и пересыпей.

Фация алевроито-песчаных осадков приморских озер — АО

Таблица XIX

Литогенетический тип АО-1. Породы представлены серыми, темно-серыми до серо-бурыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Сортировка обломочного материала средняя. Слоистость горизонтальная, равномерная, правильная, простая или ритмическая. Слои однородные — прерывистые и непрерывистые, границы их достаточно резкие. Мощность слоев от долей миллиметра до 1,5-2 см. Слоистость обусловлена различием в цвете кластических зерен, присутствием мелких листочков слюды и минералов тяжелой фракции, распределенных по плоскостям наслоения, а также некоторым количеством более тонкого глинистого материала. Ритмичное чередование зелено-серых или темно-серых песчаных слоев с красно-бурыми слюдистыми алевроитовыми обычно дополнительно подчеркивается в верхних частях слоя тонкими слоями гипса. Мощность пачек не превышает 2,5-3 см; мощность слоя от десятков сантиметров до 1,2-2 м.

Такие слои залегают на подстилающих породах без размыва. Они приурочены обычно к верхним частям регрессивных рядов, сравнительно редко к трансгрессивным рядам фаций. Некоторая неопределенность положения пород этого типа в трансгрессивных рядах должна контролироваться в каждом отдельном случае индивидуальными особенностями осадконакопления.

Литогенетический тип АО-2. Породы очень близки к описанным выше (табл. XIX, 1,3). Различие усматривается в характере слоистости, которая выражена в породах этого типа только единичной крупной или очень крупной косослоистой серийей. Наблюдался тот же пачечный тип строения, но только без слоев гипса в кровле пачек. Верхняя часть образца (В) — подошва единичной крупной косослоистой серии, которая определяет начальный этап трансгрессии. Средняя часть (Б) — переходная. Угол падения слоев в косослоистых сериях пологий, меньше 20°. В разрезах породы этого типа залегают на осадках первого литогенетического типа, определяя собой фазу начинающейся трансгрессии (субфация трансгрессивного ряда).

Л.Н.Ботвинкина (1962) подчеркивает ряд первичных генетических признаков, которые характерны для озерных отложений. Среди них мощность озерных отложений, которая обычно невелика и не превышает первого десятка метров. Мощность слоев — от долей миллиметра до нескольких миллиметров, реже сантиметры. Другой общепризнанной особенностью озерных отложений является ритмическая (сезонная) ленточная слоистость.

Такой тип слоистости характерен и для ископаемых озерных отложений Джекказгана. Однако подсчет времени накопления осадков по числу лент (пачек), даже для оценки средней скорости накопления озерных отложений, вряд ли будет правильным. Л.Н. Ботвинкина (1962) считает, что в озерах аридной зоны седиментации ритмическая слоистость образуется в результате чередования более или менее засушливых периодов. Возможно, такое представление является правильным и для ископаемых озерных отложений Джекказгана.

фашия глинистых осадков лагун и заливов — ПГт

Литогенетический тип ПГт-1. Коричневые однородные алевриты или аргиллиты. Породы неслоисты или слоеваты, реже горизонтальнослоисты, с характерным раковистым изломом. По плоскостям напластований в породах встречены скопления тонкого детрита и единичные обугленные растительные остатки плохой сохранности.

Литогенетический тип ПГт-2. Породы этого типа очень близки к описанным выше. Они обнаруживают скрытогоризонтальную слоистость, которая проявляется в плитчатом расколе или подчеркивается цепочечными лепешкообразными мелкими кальцитовыми стяжениями, ориентированными по напластованию. Расстояния между конкреционными рядами от 1-2 до 10-15 см (табл. XX).

Мощность слоев для обоих литогенетических типов не превышает 2-3,5 м. В разрезах циклов они залегают только в трансгрессивных рядах.

Значительное сходство между собой обнаруживают глинистые осадки лагун и заливов аридных меденосных отложений Джекказгана и гумидного угленосного разреза Донбасса. В частности, для этих отложений характерна неясная горизонтальная ("скрытогоризонтальная") слоистость. Она проявляется в плитчатом расколе аргиллитов или подчеркивается рядами конкреционных образований, которые вытянуты по наслоению. Обычно в породах присутствуют растительные остатки, преимущественно мелкие и обугленные, часто в форме детрита. Количество их непостоянно, и, конечно, более значительно в угленосных отложениях. Мощность слоев чаще всего измеряется единицами метров. Залегают они только в трансгрессивных рядах фаший.

Различие глинистых пород проявляется в их цвете, вещественном составе конкреций — кальцитовых в меденосной толще, анкеритовых и сидеритовых — в угленосной. Для глинистых осадков лагун и заливов угленосного разреза, кроме того, характерны выделения пирита, которые приурочены к остаткам органики и пространственно тяготеют к участкам общей повышенной конкреционности. Образование пирита в гумидных отложениях, по-видимому, тесно связано с первичным распределением в осадках органики. Кроме того, в Донбассе в таких породах часто встречается морская фауна, преимущественно прибрежная, которая выдерживала опреснение (Ботвинкина и др., 1956). В противоположность им глинистые осадки меденосных отложений Джекказгана являются практически немymi.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Группа морских отложений представлена различными морскими осадочными образованиями как терригенными, так и хемогенными. Однако последние в разрезах имеют явно подчиненное значение. Более того, фашия карбонатных осадков материкового моря, единственная в этой группе, рассматривается в качестве латерального аналога морских алевритовых и алеврито-кремнистых осадков.

Ниже приводится описание фаший морской группы в порядке относительно все большей удаленности их от континента.

Литогенетический тип МПП-1. Песчаники серые средне-, реже мелкозернистые. Сортировка обломочного материала средняя. Слоистость горизонтальная и пологокосая, крупная и очень крупная, слабо срезанная, прямолинейная и однонаправленная (?). Встречены также песчаники с чередованием пологокосой и горизонтальной слоистости. Выражена слоистость недостаточно отчетливо и проявляется благодаря слабому различию зернистости обломочного материала, наличию слоев, обогащенных черным шлихом, красно-бурым алевролитом и в подчиненном количестве гравием и галькой подстилающих аргиллитов. В нижней подсвите (карьер Златоуст-Беловский) в толще песчаных осадков этой фации наблюдались отдельные карманы глубиной до 10-15 см и протяженностью до 1,5-2 м, заполненные обугленным витреноподобным детритом. К основанию песчаного слоя обычно приурочено некоторое поглубление обломочного материала до крупнозернистого. Последнее редко проявляется в средней части слоя. Слойки прерывистые с недостаточно четкими и правильными границами, мощностью от долей миллиметра до 1,5-2 см. Угол наклона их пологий и не превышает 5-7°. Средняя мощность серий 0,4-0,8 м, но в отдельных случаях достигает 4 м и более. Мощность слоя до 20 м (табл. XX).

Литогенетический тип МПП-2. Породы представлены зеленовато-серыми и серо-зелеными мелкозернистыми неслоистыми песчаниками, также со средней степенью сортировки обломочного материала. В верхней части слоя наблюдались единичные карбонатные стяжения конкреционного типа, диаметром до 2,5-3 см. Мощность слоя не превышает 20 м. В разрезах слои этого типа парагенетически связаны с породами типа МПП-1.

В породах фации, главным образом в отложениях визе-намюра, на западном борту впадины встречаются мелкие зерна халькопирита. В разрезах циклов такие слои залегают только в регрессивных рядах фаций, сменяясь выше преимущественно осадками лагунно-дельтовой группы или осадками трансгрессивных рядов, например, фации глинистых осадков материкового моря - МГт.

Приведенное морфологическое описание ископаемых песчаных осадков морских пляжей Джекказгана по целому ряду первичных генетических признаков - характеру слоистости, форме и четкости слоев, серийных швов, углам наклона и мощности слоев, а также по наличию своеобразных карманов, заполненных различным веществом, близко их современным аналогам. Подобное описание последних приводится в монографии Л.Н.Ботвинкиной (1962). Дальнейшее детальное изучение взаимоотношений выделенных литогенетических типов (МПП-1, МПП-2) и особенностей их палеогеографического размещения, а также их отношения к литогенетическим типам других морских фаций (МВ и МП) позволит установить особенности локализации рудного вещества в осадках данной фации. Эти исследования целесообразно продолжать, изучая разрезы визе-намюрских отложений западного борта впадины, в частности, на месторождении Итауз.

Фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений
прибрежной части моря - МВ

Таблица XX, 5

От отложений фации ПВ (зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья) описываемые породы отличаются более четко выраженным чередованием прослоев, более резкими границами выделенных элементов слоистости и постепенными переходами в типично морские образования. При этом хорошая отсортированность обломочного материала указывает на многократное его переотложение. В разрезах циклов породы двух первых генетических типов залегают в регрессивных рядах фаций; породы литогенетического типа МВ-3 - только в верхних частях трансгрессивных рядов фаций. Поэтому они рассматриваются как переходные образования завершающего этапа трансгрессии.

Литогенетический тип МВ-1. Чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов. Цвет пород серый, различных оттенков, до серо-бурого. Слоистость прерывистая, горизонтальная, пологоволнистая и косая. Мощность серий мелкая, реже -

крупная. Слоистость обусловлена незначительным различием в гранулометрическом составе обломочного материала. Мощность слоев не превышает 0,8–1 см. В верхней части слоя наблюдались отдельные кальцитовые стяжения конкреционного типа, диаметром до 0,5 см, редко до 10 см. Мощность слоя 1–2 м, но может достигать 4–6 м.

Литогенетический тип МВ-2. Песчаники бурые, буро-серые, мелкозернистые. Строение разреза ритмичное. Мощность ритмов обычно не более 30 см. В основании ритмов залегает песчаник с незначительным размывом подстилающих пород и с гра-вием аргиллитов. В песчаных карманах, глубина которых не превышала 10 см, иногда встречался углистый детрит. На таких участках слоя, кроме того, установлены единичные трещины усыхания и диагенетические нарушения слоистости в виде отдельных узких вертикальных провалов слоев. Последние, очевидно, обусловлены выходами пузырей газа в стадию диагенеза осадков. В большинстве случаев: нижняя часть ритмов слоевата или с редкими мелкими сериями однонаправленной косой слоистости. Верхняя часть ритмов горизонтальная, с единичными кальцитовыми стяжениями конкреционного типа, диаметром до 8 см. Мощность слоев от долей миллиметра до 2–3 см. Мощность слоя 2–2,5 м, но может достигать 8 м.

Литогенетический тип МВ-3. Чередование мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Для верхней части слоя характерно преобладание по мощности прослоев аргиллитового материала; для нижней – наоборот, песчаного. Мощность прослоев в среднем 20–30 см. Встречено и более тонкое чередование с мощностью слоев от единиц миллиметров до 1,5–2 см. В этом случае мощность слоя резко сокращалась с 2–2,5 до 1–1,5 м. В верхней части слоя в аргиллитах установлены разных размеров карбонатные (кальцитовые) стяжения конкреционного типа. Песчаные и аргиллитовые прослои слоеваты или с мелкими сериями горизонтальной слоистости в аргиллитах и пологокосою в песчаниках. Цвет песчаных слоев и прослоев голубовато-серый и серый, аргиллитовых – голубовато-серый и красно-бурый.

Сравнительно-литологическое сопоставление пород фации чередования песчано-алевроитовых осадков зоны волнений прибрежной части моря угленосного разреза Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) и меденосных отложений Джезказгана позволяет отметить следующие черты сходства и различия.

Породы представлены преимущественно чередованием мелко- и крупнозернистых алевролитов или мелкозернистых песчаников. Подчиненное значение имеют аргиллитовые прослои. Слоистость пород неправильная горизонтальная, пологоволнистая, волнистая и косая. Выражена она довольно отчетливо. Мощность серий обычно малая (1–10 см), редко больше. Различие слоистости пород в разных климатических зонах – гумидной и аридной – обусловлено главным образом индивидуальными особенностями палеогеографии морского побережья. Мощность слоев обычно не превышает 10 м. Растительные остатки в породах встречаются редко; иногда в небольшом количестве присутствует мелкий обугленный детрит. Фауна встречена только в угленосной толще Донбасса и представлена обломками раковин или единичными толстостенными раковинами пелелипод. В таких породах установлены, кроме того, ходы донных животных. Цвет пород различный: в угленосном разрезе – серый, в меденосном – серый и бурый.

Фация песчаных осадков зоны морских течений – МП

Таблица XX, 6,7

Породы фации представлены четырьмя литогенетическими типами, которые в разрезах циклов залегают преимущественно в основании регрессивных рядов.

Литогенетический тип МП-1. Серые, бурые мелко-, реже среднезернистые песчаники или алевролиты. Сортировка обломочного материала хорошая. Породы слоеваты, с отдельными элементами неотчетливой горизонтальной или пологокосою разнонаправленной слоистости. При повышенной мощности слой содержит прослои алевролитов. Мощность слоя не превышает 5 м.

Литогенетический тип МП-2. Песчаники серые мелко-, реже среднезернистые, с хорошей сортировкой обломочного материала. Слоистость косая, крупная,

клиновидная, прямолинейная и разнонаправленная, обусловленная тонким чередованием песчаных и алевроитовых слоев. Мощность слоев от долей миллиметра до 1,5-2 см. Мощность слоя не превышает 6 м. Эти слои в разрезах парагенетически связаны с породами типа МП-1.

Литогенетический тип МП-3. Конгломераты темно-серые, почти черные, с неправильной горизонтальной слоистостью (участками пологокосой), обусловленной исключительно ориентировкой уплощенных зерен гравия и гальки черных аргиллитов. Цемент в породах известково-песчаный. Мощность слоя не превышает 4,5 м.

Литогенетический тип МП-4. Песчаники серые мелко-, реже среднезернистые, с хорошей сортировкой обломочного материала, серые гравелиты. Сортировка обломочного материала в гравелитах значительно хуже. Слоистость косая, мелкая (мощность серий до 5-7 см), параллельная, прямолинейная и однонаправленная. Слои в сериях вогнуто-выпуклые (S-образные), сходящиеся вниз и вверх. Мощность слоев от долей миллиметра до 0,5 см. Строение слоев однородное, однако выражены они не всегда отчетливо. Слоистость обусловлена некоторым различием зернистости обломочного материала, в частности, обогащением слоев глинистым материалом. В гравелитах слоистость подчеркивается расположением гравия. Угол наклона слоев в сериях пологий (до 20°). Расположение слоев в сериях равномерное. Серийные швы не всегда выражены достаточно отчетливо. Нередко образуются сложные типы слоистости. В этих случаях серийные швы отсутствуют, а разделяющие косые серийные участки являются неслоистыми или слоеватыми. Мощность слоя до 10 м. В породах данного литогенетического типа в отложениях виле-намюра встречено пластовое вкрапленное халькопиритовое оруденение.

Сравнительно-литологическое сопоставление пород фации песчаных осадков зоны морских течений меденосного разреза Джезказгана и угленосных отложений Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) позволяет отметить следующие черты сходства.

Породы представлены главным образом мелкозернистыми песчаниками, реже - среднезернистыми или конгломератами. Сортировка обломочного материала в породах хорошая. Слоистость косая, крупная, клиновидная, прямолинейная и разнонаправленная. Слои в сериях прямолинейные, углы наклона их пологие. Часто слоистость пород выглядит неотчетливо, так как отдельные участки неслоисты или слоеваты. Растительные остатки в породах обычно отсутствуют. Редко и в небольшом количестве встречается тонкий обуглившийся детрит. Фауна не встречена. Мощность слоев обычно менее 10 м.

В меденосном разрезе Джезказгана дополнительно описаны песчаники и конгломераты с мелкой косой, параллельной, вогнуто-выпуклой (S-образной), однонаправленной слоистостью. Различие пород угленосного и меденосного разрезов проявляется исключительно в их цвете, т.е. связано с климатическим различием регионов. В угленосном разрезе породы серые и зеленоватые; в меденосном разрезе, кроме них, встречаются породы бурой окраски.

Фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега - МПИ

Литогенетический тип МПИ-1. Песчаники бледно-зеленые, мелкозернистые слоеватые, с мелкими кристалликами пирита и линейно ориентированными мелкими карбонатными (кальцитовыми) стяжениями конкреционного типа. Сортировка обломочного материала хорошая. Отдельными участками в песчаниках наблюдались пятнистые текстуры. Мощность слоя до 0,8-1 м. Такие слои залегают в нижних частях регрессивных рядов фаций.

Фация алевроитовых и алевроито-кремнистых осадков материкового моря - МАКт

Породы фации представлены тремя литогенетическими типами, которые в разрезах шклов приурочены только к трансгрессивным рядам.

Литогенетический тип МАКт-1. Бурые и коричневые однородные слоеватые алевролиты со средней степенью сортировки обломочного материала. Слоистость пологокосая или горизонтальная, но недостаточно ясная, обусловленная некоторым различием зернистости материала, но главным образом гидроокислами железа, ко-

торые подчеркивают слои. Границы слоев расплывчатые, мощность их обычно не превышает 1,5–2 мм. Мощность слоя достигает 10–20 м.

Литогенетический тип МАКт-2. Породы аналогичны описанным выше, но с прослоями кремней, которые встречаются в виде сплошных прослоев или отдельных линейно вытянутых по напластованию желвакообразных стяжений кремнезема. Последние образуют как редкие неправильные пологоволнистые слои, так и более крупные линейно вытянутые стяжения диаметром до 20–30 см. Мелкие стяжения обычно залегают прерывисто, тогда как крупные – прерывисто и кулисообразно. Кремнистые образования локализируются на участке разреза слоя мощностью до 1,8–2,5 м и образуют как бы два самостоятельных прослоя или один общий суммарной мощности. В Талдыбулакской мульде кремнистые образования представляют собой монолитный слой мощностью до 2 м. Цвет кремнистых стяжений самый различный – розовый, серый, но главным образом черный; на выветренной поверхности буро-серых алевролитов он обычно охристый.

Этот хорошо выдержанный на площади слой является региональным стратиграфическим репером горизонта златоуст. Он хорошо прослеживается не только на площади собственно Джезказганской впадины, но далеко за ее пределами.

Литогенетический тип МАКт-3. Бурые и серые, различных оттенков зеленого и голубого однородные алевролиты с хорошей степенью сортировки обломочного материала. Слоистость пород горизонтальная, типа ленточных глин, с пачечным строением и отдельными слоеватыми участками, обусловленная некоторым различием зернистости и цвета кластических зерен, в отдельных случаях тонкими прерывистыми слоями с мелкой углистой крошкой. Мощность слоев – от долей до первых единиц миллиметров. Мощность пачек не превышает 5–8 см при мощности слоя до 6 м.

Сравнительно-литологическое сопоставление пород фаши алевролитовых осадков материкового моря угленосного разреза Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) и меденосных отложений Джезказгана позволяет отметить следующие черты сходства.

Породы представлены алевролитами различной крупности зерна. Сортировка обломочного материала средняя. Слоистость пород преимущественно горизонтальная, которая иногда выражена недостаточно четко, или пологокосая и пологоволнистая. Растительные остатки в породах отсутствуют. Отдельные прослои мелкого растительного детрита установлены только в угленосных отложениях Донбасса. Фауны мало. Мощность слоев достигает 10–20 м.

Различие пород проявляется в их цвете. Породы меденосного разреза Джезказгана имеют преимущественно бурый цвет различных оттенков, в отличие от сероцветных пород угленосного разреза Донбасса. Кроме того, в алевролитах Джезказгана встречаются желвакообразные стяжения или отдельные прослои кремней.

Фашия карбонатных осадков материкового моря – МИКт

Литогенетический тип МИКт-1. Неслоистые однородные, местами кремнистые известняки с характерным раковистым изломом. Терригенная примесь присутствует в количестве 2–3% в виде тонкого глинистого материала и обугленного растительного шлама. В разрезе отложений Джезказганской свиты эти породы синхронны слою с кремнями (литогенетический тип МАКт-2, горизонт златоуст). Мощность слоя до 2 м. Залегает он только в трансгрессивных рядах фаши.

В черных органогенных известняках из подстилающих джезказганскую свиту слоев наблюдались отдельные мелкие, до 1 см в диаметре, халькопиритовые стяжения конкреционного типа.

Фашия глинистых осадков материкового моря – МГт

Породы фаши представлены двумя литогенетическими типами, которые в разрезах циклов приурочены только к трансгрессивным рядам.

Литогенетический тип МГт-1. Серо-голубые, темно-серые или пестрые, аргиллиты, реже алевролиты с весьма хорошей сортировкой материала. Породы гори-

зонтальнослоистые или неслоистые. Скрытая слоистость улавливается по характеру отдельности. Растительные остатки в породах отсутствуют, а если встречаются, то в небольшом количестве и только в виде тонкого шлама по плоскостям напластований. Мощность слоев от долей миллиметра до 1,2–2 мм. Мощность слоя до 10 м.

Литогенетический тип МГт-2. Породы аналогичны описанным выше, но с мелкими кальцитовыми стяжениями конкреционного типа.

На площади породы этой фации отличаются хорошей выдержанностью. В прибрежных частях заливно-лагунного побережья их аналогами являются обычно глинистые осадки фации ПГт. Причем осадки литогенетического типа МГт-2 являются промежуточными при латеральных замещениях: на прибрежных участках – глинистых осадков лагун и заливов, а на более мористых – глинистых осадков литогенетического типа МГт-1.

Сравнительно-литологическое сопоставление глинистых осадков материкового моря из угленосных отложений Донбасса (Ботвинкина и др., 1956) и медуносного разреза Джезказгана выявило большое сходство их по ряду первичных генетических признаков. Так, породы фации представлены главным образом аргиллитами с горизонтальной слоистостью, часто неотчетливой или даже участками слоеватой. Слоистость обусловлена некоторым различием в цвете слоев и характером раскола аргиллитов на плитки; она не подчеркивается линейным расположением мелких конкреционных стяжений. Интересно отметить, что для морских глинистых осадков Джезказгана, также как и для Донбасса (Ботвинкина и др., 1956), практически не характерно макроскопическое обогащение пород органикой. Мощность глинистых слоев в указанных разрезах обычно не превышает 10 м.

Различие пород усматривается главным образом в цвете и в вещественном составе конкреций. Морские глинистые породы Джезказгана содержат только кальцитовые конкреции; в угленосной толще Донбасса конкреции кальцитовые или сложного состава – анкерит, сидерит и кальцит. Иногда в центре конкреций встречаются остатки фауны и кристаллы пирита.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили установить сложный фациальный состав сероцветных и пестроцветных медуносных отложений Джезказгана. В разрезе джезказганской свиты мощностью 600–650 м, возраст которой определяется как среднекарбонный, а также в подстилающих ее фаунистически охарактеризованных отложениях виле-намюра и в перекрывающей толще красноцветных отложений жиделисайской свиты выделено три группы отложений: континентальные, лагунно-дельтовые и морские. При этом вся медуносная толща Джезказгана рассматривается как типичная паралическая. Всего в разрезе терригенных отложений карбона Джезказганской впадины выделено 18 фаций. Следует подчеркнуть, что большинство выделенных фаций обладает общими генетическими признаками с соответствующими фациями угленосного разреза среднего карбона Донбасса. Ряд фаций отличается друг от друга лишь в деталях, связанных исключительно с климатическими особенностями регионов. К таким сходным фациям относятся большинство морских и лагунно-дельтовых отложений, так как их образование определялось в основном гидродинамическими особенностями среды в морском бассейне с устойчивым заливно-лагунным побережьем и дельтой крупной реки. Формирование других – специфических аридных фаций, главным образом континентальных, связано целиком с ландшафтно-климатическими особенностями рассматриваемого региона. К ним относятся следующие фации: фация песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры, и фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья.

Следует заметить, что наряду с донбасскими аналогами и специфическими фациями аридной климатической зоны в Джезказгане выделено несколько самостоятельных фаций, которые определили индивидуальные особенности его приморского ландшафта в каменноугольное время. Среди них следующие фации: фация неотсортированных осадков силевых выносов, фация песчано-алевроитовых осадков лагун, фация песчаных осадков морских пляжей и фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега.

Отмеченное выше значительное подобие фаций двух различных климатических зон — гумидной (Донбасса) и аридной (Джезказгана) — не всегда проявляется в полном сходстве первичных генетических признаков. Иначе говоря, фации различаются и по некоторым индивидуальным чертам. Примером могут служить песчаные осадки кос и пересыпей. Первый литогенетический тип этой фации в Джезказгане, в отличие от соответствующего гумидного типа, имеет две разновидности. Одна из них определяет собственно косы и пересыпи, другая — собственно латеральные переходы этих осадков в песчаные осадки подводной части дельты; причем последняя разновидность отличается несколько иным сочетанием первичных генетических признаков, свойственных именно этой переходной зоне.

С другой стороны, ряд характерных генетических признаков фации в целом позволяет отличать аридные аккумулятивные формы Джезказгана от соответствующих гумидных. Так, для указанного выше аридного литогенетического типа ПП-1 к ним следует отнести наличие в верхних частях многих косослоистых серий некоторого выпалаживания слоев до горизонтальных или даже отдельных слоеватых участков, где встречены линзовидные единичные слои седиментационного гипса мощностью от единиц миллиметров до 1-1,5 см. Дополнительным признаком является бурый цвет этих пород. Подобный или более резкий характер климатического различия пород, главным образом для сравнительно мелководных и континентальных фаций, вплоть до полной индивидуальности литогенетических типов, позволяет говорить только об общих чертах сходства аналогичных фаций на рассматриваемых регионах.

Существование аридного климата на территории Джезказгана в конце визе-намюра, а также в средне- и верхнекаменноугольное время, наряду с общим пестроцветным характером карбонатной меденосной толщи, подтверждается наличием в разрезе специфических континентальных фаций: различного типа почвенных образований и хемогенных осадков горько-соленых водоемов.

Для многих фаций Джезказгана установлена ритмичность осадконакопления, которая в аридном приморском ландшафте более резко выражена для пород континентальной и лагунно-дельтовой групп. Существует ритмичность разных порядков, в том числе простой тип, выраженный чередованием пород различной гранулометрической характеристики. Этот тип ритмичности обусловлен исключительно ландшафтно-климатическими особенностями региона (такырные ритмы, литогенетические типы ПВ-1, ПВ-4 и др.). Ритмичность высшего порядка обусловлена уже ландшафтно-тектоническими факторами и выражается в устойчивом повторении простых ритмов наряду с их направленным и последовательным изменением во времени. Последнее приводило к формированию отдельных частей или всего регрессивного (трансгрессивного) ряда фаций.

Установление фациальной природы отложений и изучение положения литогенетических типов в рядах позволило выделить для каждой фации более мелкие подразделения, в частности субфации регрессивного и трансгрессивного рядов. Последовательная и закономерная смена фаций в разрезе и на площади выразилась в формировании элементов циклического типа. Одновременно с этим выяснена устойчивость литогенетических типов в разрезах, что позволило проследить их не только на центральном рудном поле Джезказгана, но и в собственно Джезказганской впадине. В результате такого анализа, например, выяснены особенности латеральных и вертикальных замещений песчаных осадков дельтовых выносов песчаными осадками зоны волновой яри (литогенетический тип ПВ-2) и наоборот. Иными словами, для этой пары установлен сложный тип парагенеза пород, который дополняется, кроме того, медным (халькозиновым) оруденением.

Изучение локализации пластового сульфидного оруденения в породах среднего карбона (джезказганская свита) и в подстилающем разрезе визе-намюра показало, что в Джезказгане существует строго избирательная способность в его распределении. А именно, на площади центрального рудного поля месторождения в отложениях джезказганской свиты оруденение практически полностью связано только с песчаниками и конгломератами подводной части дельты. Рудоносные и безрудные слои залегают в регрессивных рядах фаций. Другими словами, полученный новый фактический материал уточнил и детализировал представления В.М.Попова о роли дельтовых осадков в локализации пластовых сульфидных руд на месторождении Джезказган.

На западном борту впадины (месторождение Итауз) оруденение в отложениях визе-намюра приурочено также к песчаникам и конгломератам, но принадлежащим к фациям

морской группы: песчаным осадкам морских пляжей и песчаным осадкам зоны морских течений (литогенетический тип МП-4). Характерно, что безрудные и рудоносные осадки этих фаций залегают только в регрессивных рядах.

Примером фашиального контроля в распределении пластового медного оруденения на участке центрального рудного поля Джезказгана может служить структурно-фашиальная карта (см. фиг. 5). Здесь на участке пологово залегания пород рудоносные песчаные осадки подводной части дельты с богатым борнит-халькозиновым оруденением латерально переходят к югу в безрудные песчаные осадки кос и пересыпей.

Таким образом, проведенное фашиально-циклическое изучение меденосных отложений Джезказгана позволило не только выяснить фашиальную природу пород, но также вскрыть наличие фашиального контроля в распределении пластовых полиметаллических сульфидных руд. Знание положения литогенетических типов в фашиальных рядах (регрессивном и трансгрессивном) следует рассматривать как доказательство циклического строения карбонатовых отложений в Джезказганской впадине.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА И ЦИКЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕДЕНОСНЫХ И КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Исследователями давно установлена сложность геологического строения меденосных толщ и прихотливость размещения в них пластовых сульфидных руд цветных металлов. Н.М.Страхов (1962) подчеркивает, что отдельные слои в меденосных разрезах залегают более или менее крупными линзами. По простиранию слои (пласты) прослеживаются на немногие десятки и сотни метров или километров. Лишь отдельные слои прослеживаются на десятки километров. Мощность слоев изменяется от долей метра до нескольких метров или первых десятков метров. Особенно сложное строение меденосные толщ имеют в тех случаях, когда они являются членами континентальных аридных формаций. Но когда формации с меденосными толщами паралические, то строение их упорядочивается. Сказанное в равной мере относится к Джекказгану и неоднократно отмечалось рудничной геологической службой. Более того, литологическая невыдержанность слоев в разрезах дополняется резкими изменениями их в окраске. Иными словами, вместе с латеральной невыдержанностью и чередованием в разрезах пород различной гранулометрии имеет место резкое изменение окраски пород с серого цвета на бурый и наоборот. Так, на центральном рудном поле месторождения установлено даже оптимальное для оруденения приблизительно равное соотношение мощностей красных и серых пород (1:1), которое нарушается на флангах залежей. Нарушение выражается в преобладании в разрезах пород красной окраски. Однако и в Джекказганской впадине не всегда равное соотношение красных и серых пород выражается локализацией в недрах рудных концентраций. Не рассматривая здесь различных обстоятельств этого интересного явления, заметим, что, например, в северо-западной части впадины пластовые сульфидные руды размещены в толще сероцветных пород визе-намюра. Поэтому, естественно, возникает ряд вопросов, связанных с необходимостью изучить закономерности локализации пластовых сульфидных руд в пестроцветном разрезе джекказганской свиты и в сероцветной толще визе-намюра. При наличии фациального контроля оруденения важно знать и закономерности фациально-циклического строения меденосной и безрудной – красноцветной толщ карбона.

Следует заметить, что при изучении меденосных отложений Джекказгана фациально-циклическим методом в основу их стратиграфического подразделения положена схема К.И.Сатпаева (1935), который правильно выделил собственно пестроцветные меденосные отложения в самостоятельную стратиграфическую единицу разреза – джекказганскую свиту. По его схеме эти отложения залегают в основании одноименной серии. Кроме того, К.И.Сатпаев расчленил свиту на семь горизонтов. В дальнейшем на месторождении было выделено девять горизонтов. Детальное фациально-литологическое исследование меденосных отложений Джекказгана подтвердило справедливость выделения в разрезе свиты девяти опорных горизонтов. С другой стороны, установлено что выделенные в разрезе седиментационные циклы как элементы стратиграфической шкалы в принципе не эквивалентны расчленению отложений свиты на слои, по К.И.Сатпаеву. Показано, что каждый седиментационный цикл в общем случае слагается из нескольких слоев различной фациальной природы, образующих два фациальных ряда – регрессивный и трансгрессивный. Поэтому при латеральном непостоянстве слоев уверенно прослеживать в разрезах можно только генетические комплексы слоев, т.е. стратиграфические элементы типа седиментационных циклов.

Таким образом, в данной главе делается попытка впервые на основе материалов фациально-циклического анализа меденосной толщи Джекказгана вскрыть некоторые закономерности локализации в недрах пластовых сульфидных руд и дать объяснение ряду общегеологических наблюдений. Ниже в деталях рассматривается фациально-циклическое

строение меденосных отложений джезказганской свиты, затем толщи пород визе-намура и красноцветного разреза жиделисайского времени. Отдельно рассматривается вопрос о детальном стратиграфическом сопоставлении меденосных отложений на территории впадины. На основе анализа размещения фаций на меридиональном литогенетическом профиле, который построен на всю мощность отложений рудоносной джезказганской свиты, обосновываются закономерности пространственного размещения сульфидных залежей.

Следует заметить, что выбор меридионального направления при построении литогенетического профиля нельзя считать случайным. Этому предшествовало построение нескольких фациально-палеогеографических карт по подошвам ряда седиментационных циклов разреза (Шутов, Дружинин, 1963а,б, 1968; Дружинин, 1967, 1968; Druzhinin, 1967). На картах в деталях определено простираие главного подводно-дельтового рукава, т.е. выяснено пространственное размещение фаций и их эволюция в джезказганское время; намечено примерное очертание береговой линии и общее положение заливно-лагунного побережья. Новые данные позволили считать, что меридиональное направление соответствует именно тому направлению, по которому наиболее наглядно может быть установлена тенденция смещения береговой линии (регрессивная, трансгрессивная) или ее устойчивость. В совокупности найдена связь процессов осадконакопления и рудообразования.

Интересно также отметить, что при фациально-циклическом изучении меденосных отложений Джезказгана постановка тех или иных задач и их решение проходило в той же последовательности этапов, которая намечена при изучении фациально-циклического строения угленосных отложений (Жемчужников, Яблоков, 1956; Ботвинкина, 1956). Иными словами, накопленный опыт исследования угленосных разрезов оказался вполне приемлемым при изучении меденосных толщ.

Нельзя не упомянуть о некоторых методических затруднениях при проведении в Джезказгане литолого-фациальных исследований. Они типичны, совпадают с замечаниями Л.Н.Ботвинкиной (1956) и сводятся к следующему.

1. Наличие в разрезе речных отложений, эрозионных размывов и выклинивания аллювиальных линз. При этом наибольшие трудности возникают при сопоставлении разрезов, расположенных по разные стороны от береговой линии моря.

2. Наличие в разрезе отложений речных выносов в приустьевой обстановке (т.е. в области подводной дельты), где характерна достаточная пестрота фаций и сильная изменчивость их в пределах даже нескольких сотен метров.

ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ

При выделении в меденосной и красноцветной толщах седиментационных циклов, естественно, возникал вопрос, какой из рядов фаций должен определить собой начало очередного цикла? Этот методический вопрос является дискуссионным. В практической деятельности советских и зарубежных геологов он решается различно. Известно, что каждый из рядов начинает формироваться только после некоторого переломного момента, определяемого началом трансгрессии или регрессии. Нами за начало цикла принято начало регрессивного ряда фаций по следующим соображениям, которые рассмотрены ниже.

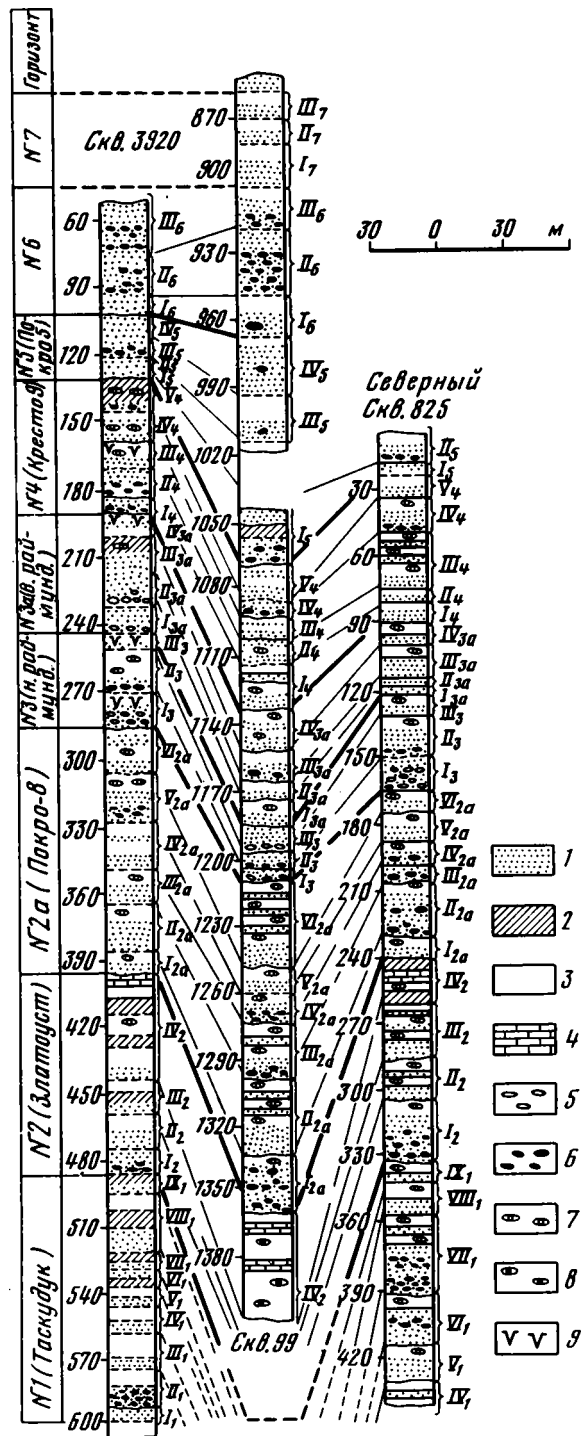
А. Значительное количество циклов джезказганской свиты образовано только регрессивными рядами фаций. Последнее обусловлено не глубокими эрозионными размывами, уничтожившими полностью или частично трансгрессивные образования, а исключительно мелководным характером прибрежной части, отделенной от моря сетью кос и пересыпей вместе с осадками лагунно-заливной полосы (Шутов, Дружинин, 1963а,б; Druzhinin, 1964). Такой характер палеогеографии приморской полосы с дельтой крупной реки на центральном рудном поле Джезказгана начал формироваться (цикл V_1) в средней части горизонта № 1 (таскудук) и завершился в конце таскудукского времени. Поэтому многие, особенно мелкие, трансгрессии моря просто не проникали далеко в глубь континента. Последнему немало способствовал аридный климат, который установился на этой территории еще в нижнем карбоне.

Б. Отсутствие в разрезе свиты глубоких эрозионных размывов связывается с отсутствием на площади впадины аллювиальных образований руслового и пойменного характера. Наличие аллювиальных отложений в разрезе могло уничтожить целый ряд предшествовавших седиментационных циклов, как это имело место, например, в угленосной толще среднего карбона Донбасса. В породах свиты все же существуют мелкие размывы, но они имеют локальное распространение. Другая разновидность эрозионных размывов имеет плащовый характер. Эти размывы встречаются обычно в породах, которые залегают в основании регрессивных рядов фаций и являются ритмичными. Они характерны главным образом для песчаных осадков подводной части дельты, отчасти кос и пересыпей. Ряд таких размывов прослежен на десятки километров в разрезах Джезказганской впадины (Шутов, Дружинин, 1963а), например, в основании регрессивных рядов фаций трех седиментационных циклов горизонта нижний раймунд - I₃, II₃, III₃ (фиг. 6). Хорошая выдержанность прослоев конгломератов различного типа в меридиональном профиле, несмотря на различие фациальной принадлежности песчаных осадков, указывает, что разгрузка обломочного материала происходила главным образом в зоне дельты. С другой стороны, синхронность прослоев конгломерата одного и того же типа на территории впадины следует рассматривать как доказательство существования в джезказганское время единой речной артерии, определившей очертания столь крупной дельты.

Следует также подчеркнуть, что среди галек конгломератов раймундовского типа как для указанных выше циклов, так и во многих других случаях не встречено галек подстилающих красноцветов, хотя такие конгломераты ложатся на подстилающие породы с некоторыми эрозионными размывами. Последнее считается специфической особенностью раймундовских конгломератов и, очевидно, связано с общим некомпенсированным накоплением осадков в Джезказганской впадине. Поэтому, например, при построении литогенетических профилей, в частности, профиля меридионального простираения, корреляционные линии для песчаных осадков подводной дельты, кос и пересыпей и некоторых других фаций проведены сплошными линиями. Последнее, действительно, является условностью, поскольку локальные (местные) размывы в разрезе свиты все же существуют. Но если даже их и учитывать, то они вряд ли изменят общий характер выполненных графических построений. Что же касается методики построения опорных разрезов, то они строились по полевым описаниям. Так, нормальная литологическая колонка строилась в масштабе 1:200 и дополнялась колонкой слоистости пород. В отдельных колонках приведены разные дополнительные генетические признаки, например, цвет пород и характер цикличности различных порядков.

Таким образом, в разрезе свиты практически не установлено резких несогласий в последовательности наложения пород. Только к востоку от Джезказгана в обнажениях на р. Кара-Кингир имеет место выклинивание слоев горизонтов таскудук, златоуст и частично покро-8. В этом разрезе верхние слои горизонта покро-8 залегают с азимутальным и угловым несогласием на известняках визе-намюра с морской фауной. Последнее обусловлено исключительно колебательными движениями земной коры и начавшимся прогибанием этой части впадины, которое зафиксировано более широким площадным распространением осадков седиментационного цикла IV_{2a}. Иными словами, в этой части впадины установлено только стратиграфическое несогласие в залегании слоев. Однако отдельные исследователи Джезказгана (Литвинович, 1956; Зайцев и др., 1961) рассматривают раймундовский конгломерат в подошве горизонта нижний раймунд как базальный конгломерат или как базальные слои. Появление этих пород в разрезе правильной связывать с некоторым обновлением источников сноса в результате региональных тектонических движений на территории Центрального Казахстана и сопредельных площадей. Наиболее резко и даже со структурным несогласием эти движения проявились в разрезе среднего карбона Джунгарского Алатау (Кумпан, 1960).

В. Роль эрозионных и внутрифациальных размывов рассмотрена выше (см. главу II). Следует подчеркнуть, что первоначальное определение типа размыва, особенно по керновому материалу, должно уточняться при сопоставлении соседних и более удаленных разрезов скважин. Причем внутрифациальные размывы, в отличие от морфологически близких им ритмичных эрозионных размывов, обычно тяготеют к средней части слоя дельтовых выносов. В противоположность им ритмичные эрозионные размывы большей частью имеют широкое площадное распространение (плащовый тип). В песчаных осадках подводной части дельты они тяготеют к подошве слоя.



Фиг. 6. Сопоставление разрезов джезказганской свиты на основе данных фациально-циклического анализа

1 - песчаники с зернами различной крупности; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - кремнистые известняки; 5 - конгломерат с галькой раймундовского комплекса; 6 - конгломерат с галькой подстилающих красноцветных пород; 7 - кальцитовые конкреции; 8 - кремнистые конкреции; 9 - трещины усыхания.

Видимые мощности слоев в разрезе скв. 825 пересчитаны на нормальную мощность в соответствии с углами падения слоев

Г. Поскольку седиментационные циклы в меденосном и красноцветном разрезах Джекказгана устойчивы, то в зависимости от их стратиграфического положения в толще пород того или иного горизонта они маркируются, т.е. имеют индивидуальный порядковый номер и индекс соответствующего горизонта. Например, VIII₁ - восьмой цикл в разрезе горизонта № 1 (таскудук).

Примеры фашиально-циклического расчленения и детального сопоставления меденосных отложений свиты по различным объектам - Златоуст-Беловскому карьеру, карьерам группы Петро и другим представлены на фиг. 7 и 8 (Dguzin, 1964; Дружинин, 1964). Так, на фиг. 8 показана линза грубых осадков силевых выносов, которая как бы зажата среди осадков дельтовых выносов (азимут падения пород 170°, 18-90°). Ширина линзы 20 м, мощность 1,5 м; направление силового потока восток - запад; глыбы красноцветов диаметром до 1 м. На фиг 9 и 10 даются условные обозначения, принятые при построении литолого-фашиальных разрезов Джекказгана.

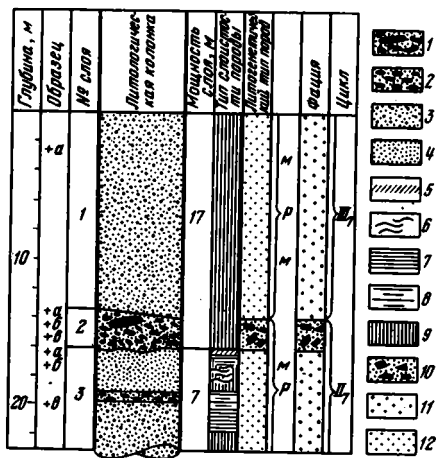
Для отложений рудоносной джекказганской свиты по разрезам центрального рудного поля составлена общая схема фашиально-циклического строения (фиг. 11). На схеме представлен весь разрез свиты, характерной для этой части впадины, в виде последовательной смены циклов различного фашиального состава. Облик каждого цикла определяется не случайным набором фаший, а отражает вполне определенную тенденцию развития. Пример построения такого сложного фашиального цикла показан в нижней части схемы. Определенное количество циклов в разрезе каждого горизонта позволяет проследить в деталях тенденцию изменения фашиального состава.

В разрезе самого нижнего горизонта свиты - № 1 (таскудук) насчитывается девять циклов: I₁-IX₁. В первых циклах горизонта I₁ и II₁ преобладают фашии морской группы. У этих циклов в равной мере развиты оба фашиальных ряда. Лагунно-дельтовые осадки впервые появляются в регрессивном ряду третьего цикла (III₁). Они представлены осадками зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья, частично материкового моря. Их присутствие установлено во всех последующих циклах разреза. Наряду с ними в регрессивном ряду цикла V впервые на центральном рудном поле Джекказгана появляются песчаные осадки подводной части дельты. Параллельно происходит изменение фашиального состава трансгрессивных рядов. В частности, глинистые осадки материкового моря - МГт замещаются глинистыми осадками лагун и заливов - ПГт (циклы VII₁ и VIII₁). В регрессивных рядах этих циклов господствуют осадки лагунно-дельтовой группы. Самый верхний цикл горизонта (IX₁) завершает первый крупный этап регрессии морского бассейна. В составе фаший регрессивного ряда здесь встречены даже континентальные образования типа почвы и подпочвы (фашия РП). В трансгрессивном ряду вновь преобладают фашии морской группы. Последние отражают значительное трансгрессивное проникновение вод морского бассейна на континент в конце первого крупного этапа осадконакопления.

Таким образом, при детальном анализе фашиального состава циклов в разрезе горизонта отчетливо прослеживается устойчивая тенденция регрессии морского бассейна, которая выражается в постепенном замещении в регрессивных и трансгрессивных рядах фаший морской группы на комплекс лагунно-дельтовых и континентальных. Имеющая место некоторая трансгрессия в конце таскудукского времени обусловлена завершением определенного крупного этапа развития региона и в данном случае хорошо помогает выделить верхней границы горизонта. Поэтому горизонт в разрезе свиты следует рассматривать как мезоцикл - цикл среднего порядка. Он отражает крупный этап регрессии морского бассейна.

В разрезе горизонта № 2 (златоуст) на любом участке центрального рудного поля выделяются четыре цикла: I₂, II₂, III₂, IV₂. Цикл I₂ представлен главным образом фашиями регрессивного ряда, среди которых преобладают песчаные осадки подводной части дельты. Морские образования - песчаные осадки морских пляжей - имеют подчиненное значение. Здесь же впервые появляются песчаные осадки кос и пересыпей. Трансгрессивная часть цикла представлена алевритовыми и глинистыми осадками материкового моря.

Второй цикл горизонта (II₂) соответствует еще большему преобладанию в составе фаший регрессивного ряда песчаных осадков подводной части дельты. Наряду с этим в верхней части ряда появляются континентальные осадки типа береговых такыров. Трансгрессивная часть цикла имеет тот же характер.



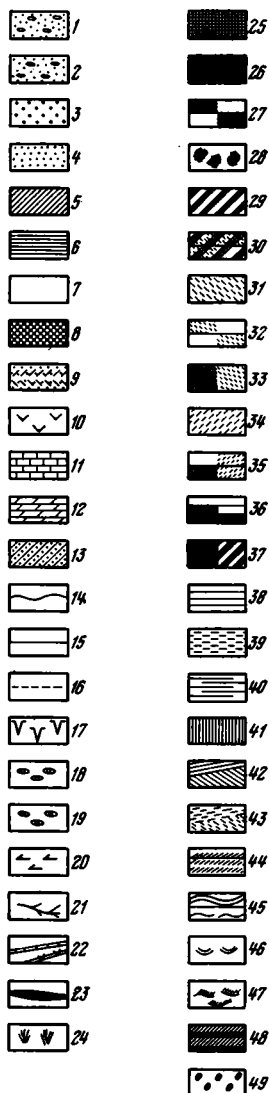
Фиг. 8. Фациально-циклическое расчленение отложений горизонта № 7 верхней подсвиты джезказганской свиты, вскрытых в карьерах группы Петро (цвет пород серый)

Структурные признаки: 1 – неотсортированные осадки силевых выносов; 2 – конгломерат с галькой подстилающих красноцветов; 3 – среднезернистые песчаники; 4 – мелкозернистые песчаники.

Текстурные признаки: 5 – косая слоистость; 6 – волнистая слоистость; 7 – горизонтальная слоистость; 8 – неправильно-горизонтальная слоистость; 9 – слоистые и неслоистые породы.

Фации и литогенетические типы: 10 – фация неотсортированных осадков силевых выносов (литогенетический тип СВ-1); 11 – фация песчаных осадков подводной части дельты; 12 – литогенетический тип ПР-2;

Р – регрессивный ряд фаций; м – медная зелень



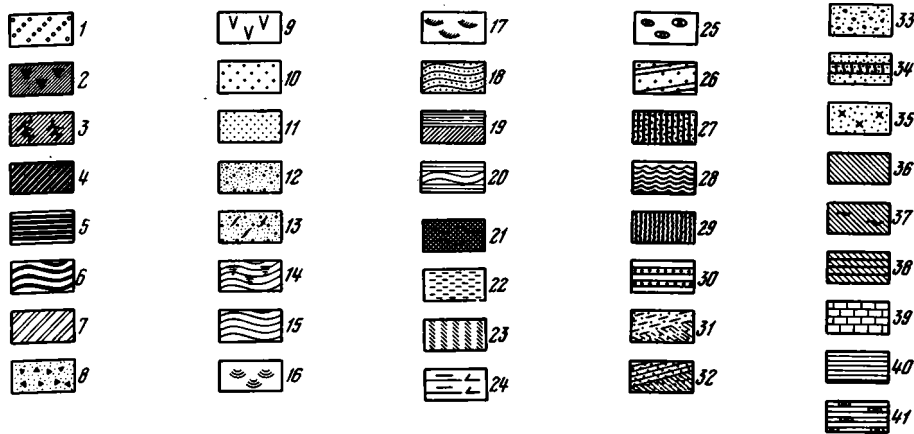
Фиг. 9. Условные обозначения, принятые при построении литолого-фациальных разрезов Джезказгана.

Структурные признаки пород: 1 – конгломерат с галькой раймундовского комплекса; 2 – конгломерат с галькой подстилающих аргиллитов; 3 – песчаник среднезернистый или крупнозернистый; 4 – песчаник мелкозернистый; 5 – алевролит; 6 – глина; 7 – аргиллит; 8 – кремнистая порода (роговики); 9 – хлидолит; 10 – гипс; 11 – известняк; 12 – мергель; 13 – чередование прослоев песчаника и алевролита.

Текстурные особенности пород: 14 – граница слоя с размывом; 15 – граница слоя без размыва; 16 – постепенный переход на границе слоев; 17 – трещины усыхания; 18 – кальцитовые конкреции; 19 – кремнистые конкреции; 20 – растительные остатки; 21 – черные лапчатые марганцевые налеты по плоскостям отдельности или тонкие прожилки; 22 – жила кальцита (верх) и, соответственно, жила гипса (низ); 23 – жила рудная (может быть с кальцитом); 24 – элементы взмучивания.

Цвет пород: 25 – желтый; 26 – темно-коричневый и красно-бурый; 27 – буро-серый и серо-бурый; 28 – красная пятнистая окраска; 29 – чередование красноцветных и сероцветных пород; 30 – чередование красноцветных и зеленоцветных пород; 31 – зеленый различных оттенков; 32 – зеленовато-серый и, соответственно, серо-зеленый; 33 – буро-зеленый; 34 – голубой; 35 – серо-голубой и, соответственно, буро-голубой; 36 – серый, темно-серый и черный; 37 – чередование темно-серых и черных пород.

Слоистость пород: 38 – горизонтальная; 39 – горизонтальная прерывистая; 40 – горизонтальная неправильная; 41 – неслоистая или слоистая порода; 42 – косая разномысленная; 43 – косая разномысленная прерывистая; 44 – косая мелкая однонаправленная (горизонтальная линия – серый шов); 45 – волнистая симметричная вогнуто-выпуклая и ее отдельные элементы; 46 – волнистая симметричная мульдообразная; 47 – мелкая косоволнистая; 48 – чередование мелких серых и горизонтальной; 49 – пятнистая текстура



Фиг. 10. Фации и литогенетические типы меденосных отложений Джезгазганской впадины

Континентальная группа фаций (фации и субфации регрессивного ряда): 1 - фация песчаных осадков русла - АР и литогенетический тип АР-1; 2 - фация глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием - РП и литогенетический тип РП-1; 3 - литогенетический тип РП-2; 4 - фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ и литогенетический тип ПЗ-1 (встречается также в трансгрессивных рядах фаций); 5 - литогенетический тип ПЗ-2; 6 - литогенетический тип ПЗ-3; 7 - литогенетический тип ПЗ-4 (встречается только в трансгрессивных рядах фаций); 8 - фация неотсортированных осадков силевых выносов - СВ и литогенетический тип СВ-1; 9 - фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья - ГВ и литогенетический тип ГВ-1.

Лагунно-дельтовая группа фаций (фации и субфации регрессивного ряда): 10 - фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР и литогенетический тип ПР-1; 11 - литогенетический тип ПР-2; 12 - фация песчаных осадков кос и пересыпей - ПП и литогенетический тип ПП-1; 13 - литогенетический тип ПП-2; 14 - фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря - ПВ и литогенетический тип ПВ-1; 15 - литогенетический тип ПВ-2; 16 - литогенетический тип ПВ-3; 17 - литогенетический тип ПВ-4; 18 - литогенетический тип ПВ-5; 19 - литогенетический тип ПВ-6; 20 - литогенетический тип ПВ-7 (встречается только в трансгрессивных рядах фаций); 21 - фация песчано-алевритовых осадков лагун ПЛ и литогенетический тип ПЛ-1; 22 - фация алеврито-песчаных осадков приморских озер - АО и литогенетический тип АО-1 (может быть встречен также в трансгрессивных рядах фаций); 23 - литогенетический тип АО-2 (встречается только в трансгрессивных рядах фаций); 24 - фация глинистых осадков лагун и заливов - ПГт (встречается только в трансгрессивных рядах фаций) и литогенетический тип ПГт-1; 25 - литогенетический тип ПГт-2.

Морская группа фаций (фации и субфации регрессивного вида): 26 - фация песчаных осадков морских пляжей - МПП и литогенетический тип МПП-1; 27 - литогенетический тип МПП-2; 28 - фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря - МВ и литогенетический тип МВ-1; 29 - литогенетический тип МВ-2; 30 - литогенетический тип МВ-3 (встречается только в трансгрессивных рядах фаций); 31 - фация песчаных осадков зоны морских течений - МП и литогенетический тип МП-1; 32 - литогенетический тип МП-2; 33 - литогенетический тип МП-3; 34 - литогенетический тип МП-4; 35 - фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега - МПИ и литогенетический тип МПИ-1; 36 - фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря МАКт (встречается только в трансгрессивных рядах фаций) и литогенетический тип МАКт-1; 37 - литогенетический тип МАКт-2; 38 - литогенетический тип МАКт-3; 39 - фация карбонатных осадков материкового моря МИКт (встречается только в трансгрессивных рядах фаций) и литогенетический тип МИКт-1; 40 - фация глинистых осадков материкового моря - МГт (встречается только в трансгрессивных рядах фаций) и литогенетический тип МГт-1; 41 - литогенетический тип МГт-2.

Третий цикл (III_2) имеет состав фаций, близкий к предыдущему, отличаясь от него отсутствием в регрессивном ряду собственно морских отложений (песчаных осадков морских пляжей). Осадки этой фации постепенно замешаются в первых трех циклах горизонта песчаными осадками дельтовых выносов.

Более контрастный состав фаций имеет четвертый цикл (IV_2). В нем в равной мере выражены как регрессивная, так и трансгрессивная части. В первой преобладают осадки лагунно-дельтовой группы при отсутствии морских образований. Верхняя часть ряда венчается континентальными осадками типа береговых такыров, которые, наряду с другими фациями ряда, определяют устойчивое продолжение регрессии морского бассейна. В трансгрессивной части цикла господствуют морские алевритовые и алеврито-кремнистые осадки. Замечено, что на прибрежных участках в алевритовых осадках происходило интенсивное формирование кремнистых конкреционных стяжений типа роговиков. На большем удалении от берега отлагались синхронные им карбонатные осадки материкового моря. В верхней части трансгрессивного ряда на прибрежных участках встречены, кроме того, морские осадки фаций МВ (чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; литогенетический тип МВ-3). Они рассматриваются как переходные образования завершающего периода трансгрессии (Дружинин, 1963б).

Следовательно, второй горизонт свиты - златоуст, как и предыдущий, определяет устойчивое продолжение общей регрессии морского бассейна. При этом характер изменения фаций в циклах отражает картину, близкую к строению горизонта таскудук. Второй мезоцикл свиты также заканчивается значительной трансгрессией моря. В регрессивных рядах циклов уже господствуют песчаные осадки подводной части дельты, что соответствует окончательному становлению на центральном рудном поле Джезказгана дельты как зоны разгрузки речной артерии.

Подобную тенденцию осадконакопления отражает фациальный состав всех шести циклов горизонта покров-8. Эти циклы также определяют очередной крупный этап регрессии морского бассейна. В средней части горизонта (циклы II_{2a} и III_{2a}) намечаются две ингрессии моря, которые аналогичны ингрессиям моря нижней половины горизонта златоуст. На устойчивое продолжение общей регрессии моря указывает также отсутствие трансгрессивных рядов фаций в циклах IV_{2a} , V_{2a} и наличие в регрессивных рядах континентальных образований типа почвы подводных и береговых такыров. В кровле горизонта (цикл VI_{2a}) имела место трансгрессия моря. Однако на территории Джезказгана благодаря начавшимся региональным тектоническим движениям, захватившим Центральный Казахстан (верхняя часть горизонта покров-8, циклы V_{2a} , VI_{2a}), морская трансгрессия в конце мезоцикла выражена неотчетливо. Поэтому трансгрессивный ряд фаций цикла VI_{2a} представлен главным образом осадками лагунно-дельтовой группы. Факт проявления первых фаз тектонических движений на территории Центрального Казахстана отражен наличием в подошве слоя дельтовых осадков (подошва цикла VI_{2a}) незначительного количества галек раймундовского комплекса (Златоуст-Беловский карьер).

На схеме (см. фиг. 11) ломаной линией условно показан характер миграции берега морского бассейна в периоды регрессии и трансгрессии. Степень крутизны отдельных отрезков определяет или резкую (при почти горизонтальном положении отрезка прямой), или постепенную (при увеличении угла наклона) смену фаций.

Выявленная закономерность изменения фациального состава циклов показывает, что в разрезах трех нижних горизонтов свиты уверенно намечается смена морских отложений лагунно-дельтовыми, в меньшей мере континентальными. При этом три нижних мезоцикла определяют собой цикл высшего порядка - нижний макроцикл, который рассматривается как подсвита. Отмеченные особенности фациального состава элементарных циклов и их групп позволяют считать, что при некотором навыке в работе каждый геолог может уверенно выделить в разрезах Джезказгана циклические элементы различных порядков - седиментационные циклы, мезоциклы и макроциклы.

В строении шести верхних горизонтов свиты, которые образуют верхний макроцикл, установлены следующие особенности: а) все циклы представлены главным образом регрессивными рядами фаций; б) в строении циклов участвуют только отложения лагунно-дельтовой и континентальной групп; в) трансгрессивные части циклов представлены отложениями этих же групп.

Не останавливаясь детально на анализе фациального состава циклов каждого горизонта, рассмотрим для примера строение горизонта № 3а (верхний раймунд). В его

разрезе выделяются четыре цикла: I_{3a}, II_{3a}, III_{3a} и IV_{3a}. Каждый из них определяет очередной элементарный этап регрессии морского бассейна. Общая регрессия моря выражается в постепенном замещении в циклах отложений лагунно-дельтовой группы континентальными осадками и соответственно общим выравниванием рельефа — пенепленизацией приморской полосы в конце мезоцикла. Последнее происходит в связи с широким и периодическим развитием на приморской равнине осадков типа береговых такыров.

Первый цикл (I_{3a}) представлен только регрессивным рядом фаций, главным образом песчаными осадками подводной части дельты. Два средних цикла (II_{3a} и III_{3a}) имеют принципиально тот же состав фаций, только в верхних частях регрессивных рядов появляются такырные образования. Они отражают поступательное развитие регрессии моря и еще более преобладают в регрессивном ряду цикла IV_{3a}. Важно подчеркнуть, что в верхней части мезоцикла даже не намечается крупных ингрессий моря. Последнее, очевидно, обусловлено спецификой палеогеографии прибрежной полосы, которая выражалась в верхнем макроцикле (верхней подсвите) разграничением морских осадков от континентальных устойчивой полосой заливно-лагунных фаций с многочисленными песчаными косами и пересыпями. Существование такой полосы, естественно, препятствовало проникновению вод мелкого морского бассейна на континент. Их проникновение могло осуществляться только в периоды формирования достаточно расчлененного рельефа приморской полосы, главным образом в первых циклах горизонтов. Такие небольшие ингрессии характерны для разреза верхней подсвиты.

Достаточно близкий тип фациального строения циклов имеет следующий горизонт разреза — кресто-9. В нем выделено пять циклов: I₄, II₄, III₄, IV₄, V₄. В регрессивных рядах нижних и средних циклов преобладают песчаные осадки подводной части дельты. Наряду с ними имеются и континентальные образования типа почвы, подпочвы и береговых такыров. Трансгрессивные ряды циклов представлены глинистыми осадками лагун и заливов и континентальными осадками типа береговых такыров. Самый верхний — цикл V₄ характеризуется преобладанием береговых такыров как осадков регрессивного ряда фаций. Трансгрессивный ряд фаций отсутствует. Особенность осадков береговых такыров заключается в том, что они могут представлять собой весь регрессивный ряд элементарного седиментационного цикла. Циклы такого строения называются нейтральными (Феофилова, 1954) или однородными (по Л.Н. Ботвинкиной). Такие циклы встречены в разрезах нескольких горизонтов верхнего макроцикла (кресто-9 и покро-5). Они отражают общую пенепленизацию территории в конце крупного этапа регрессии моря. Следует заметить, что преобладание в верхних циклах горизонтов кресто-9 и покро-5 осадков фации береговых такыров не означает необходимости провести здесь верхнюю границу макроцикла.

Изучением парагенезов фаций установлено, что осадки подводной части дельты и литогенетического типа ПЗ-1 фации береговых такыров связаны друг с другом особым двусторонним типом фациальной связи (см. главу IV). Такой тип связи допускает взаимное замещение пород как в вертикальных разрезах, так и латерально без признаков смещения фаций в сторону континента, т.е. регрессии. Поэтому осадки типа береговых такыров, особенно литогенетического типа ПЗ-1, необходимо рассматривать в разрезе свиты как эквивалентные (в фациальном отношении) осадкам дельтовых выносов.

Несколько отличен фациальный состав циклов верхнего горизонта № 7. Здесь впервые в разрезе появляются неотсортированные осадки силевых выносов (Дружинин, 1963б). Они залегают в верхней части регрессивного ряда фаций цикла II₇. Их появление связывается с повышением базиса эрозии, некоторым обновлением источников сноса и началом превращения речной артерии во временный поток.

Общий характер изменения фациального состава циклов в разрезе верхнего макроцикла свидетельствует о дальнейшей последовательной, устойчивой и непрерывной регрессии моря. По временам она завершалась общей пенепленизацией приморской территории, а в конце джезказганского времени выразилась появлением в разрезе горизонта № 7 красноцветных пролювиальных образований аридной зоны. В разрезе красноцветной жиделисайской свиты в регрессивных рядах фаций встречены песчаные осадки пересыпей и кос, а также континентальные осадки типа береговых такыров и некоторые другие. Осадки береговых такыров представляют и трансгрессивные ряды циклов. Последнее указывает на устойчивое продолжение регрессии моря в жиделисайское время.

Всего в разрезе верхнего макроцикла установлено 22 элементарных цикла. Причем для любого горизонта верхней подсвиты каждый из них имеет свой индивидуальный фашиальный состав с определенным соотношением фашиальных рядов. Благодаря устойчивости циклов в разрезе они прослеживаются на значительные расстояния. Вся свита в целом складывается из 41 цикла. Интересно отметить, что в разрезе трех нижних горизонтов свиты установлено последовательно девять, четыре и шесть циклов, тогда как в горизонтах верхней подсвиты наблюдается обратная картина в изменении количества циклов – три, четыре, пять, четыре, три и три. Указанная особенность циклического строения разреза джезказганской свиты служит наглядным примером эволюции интенсивности тектонических движений прошлого.

Средняя мощность циклов измеряется единицами метров или первыми их десятками. Средняя мощность горизонтов на центральном рудном поле, а также в различных частях собственно Джезказганской впадины (скв. 99 – центральная часть, скв. 825, 971 – северный борт и скв. 1511 – Итауз) приведена в табл. 3.

Таблица 3

Средняя мощность горизонтов на центральном рудном поле Джезказгана

| Горизонт нижней подсвиты | Мощность, м | Горизонт верхней подсвиты | Мощность, м |
|--------------------------|-------------|---------------------------|-------------|
| № 2а (покро-8) | 110 | № 7 | 40 |
| | | № 6 | 45 |
| № 2 (злауост) | 85 | № 5 (покро-5) | 30 |
| | | № 4 (кресто-9) | 60 |
| | | № 3а(верхний раймунд) | 50 |
| № 1 (таскудук) | 150 | № 3 (нижний раймунд) | 40 |
| Всего | 345 | | 265 |

Общая мощность свиты составляет 600–650 м, что подтверждает представления К.И.Сатпаева (1935).

Описанный характер строения нижнего и верхнего макроциклов позволяет сделать следующие обобщения.

1. Морской режим нижекарбонového времени в верхнем макроцикле постепенно сменился лагунно-дельтовым. В злауостовское время на площади центрального рудного поля в полной мере развилась дельта, которая существовала все последующее джезказганское время. Ее установлению на центральном Джезказгане благоприятствовало становление в злауостовское время устойчивого заливно-лагунного ландшафта, который также просуществовал все последующее джезказганское время.

2. Начало верхнего макроцикла сопровождалось некоторым обновлением терригенного материала – региональным появлением в разрезе специфического комплекса галек раймундовского типа. Последнее связано с тектоническими движениями в среднем карбоне в Центральном Казахстане. Однако эти движения не изменили общей регрессии морского бассейна и не нарушили ландшафта приморской полосы, а только ускорили переход в разрезе свиты и на территории впадины от морских фаций к лагунно-дельтовым и континентальным. Поэтому можно говорить об устойчивости в разрезе джезказганской свиты заливно-лагунной обстановки с дельтой крупной реки. Последняя являлась господствующей и необходимой для седиментационного накопления в осадках дельты рудных компонентов (регрессивный ряд фаций).

3. Все девять горизонтов джезказганской свиты определяют последовательный ряд крупных этапов регрессии морского бассейна и объединены в единый мегацикл, который рассматривается как свита.

В разрезе джезказганской свиты (см.фиг. 11) звездочками показано медное оруденение, установленное в породах при изучении различных объектов центрального Джезказгана фашиально-циклическим методом. По характеру распределения оруденения отчетливо заметно, что оно встречено во всех горизонтах свиты (исключая таскудук) и приурочено только к песчаным породам дельтовых выносов, залегающим в регрессивных рядах седиментационных циклов.

4. Циклическая стратификация разреза пестроцветных меденосных отложений Джезказгана позволила не только решить вопрос о границах свиты, но и изучить закономерности распределения в осадках дельтовых выносов различных сульфидных минера-

лов. Иными словами, все построения зональности медного оруденения могут быть правильно поняты только на основе детального стратиграфического сопоставления разрезов. Причем наибольшие трудности при анализе стратификации отложений возникали в толще пород верхней подсвиты. В частности, Л.Ф.Наркелюном (1960) в песчаниках и конгломератах раймундовского типа (горизонт нижний раймунд) установлено зональное распределение в плане и в разрезе сульфидных медных минералов, которое рассматривается как тип Чамбиши: халькозин – борнит – халькопирит – пирит. Пользуясь любезностью Л.Ф.Наркелюна, нами изучалась фациальная принадлежность пород этого разреза. Установлено, что все рудоносные породы принадлежат к песчаным осадкам подводной части дельты и стратиграфически соответствуют регрессивному ряду фаций седиментационного цикла I_3 .

5. Нижняя граница джезказганской свиты обычно устанавливалась в разрезе по исчезновению слоя известняка-ракушечника, который, однако, залегает не в трансгрессивной части самого верхнего цикла (n) подстилающих отложений, а в трансгрессивной части предпоследнего цикла ($n-1$). Цикл n по фациальному типу является трансгрессивным и определяет завершающий этап развития соответствующего мезоцикла. Первый цикл горизонта таскудук начинается на центральном рудном поле Джезказгана, в скв. 99 и на месторождении Итауз конгломератами с характерной черной галькой подстилающих аргиллитов (фации песчаных осадков зоны морских течений или морских пляжей, или подводной части дельты). Выше по фациальному типу циклов в разрезах намечается устойчивая и последовательная регрессия морского бассейна. Появление пестроцветных и красноцветных пород на северном борту впадины и в центральном Джезказгане наблюдается только в средней части горизонта таскудук. Последнее, конечно, не может считаться надежным критерием при проведении нижней границы свиты.

Верхняя граница джезказганской свиты одновременно является кровлей горизонта № 7, т.е. завершает последний – девятый крупный этап регрессии моря в джезказганское время. Контролем правильного проведения этой границы является наличие в разрезе на центральном рудном поле Джезказгана трансгрессивных ритмов такырного типа или трансгрессивных глинистых и алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья. Стратиграфически эти осадки принадлежат к первому циклу жиделисайской свиты. Трансгрессивный характер такырных ритмов определяется по наличию в их кровле прослоев гидрослюдистых глин морского происхождения, а также по “усилению” гидродинамики среды отложения. Последнее выражается в постепенной смене косоволнистой слоистости песчаников в ритмах подошвы слоя на мелкую косую однонаправленную слоистость в ритмах средней части слоя. Мощность глинистых прослоев не превышает 30–80 см; в разрезах они резко выделяются зелено-голубым цветом.

ДЕТАЛЬНОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ (МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ)

Методика составления литогенетических профилей отличается от построения геологических профилей тем, что на них условными знаками показываются не гранулометрически или химически различные породы, а литогенетические типы. Другая условность составления профилей такого типа связана со “снятием” тектоники. Выбор меридионального направления при построении профиля подсказывался результатами изучения палеогеографического размещения фаций на территории впадины по ряду узких стратиграфических интервалов разреза свиты. Иными словами, меридиональное направление проходит приблизительно вкрест простирания древней береговой линии и ее миграции, т.е. позволяет наглядно проследить динамику изменения фаций во времени и вскрыть некоторые закономерности пространственного размещения пластовых сульфидных руд.

Профиль выполнен по данным фациально-циклического изучения нескольких разрезов впадины – скв. 825 (фиг. 12) – северный борт впадины, скв. 99 – центральная часть впадины и, соответственно, опорных разрезов центрального рудного поля месторождения. Чтобы приблизить положение слоев к естественному залеганию, которое они имели в литогенезе, признано целесообразным принять подошву какого-либо устойчивого слоя, например кремнистого известняка, или подошву трансгрессивного ряда фаций, со-

ответствующую переломному моменту от регрессии к трансгрессии, за условный горизонтальный уровень. За такой уровень можно принять также подошву наиболее выдержанного маркирующего слоя. Для меридионального профиля Джекказгана за уровень принята подошва трансгрессивного ряда фаций цикла IV_2 - слой бурых и коричневых алевролитов с прослоями кремней или синхроничные последним кремнистые известняки. Эта условность допустима, поскольку данный слой является, кроме того, маркирующим и регионально выдержанным на огромной территории. Он формировался на выровненной поверхности в прибрежной - мелководной полосе материкового моря. На профиле наиболее близко к природному залеганию (до тектонического смятия пород) располагаются слои, которые лежат ниже условного горизонтального уровня (фиг. 13). Вертикальный масштаб при построении профиля принят 1:600, горизонтальный - 1:5000. Однако, чтобы избежать сокращений и показать в деталях особенности взаимоотношений литогенетических типов пород на центральном рудном поле, горизонтальный масштаб на этом участке профиля несколько увеличен.

Вверх и вниз от условного горизонтального уровня строились колонки литогенетических типов для каждого разреза. Предварительное сравнение между собой разрезов Джекказганской впадины по литологическому составу пород убедило в невозможности уверенно сопоставить их как на меридиональном профиле, так и на других участках впадины. Поэтому единственно надежным методом следует считать сопоставление разрезов на основании прослеживания в них седиментационных циклов, а не гранулометрических типов пород или пород различной окраски. Такая возможность сопоставления разрезов целиком вытекает из понятия о цикле осадконакопления как о генетическом комплексе осадков различных фаций, для которых характерна устойчивость в разрезах и определенная последовательность латеральных и вертикальных замещений. Нет сомнений, что такие генетические комплексы слоев, а не отдельные слои (пласты), удастся уверенно прослеживать на территории впадины в любых направлениях.

Прежде чем перейти к рассмотрению парагенезов главнейших фаций в толще пород рудоносной джекказганской свиты необходимо подчеркнуть одно обстоятельство, которое непосредственно вытекает из общего анализа размещения на профиле рудоносных подводно-дельтовых осадков. Выше констатировано, что в джекказганское время существовала устойчивая регрессия морского бассейна. Анализ положения сульфидных залежей на меридиональном профиле, которые отмечены звездочками (см. фиг. 13), показывает на последовательное и закономерное смещение их в разрезе свиты в южном направлении. Именно это обстоятельство впервые было отмечено группой рудничных геологов Джекказгана - Л.И.Иванковым, А.С.Куликовским, Г.Д.Младенцевым, Л.Ф.Наркелюном и Р.Ф.Фатиковым (1957), которые фактически первыми связали накопление осадков свиты и процессы формирования пластового сульфидного оруденения с общей регрессией моря, т.е. объяснили кулисообразное смещение в южном направлении рудных залежей.

Теперь следует остановиться на особенностях распределения в разрезе фаций континентальной группы - ископаемых почв (РП) и береговых такыров. Необходимо подчеркнуть устойчивость почвенных образований в разрезах. Так, береговые такыры во многих случаях прослежены на территории всей впадины. Более того, выясняется периодичность развития почвенных образований. Она выражается в том, что, например, в нижнеджекказганское время в разрезах седиментационных циклов северного борта впадины сначала появляются осадки типа береговых такыров. По мере регрессии материкового моря - в разрезе горизонта покров-8 - они сменяются собственно почвами. В верхнеджекказганское время (горизонты верхней подсвиты) указанная периодичность первоначального преобладания в фациальных рядах циклов осадков типа береговых такыров повторяется вновь. Осадки этой фации распространились вследствие регрессии моря уже на всю территорию впадины. Но благодаря современному эрозионному срезу отложения ряда верхних горизонтов свиты на северном борту впадины уничтожены (частично горизонт покров-5, полностью горизонты № 6 и 7); поэтому не представляется возможным вторично подтвердить замещение в этих разрезах ископаемых береговых такыров характерными почвами аридной зоны (литогенетические типы РП-1 и РП-2). Однако такое замещение все же чувствуется. Специфика двукратного периодического повторения в разрезе джекказганской свиты ископаемых почв и береговых такыров фактически отражает два крупных этапа регрессии материкового моря в джекказганское время. С другой стороны, такая смена фаций указывает, что в формировании прибрежной полосы Джекказгана существовали свои закономерности. А именно, бе-

реговые такыры располагались непосредственно в прибрежной полосе; на континенте их сменяли почвы аридного типа. Таким образом, периодическое и длительное выравнивание рельефа прибрежной полосы происходило при общем уклоне местности в сторону моря.

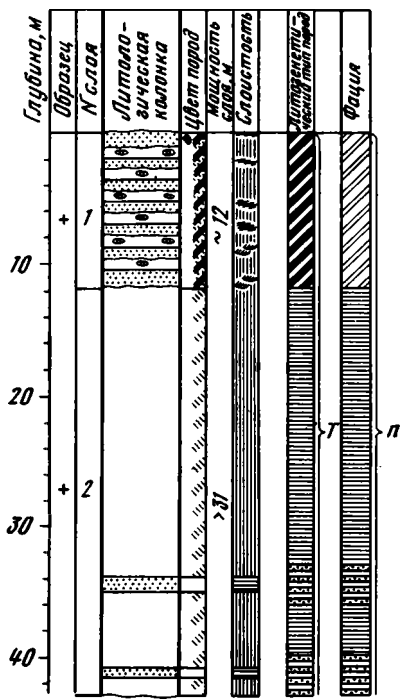
Не менее интересным представляется рассмотрение на профиле положения рудоносных осадков подводной части дельты и их латеральных и вертикальных парагенезов. Для разреза горизонта таскудук наиболее типично латеральное сопряжение дельтовой фации с фациями собственно морского бассейна. Так, для седиментационного цикла VI₁ имеет место фронтальный переход песчаных осадков подводной дельты, характерный для центральной и южной частей впадины, в песчаные осадки морских пляжей, которые, в свою очередь, к югу замещаются песчано-алевритовыми осадками зоны волнений прибрежной части моря (регрессивный ряд фаций). Цикл VI₁ на севере и в центральной части впадины завершается развитием специфических почв аридной зоны (трансгрессивный ряд фаций). Только на юге впадины осадки регрессивно-го ряда сменяются трансгрессивными. Так, на центральном рудном поле Джезказгана песчано-алевритовые осадки морского бассейна полностью перекрывают выносы подводной дельты. Обращает на себя внимание, что в таскудукское время латеральный парагенез дельтовых осадков непосредственно с морскими осадками не сопровождается появлением в них рудной минерализации. В этом случае, очевидно, имел место открытый вынос меди и других рудных компонентов в морской бассейн, что обусловило ее ассимиляцию в виде отдельных редких вкраплений халькопирита в морских пляжевых песчаниках (Дружинин, 1963б).

Для златоустовского горизонта характерен совсем иной – рудный парагенез фаций. Он связан с формированием на территории впадины, непосредственно на центральном рудном поле и к югу от него, устойчивого заливно-лагунного побережья, в котором песчаные осадки подводной дельты фронтально обрамлялись песчаными осадками кос и пересыпей. Поэтому можно считать, что установление в златоустовское время на центральном Джезказгане устойчивого заливно-лагунного ландшафта, отделившего собственно дельтовые осадки от материкового моря, явилось одним из благоприятных условий для локализации рудного вещества в грубых осадках дельты в седиментационную стадию. Такой фронтальный парагенез песчаных осадков дельты с песчаными осадками кос и пересыпей встречен во всех вышележащих рудоносных горизонтах свиты.

С.Ш.Сейфуллиным (1957) на центральном Джезказгане была установлена так называемая критическая глубина оруденения, равная 350–375 м. Однако С.Ш.Сейфуллин не пытался объяснить природу этого интересного явления. Более того, он рассматривал критическую глубину как случайное явление. Существование на месторождении Джезказган критической глубины оруденения легко объясняется новым фактическим материалом – устойчивым латеральным замещением рудоносных дельтовых осадков безрудными песчаными осадками кос и пересыпей, а вследствие последовательной и устойчивой регрессии морского бассейна в джезказганское время – кулисообразным смещением рудных залежей в разрезе свиты к югу, отсутствием оруденения на центральном Джезказгане в разрезе горизонта таскудук и, соответственно, ниже по разрезу и, наконец, общим падением рудоносных отложений свиты на юг (периклиналиная часть Конгирской брахиантиклинали).

Роль своеобразных "покрышек", изолирующих в разрезе слои, выполняют осадки типа береговых такыров как автогидроморфные почвы. Впервые на центральном рудном поле осадки этой фации появляются в разрезе горизонта златоуст. Они венчают регрессивные ряды фаций и присутствуют в трансгрессивных. Периодическое выравнивание и осушение заливно-лагунной зоны с широким развитием осадков типа береговых такыров, естественно, способствовало быстрому и региональному проникновению в нижнеджезказганское время вод морского бассейна на территорию впадины, благоприятствовало накоплению мощных слоев морских осадков трансгрессивного ряда. Роль осадков типа береговых такыров для сульфидного оруденения выражается в захоронении и консервации залегающих ниже в седиментационных циклах осадков подводной дельты. Эту функцию, кроме того, выполняют собственно морские осадки трансгрессивных рядов, не только в толще пород нижней подсвиты. В разрезе верхней подсвиты эту роль выполняют исключительно осадки береговых такыров, поскольку глинистые осадки лагун и заливов имеют здесь подчиненное значение.

Фациально-циклическое расчленение разреза скв. 825 (глубина забоя – 514,6 м) на северном борту впадины и детальное сопоставление этого разреза со скважинами



Фиг. 16. Литолого-фациальный разрез отложений горизонта N итаузской свиты визе-намюра. Итауз, скв. 1582

Условные обозначения см. на фиг. 9 и 10

центрального Джекказгана (см. фиг. 13) позволило считать, что стратиграфически эта скважина не вскрыла полной мощности отложений горизонта таскудук. Ее бурение было остановлено в средней части этого горизонта. Она вскрыла только отложения пяти верхних седиментационных циклов (см. фиг. 12). Результаты бурения этой скважины и ряда других на Сары-Обе обобщались сотрудниками Джекказганской геологоразведочной экспедиции. Ими построены соответствующие профильные разрезы, стратиграфическая разбивка которых, на первый взгляд, не вызывает сомнений и не обнаруживает случаев недобуривания скважин до подошвы горизонта таскудук. В полевой сезон 1963 г. с целью проверки наших первоначальных сомнений описывался разрез скв. 971 (фиг. 14), которая расположена на расстоянии 200 м к западу от скв. 825. Эта скважина также вскрывает полностью только отложения верхних седиментацион-

ных циклов горизонта таскудук (VII₁-IX₁). Частично вскрыт также слой осадков типа береговых такыров трансгрессивного ряда цикла VI₁.

Причина ошибки при бурении этих скважин, а возможно и многих других, скрывается в неправильных литологических представлениях о разрезе горизонта таскудук. А именно, за подошву горизонта сотрудники экспедиции ошибочно принимали первое появление в разрезе зелено-голубых глинистых прослоев с бурыми пятнами. Указанные прослои принадлежат к ритмам такырного типа трансгрессивного ряда фаций. Как показали результаты фациально-циклического изучения разрезов скв. 825 и 971, такыры трансгрессивного ряда фаций встречаются во всех верхних циклах горизонта таскудук. Причем пятнистая окраска глинистых прослоев обычно приурочена только к циклам средней части горизонта, когда имело место незначительное - ингрессивное проникновение вод морского бассейна на континент. Точно такая же окраска глинистых пород характерна для верхней части отложений визе-намюра, например, в скв. 1580 на месторождении Итауз (фация глинистых осадков материкового моря). В этой скважине описание разреза начато с глубины 18 м, закончено на глубине 531,2 м (опрокинутое крыло складки); углы падения слоев 60-70°. Выше слоя 1 в разрезе могут быть встречены такырные ритмы трансгрессивного ряда, мощностью до 10-18 м. Породы слоя 30 подстилаются светло-серыми морскими аргиллитами.

В соседней скв. 1582, расположенной на 200 м восточнее скв. 1580, описан интервал 73-96 м (разрез опрокинутый, угол падения слоев 60°). В этой скважине бурая пятнистая окраска глинистых прослоев характерна для береговых такыров трансгрессивного ряда, которые залегают стратиграфически выше слоя глинистых осадков материкового моря, вскрытых в скв. 1580. В слое 1 описано семь такырных ритмов трансгрессивного ряда. В разрезах указанных скважин (фиг. 15, 16) прослои глины с бурой пятнистой окраской действительно являются стратиграфически пограничными, так как такырные ритмы трансгрессивного ряда фаций в скв. 1582 венчают разрез отложений визе-намюра.

Таким образом, ошибочные данные о стратиграфическом значении глинистых прослоев с характерной бурой пятнистой окраской при недостаточно детальном литологическом представлении о разрезе привели геологов экспедиции к неправильной трактовке стратиграфической последовательности слоев в разрезе горизонта таскудук. Иначе говоря, установление нижней границы горизонта таскудук и разбивка горизонтов на слои для скважин, пробуренных на Сары-Обе, выполнены сотрудниками Джекказганской геологоразведочной экспедиции формально. Благодаря этому давались неправильные заклю-

чения о перспективах меденосности всего горизонта таскудук на этом месторождении. В действительности такое заключение отвечает только перспективам верхней половины этого горизонта.

Основываясь на новых данных о естественных парагенезах пород и фашиально-циклическом строении разреза, наиболее перспективными в отношении пластового сульфидного оруденения в северо-западной части впадины следует считать именно отложения первых четырех седиментационных циклов ($I_1 - IV_1$) горизонта таскудук. Сульфидное оруденение, как и на центральном рудном поле Джезказгана, следует ожидать здесь в песчаных осадках подводной дельты, поскольку во время накопления первых четырех седиментационных циклов горизонта дельта располагалась в этой части впадины.

С другой стороны, дельтовые осадки присутствуют и в верхней части разреза визе-намюра. В нижнетаскудукское время, за исключением цикла I_1 в разрезе скв. 99, дельтовые осадки не зафиксированы в южной части впадины; их первое появление на центральном рудном поле Джезказгана установлено только в цикле V_1 . На западном борту впадины в скв. 4522, 4585 (фиг. 17) и в разрезе скв. 99 подошвы регрессивных рядов фаший первых циклов горизонта таскудук представлены главным образом песчаными осадками кос и пересыпей (см. фиг. 13).

Другими словами, при накоплении осадков первых седиментационных циклов горизонта таскудук в северо-западной части впадины существовал вполне благоприятный для медного оруденения латеральный парагенез осадков дельты с песчаными осадками кос и пересыпей. Поэтому считаем целесообразным рекомендовать Джезказганской ГРЭ заложить профиль разведочных скважин от скв. 99 на северо-запад в сторону месторождений Итауз и Сары-Оба. Эти скважины должны полностью вскрыть разрез горизонта таскудук и не менее чем на 300 м разрез визе-намюра. Наибольшее сгущение скважин рекомендуется запроектировать на участке месторождений Сары-Оба и Итауз.

Кроме того, фашиально-циклический метод оказался незаменимым при расшифровке сложного тектонического строения меденосных отложений на западном борту Джезказганской впадины. При изучении этим методом разрезов скв. 4522 и 4585 было установлено сложное тектоническое строение верхней части отложений визе-намюра и горизонта таскудук, особенно в скв. 4585. Разобраться в стратиграфической последовательности слоев на этом участке без детального изучения фашиального состава пород и циклического строения толщи почти невозможно.

Одно из тектонических нарушений было установлено в разрезе скв. 4585 (глубина 239,4–245,5 м). Выглядит оно весьма отчетливо. Положение нарушения подчеркивается тектонической брекчией (таблица XXI), многочисленными жилами кальцита, зеркалами скольжения и хлоритизированными зальбандами. Столь многочисленные разрывные дислокации и их отношение к плоскостям наслоения пород свидетельствуют о принадлежности нарушений к типу внутрипластового скалывания. Значительно труднее было установить нижнее разрывное тектоническое смещение, поскольку оно выражено неотчетливо. В этой части разреза нет никаких признаков смещения пород, зеркал скольжения, хлоритизации призальбандовых участков или выполнений полостей жильным кальцитом. По облику это нарушение представляет собой несогласное прилегание пород различного гранулометрического состава и, естественно, различной фашиальной принадлежности (глубина 398 м). Поэтому оно было установлено только после детальной фашиально-циклической стратификации разреза скв. 4585, т.е. выяснения апарогенетичности соседних пород на этой глубине и вторичной проверки стратиграфической последовательности слоев по керну скважины (фиг. 18). Для наглядности на литологическом разрезе скважины слои показаны с их естественными углами наклона.

В итоге фашиально-циклического расчленения и сопоставления разрезов этих скважин составлена общая схема формирования структуры западного борта Джезказганской впадины. Начальным этапом явилось образование в породах разрывных тектонических дислокаций типа внутрипластового скалывания, т.е. произошла разбивка толщи на блоки. В дальнейшем благодаря усилившимся тангенциальным напряжениям и стрессу произошло смещение главным образом второго и третьего блоков. Причем третий блок оказался подвернутым, вследствие чего слагающие его слои были поставлены на голову. Оба разрывных смещения падают в юго-восточном направлении под углами 45–60°. Поэтому в разрезе скв. 4522, расположенной приблизительно на расстоянии 1,5 км южнее скв. 4585, устанавливается только верхнее тектоническое нарушение.

Таким образом, при детальном изучении тектонического строения западного борта впадины подтверждается общая тенденция смещения масс с запада на восток. Что касается отсутствия характерных признаков смещения пород вдоль "нижнего" тектонического нарушения, то последнее, очевидно, связано со спецификой поворачивания "нижнего" (третьего) блока и последующего общего воздымания структуры, благодаря чему произошло несогласное прилегание пород без скольжения.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕДЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕ-НАМЮРА

Фашиально-циклическое строение верхней части отложений визе-намюра изучено по разрезу скв. 1580 на месторождении Итауз. Общая мощность разреза 260 м (см. фиг. 15). Разрез визе-намюра представлен главным образом породами морской группы, для которых также характерно циклическое строение. По комплексу первичных генетических признаков породы визе-намюра, отнесенные к какой-либо фашии, не отличаются от соответствующих пород джезказганской свиты. Различие пород заключается в их цвете, а также в присутствии в породах визе-намюра морской фауны. Причем для песчаных и глинистых пород характерны только серые, темно-серые и черные цвета. Кровля отложений отбивается в разрезах отчетливо по наличию слоя морских глин большой мощности или нескольких прослоев. Значительная трансгрессия моря в конце визе-намюрского времени на прибрежных участках выражена характерными ритмами типа береговых такыров (см. фиг. 16). Последнее дает право считать, что климат в конце визе-намюрского времени был семиаридным или даже аридным.

Регрессивные и трансгрессивные ряды фаший как основа циклической стратификации разреза выделяются в толще визе-намюра достаточно отчетливо. Всего в описанном разрезе выделено десять циклов. Общая схема циклической стратификации отложений визе-намюра еще далеко не изучена, поэтому стратиграфическая последовательность циклов в разрезе приводится сверху вниз. В дальнейшем она должна быть, конечно, изменена. Пока принята условная номенклатура циклов, при которой самый верхний цикл имеет буквенное обозначение п. Нижеследующие циклы имеют соответственно обозначение: п-1, п-2 и т.д. до п-9.

Пять верхних циклов (п-4, п-3, п-2, п-1, п) слагают верхний мезоцикл (горизонт N). Регрессивные ряды циклов представлены главным образом песчаными осадками морских пляжей. В породах встречено вкрапленное халькопиритовое оруденение и мелкие обугленные остатки калямитов. В двух верхних циклах горизонта (п-1 и п) регрессивные ряды фаший слагаются песчаными осадками подводной части дельты. Эти циклы по фашиальному составу регрессивных рядов являются переходными к отложениям джезказганской свиты. В самом верхнем цикле п в породах подводной части дельты встречено медное оруденение с характерной последовательностью сульфидных минералов в вертикальном разрезе: борнит - халькопирит. В этих же породах присутствует много мелкой обугленной органики. По типу последовательности сульфидных минералов в разрезе и приуроченности оруденения к осадкам дельтовых выносов можно полагать, что рудная залежь цикла п отложений визе-намюра по морфологическим особенностям аналогична залежам нижних горизонтов центрального рудного поля Джезгана. С другой стороны, установление медного оруденения на месторождении Итауз в песчаных осадках подводной части дельты (визе-намюр) является дополнительным доказательством наличия медного оруденения в первых четырех седиментационных циклах горизонта таскудук на участке Итауз - Сары-Оба.

В разрезе подстилающего горизонта М также выделено пять седиментационных циклов (п-9, п-8, п-7, п-6, п-5). Весь разрез горизонта как в регрессивных рядах, так и в трансгрессивных представлен породами морской группы. В регрессивных рядах трех нижних циклов (п-9, п-8 и п-7) присутствуют песчаные осадки зоны морских течений. Причем породы литогенетического типа МП-4 не встречены в разрезе рудноносной джезказганской свиты. На месторождении итауз в породах этого типа установлено халькопиритовое вкрапленное оруденение (скв.1517, глубина 265,7-267,2 м). Регрессивные ряды двух верхних циклов горизонта М слагаются песчаными осадками морских пляжей. Трансгрессивные ряды всех седиментационных циклов горизонта представлены только терригенными и карбонатными фашиями морской группы.

На основании классификации седиментационных циклов Джекказгана (Дружинин, 1965а) все циклы отложений визе-намюра относятся к группе трансгрессивных. Однако можно утверждать, что породы изученного разреза визе-намюра формировались также в период общей регрессии морского бассейна при специфическом характере прибрежной полосы, которая отличалась от ландшафта джекказганского времени. Такое заключение основано на анализе фаций регрессивных рядов циклов и тенденции их изменения в разрезе, что, в частности, обусловило выделение в нем двух мезоциклов М и N. А именно, в трех нижних циклах горизонта М в регрессивных рядах фаций преобладают песчаные осадки зоны морских течений; в двух верхних циклах они сменяются песчаными осадками морских пляжей. Такая смена фаций, несомненно, вызвана устойчивой регрессией моря. Для цикла n-4 (горизонт N) характерна повышенная мощность осадков регрессивного ряда. В подошве и в средней части ряда преобладают конгломераты с гальками подстилающих аргиллитов, что определяет начало очередного крупного этапа регрессии моря. Подтверждением сказанного является последующая смена в регрессивных рядах фаций горизонта N песчаных осадков морских пляжей на песчаные осадки подводной части дельты.

Анализ всего изученного разреза отложений визе-намюра позволяет утверждать, что циклы такого фациального состава со столь хорошо развитыми регрессивными и трансгрессивными рядами формировались в прибрежной части. Но поскольку в строении верхней части разреза участвуют осадки дельты, то наиболее вероятно, что породы визе-намюра отлагались в небольшом заливе или бухте. Только в относительно изолированной от моря обстановке можно себе представить наличие вкрапленного сульфидного оруденения в морских фациях, песчаных осадках морских пляжей и песчаных осадках зоны морских течений. При такой палеогеографии приморской полосы понятно, почему в трансгрессивные фазы колебательных движений для вод морского бассейна не существовало препятствий для проникновения на континент. Поэтому все седиментационные циклы изученного разреза имеют хорошо развитые трансгрессивные ряды фаций.

Вопрос об обстановке седиментационного накопления в осадках рудного вещества является одним из главных вопросов осадочного рудообразования. В итоге он касается закономерностей распределения рудных залежей в терригенных породах Джекказгана. Интересно отметить, что В.М.Попов (1955а, 1956) одним из первых обратил внимание исследователей на ряд специфических особенностей формирования рудной толщи Джекказгана и показал положение месторождения в общем палеогеографическом плане с другими медными месторождениями Джекказган-Сарысуйской и Тенизской впадин. Так, собственно Джекказганская впадина рассматривалась им как залив, очертания которого близки в известной мере современному эрозионному срезу пород джекказганской свиты. Западнее этой впадины располагался другой залив - Кумолинский. Очертания Джекказганского залива контролировались простираемостью Жанайской и Кенгирской антиклинальных структур, которые, сближаясь на площади центрального рудного поля Джекказгана, образовали здесь узкий пролив шириной 6-8 км. Последний соединял Джекказганскую впадину с обширным материковым бассейном, располагавшимся к югу. Северная часть залива разделялась, в свою очередь, на две ветви, которые отвечали руслам двух рек, впадавших в залив. Этот залив служил для них общей дельтой. Таким образом, В.М.Попов, исходя из общегеологических представлений, впервые правильно подошел к вопросу о том, что в формировании медного оруденения Джекказгана важную роль играли дельтовые фации при специфических особенностях палеогеографии прибрежной полосы.

Детальный фациально-циклический анализ меденосных отложений Джекказгана позволяет считать, что именно такой залив существовал в визе-намюрское время на территории Джекказганской впадины. Иными словами, обстановка меденосного накопления визе-намюра отличалась от обстановки меденосного накопления джекказганского времени. Последнее нашло отражение в парагенезе медного оруденения с морскими фациями - для отложений визе-намюра, с дельтовой фацией - для отложений джекказганской свиты.

Суммируя, можно считать, что отложения визе-намюра, вскрытые бурением в северо-западной части Джекказганской впадины, в принципе не отличаются по первичным генетическим признакам от соответствующих отложений джекказганской свиты. Они представлены в основном серыми, темно-серыми и черными песчаными и глинистыми осадками морской группы. Для них также характерен фациальный контроль в распределении основного (пластового) медного оруденения и циклическое строение разреза.

Указанные признаки отличают эти породы от синхронных им безрудных пород белеутинской свиты (Резолюция..., 1958) и от пород группы верхних горизонтов визе-намюра стратиграфической схемы Джезказганского района (Зайшев и др., 1961). По этой схеме верхняя часть разреза визе-намюра выделяется как верхнебелеутинские слои. Именно для этой части отложений Ю.А.Зайшевым и др. (1961, стр.61) непонятно почему подчеркивается отсутствие четкой ритмичности в строении разреза. Поэтому, учитывая преимущественно морской фациальный состав, циклическое строение разреза, но главным образом его меденосность в северо-западной части впадины, считаем целесообразным выделить карбонатно-терригенные отложения визе-намюра в самостоятельную стратиграфическую единицу ранга свиты (итаузскую).

Верхняя граница отложений визе-намюра, т.е. подошва джезказганской свиты, выделяется уверенно по данным циклической стратификации. Проведение нижней границы новой свиты может быть намечено ориентировочно в порядке геологического прогнозирования. Подробнее этот вопрос рассматривается в главе IV при анализе колебательных движений земной коры на территории впадины в каменноугольное время.

Установленные выше специфические особенности обстановки накопления меденосных осадков регрессивного ряда в визе-намюрское время позволяют выделить ее как обстановку типа "Итауз". Название обстановки дано по месторождению, на котором изучались эти отложения.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИДЕЛИСАЙСКОЙ СВИТЫ

В разрезе жиделисайской свиты встречены только лагунно-дельтовые и континентальные отложения. Первые представлены песчаными осадками кос и пересыпей. Континентальные отложения распространены в разрезе значительно шире. Они представлены преимущественно песчано-алевритовыми осадками заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ, неотсортированными осадками силевых выносов - СВ и осадками горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья - ГВ. Разрез жиделисайской свиты, также как подстилающие его рудоносные отложения, имеет циклическое строение. Наиболее полно фациальный состав пород и циклическое строение нижней части свиты мощностью 374 м изучено по разрезу скв. 99 (фиг.19).

Разрез не отличается сложностью строения. Однако, чтобы разобраться в нем, необходимо научиться выделять так называемые нейтральные циклы. Они представлены только осадками типа береговых такыров (Дружинин, 1963а). Подробно этот вопрос рассмотрен при описании фаций меденосного разреза (глава II). Кроме того, нейтральные циклы такырного состава, сменяя друг друга в разрезе, образуют почти целые горизонты. Следует заметить, что в отличие от подстилающих отложений визе-намюра и джезказганской свиты, где встречены соответственно только трансгрессивные или же трансгрессивные, регрессивные и нейтральные циклы, в отложениях жиделисайской свиты преобладают нейтральные циклы. Последнее не является чем-то неожиданным, а наоборот, отражает единую тенденцию в строении всего разреза и подчеркивает непрерывность накопления осадков. Более того, эти данные указывают, что в верхнежиделисайское время начинает проявляться некоторая стабилизация тектонических движений при устойчивой регрессии материкового моря.

Характерно, что в изученной части разреза жиделисайской свиты выделено 19 седиментационных циклов. Они определили четыре горизонта со следующим числом циклов в них: № 1 - семь, № 2 - три, № 3 - четыре и № 4 - пять. Выше в разрезе свиты циклы прослеживаются неуверенно. Последнее вызвано преобладанием здесь неотсортированных осадков силевых выносов. Указанные 18 циклов (четыре нижних горизонта) составляют нижнюю подсвиту (нижний макроцикл). Кровля макроцикла отбивается достаточно отчетливо благодаря наличию слоя мергелей мощностью до 1 м. Интересно подчеркнуть, что в разрезе нижней рудоносной подсвиты Джезказгана установлено также 19 седиментационных циклов (см. фиг. 13), что, несомненно, является свидетельством периодичности колебательных движений земной коры более крупного масштаба.

Таким образом, в Джезказганской впадине в нижнежиделисайское время существовала обстановка типа приморской равнины, в которой преобладающее значение имели

осадки береговых такыров. Поступление обломочного материала с континента осуществлялось временными пролювиальными потоками. Часть этих потоков имела, очевидно, плашовый характер. Такая обстановка накопления осадков в аридной климатической зоне выделяется как тип "Жиделисай". Среди современных аналогов наиболее близко ей соответствуют береговые такыры приморской равнины в юго-западной Туркмении.

ВЫВОДЫ

Суммируя полученные результаты, можно считать, что фашиально-циклическое исследование меденосных отложений Джебказгана позволило не только разобраться в сложном фашиальном составе пород, но и расчленить практически немые отложения, т.е. выделить в меденосном и красноцветном разрезах Джебказгана стратиграфические элементы - циклы различных порядков. Иными словами, на основе этих исследований разработана детальная циклическая стратификация карбоновых отложений впадины и показана реальная возможность ее практического использования. Более того, найдена связь между процессами осадочного породообразования и формированием полиметаллических - рудных концентраций, значительно более высоких чем кларковые значения.

Полученные данные не являются чем-то неожиданным, в известной мере они предсказаны Ю.А.Жемчужниковым (1947) еще при разработке фашиально-циклического метода изучения угленосных отложений. В частности, Ю.А.Жемчужников считал, что теория циклического осадконакопления это не только эффективный способ восприятия и охвата многообразных фактов в единой общей концепции, но и новый метод познания угленосных толщ, открывающий широкие перспективы.

Таким образом, проведенное в Джебказгане фашиально-циклическое исследование меденосных отложений имеет не только теоретическое значение. Новые данные, без сомнения, позволят геологам-производственникам успешней разбираться во многих сложных вопросах строения рудной толщи карбона, а также изучить особенности локализации в породах тяжелых металлов, редких и рассеянных элементов.

Кроме того, полученные данные по своей конечной полноте и практической ценности, несомненно, привлекут к себе внимание других исследователей, что позволит им детальной познать закономерности размещения в осадочных толщах различных видов полезных ископаемых. В этой связи интересно подчеркнуть, что различные аспекты фашиально-циклического исследования, например, анализ генетических типов циклов рудоносной джебказганской свиты (Дружинин, 1965а) позволил установить трансгрессивные, регрессивные и нейтральные циклы. Причем пластовое сульфидное оруденение в осадках подводной дельты (регрессивный ряд фаций) оказалось встреченным во всех трех типах циклов. Иначе говоря, образование пластовых сульфидных залежей Джебказгана контролировалось тектоническими движениями низшего порядка - колебательными движениями земной коры, поскольку различная группировка элементарных седиментационных циклов в циклы высших порядков определяет более крупное тектоническое движение, например, воздымание (опускание) территории или ее относительную тектоническую стабилизацию. Поэтому зональное распределение в залежах медно-железных сульфидов следует связывать не с процессами региональной регрессии или трансгрессии моря, как это сделано В.С.Домаревым (1958) и Н.М.Страховым (1962), а только с регрессивными этапами колебательных движений земной коры, учитывая при этом специфические особенности палеогеографии прибрежной равнины и ряд других благоприятных факторов (роль последних подробно рассматривается в IV, V и VI главах.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ

Установление фациальной принадлежности пород меденосной толщи Джезказгана и циклического строения разреза выдвинуло очередную задачу – изучить существующие взаимоотношения между осадками различного типа и установить, являются ли они случайными или наблюдаются какие-либо закономерности. Фактическим материалом для такого анализа послужили многочисленные фациально-циклические разрезы рудоносной джезказганской свиты на центральном Джезказгане и в других частях впадины (центральная часть, западный и восточный борта впадины, а также ряд разрезов на месторождениях северного борта – Сары-Оба и Итауз). Выбор для анализа фациальных парагенезов именно этой части разреза карбонových отложений впадины не является случайным. С одной стороны, отложения рудоносной джезказганской свиты в наибольшей мере охарактеризованы фактическим материалом; с другой стороны, эта часть разреза считается наиболее сложно построенной, поскольку она является переходной от типично морской седиментации виле-намора, к континентальному осадконакоплению жиделисайского времени.

Вертикальные замещения фаций изучались исключительно по разрезам, горизонтальные – главным образом по меридиональному литогенетическому профилю. Поэтому можно полагать, что установленные закономерности фациальных взаимоотношений пород джезказганской свиты сохраняют свою принципиальность во всех других разрезах свиты на территории одноименной впадины.

При изучении фациальных взаимоотношений пород уже был установлен ряд общих закономерностей смены фаций в разрезах и их латеральных замещений на площади (Дружинин, 1963б; шутов, Дружинин, 1963а,б, 1968). Однако эти представления были бы неполными без рассмотрения в деталях всех других сочетаний фаций в регрессивных и трансгрессивных рядах циклов. Выяснение этих особенностей позволило выделить из всех 18 фаций меденосных отложений Джезказгана только несколько, которым свойственно особое отношение друг к другу. А именно, для них характерна более тесная, так называемая двусторонняя (взаимная) связь фаций в рядах, тогда как для всех прочих фаций устанавливается типичная односторонняя или прямая связь (фиг. 20).

На схеме фациальных рядов джезказганской свиты фации и субфации имеют краткие условные обозначения¹. Они расположены по обе стороны относительно вертикальной линии, которая условно определяет накопление континентальных осадков и соответствует моменту смены фаз колебательного движения. На наибольшем удалении в обе стороны от этой условной береговой полосы расположены фации морской группы. Промежуточное положение между морскими и континентальными занимают осадки лагунно-дельтовой группы. Фации левой части схемы при циклической седиментации определяют регрессивную фазу колебательного движения, фации правой части – трансгрессивную фазу этого движения. При движении слева направо происходит последовательное замещение фаций в рядах на более близко расположенные к береговой линии и в итоге даже континентальные. Обратный характер замещений раскрывает правая часть схемы. Типичные односторонние фациальные замещения показаны стрелками, общее направление которых выдерживается слева направо. Однако ряд фаций на схеме имеет многократное повторение в рядах. Последнее необходимо, чтобы избежать пересечения корреляционных линий, но главным образом для оттенения индивидуальных особенностей сочетания фа-

¹Развернутые названия приведены в подписях к фиг. 20.

ций. Так, например, осадки типа береговых такыров (субфация ПЗ) встречены во многих регрессивных рядах, но только в сочетании с песчаными осадками подводной части дельты они образуют более тесную двустороннюю связь. Скобками в индексах отмечена субфация ПВ, которая сама не способна образовать регрессивного ряда фаций, но может завершать или начинать его.

Каждая из фаций (субфаций) регрессивного и трансгрессивного рядов представляет собой как бы определенное звено в период регрессии или трансгрессии моря. При этом наиболее резкое – скачкообразное изменение облика фаций (субфаций) происходит на границах фашиальных рядов.

Явление двусторонней связи между фациями рассматривается как особый тип парагенеза, при котором возможны прямые и обратные переходы. Последнее обусловлено исключительно особенностями ландшафта приморской равнины и характером тектонических колебательных движений прошлого на этой территории. Фашиальные переходы такого типа отчетливо наблюдались в вертикальных разрезах нескольких седиментационных циклов, а также латерально, где им свойственно явление “зубчатости слоя”, по Н.А.Головкинскому (1869).

Для осадков регрессивного ряда латеральные переходы между фациями в той последовательности, как они представлены на схеме, могут иметь место только при движении в направлении береговой полосы, для осадков трансгрессивного ряда – при движении в обратную сторону.

Таким образом, представленное схематическое размещение фаций (субфаций) относительно вертикальной линии является условным и отражает последовательность фаций в рядах, характер латеральных переходов, тип фашиальной связи и в известной мере степень удаленности их от берега. Следует подчеркнуть, что схема ни в какой мере не отражает особенностей палеогеографического размещения фаций. Иными словами, представленная схема позволяет проследить в пространстве и во времени последовательность фаций и тип связи между ними.

Фации с характерной двусторонней связью встречены во всех трех группах отложений: морской, лагунно-дельтовой и континентальной. Среди осадков морской группы к ним принадлежат все фации и субфации регрессивного и трансгрессивного рядов за исключением фации песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега (МПИ). Эта особенность указывает, что фации морской группы более тесно и непосредственно связаны друг с другом взаимными переходами. Однако двусторонняя связь между ними является далеко не беспорядочной. Примером могут служить песчаные осадки зоны морских течений – МП (см. фиг. 20), которые связаны с песчаными осадками морских пляжей – МПП только прямой – односторонней связью, тогда как через субфацию чередования песчано-алевроитовых осадков зоны волнений прибрежной части моря – МВ они связаны уже двусторонне.

В группе лагунно-дельтовых осадков выделяются четыре фации (субфации) с двусторонним типом связи. Все они принадлежат к осадкам регрессивного ряда. К ним относятся: песчаные осадки подводной части дельты – ПР, песчаные осадки кос и пересыпей – ПП, песчано-алевроитовые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря – ПВ и песчано-алевроитовые осадки лагун – ПЛ.

Среди континентальных образований выделены две фации (субфации) также регрессивного ряда: песчано-алевроитовые осадки заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры – ПЗ и осадки горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья – ГВ.

Интересно подчеркнуть, что именно эти несколько фаций (субфаций) регрессивного ряда образовали как бы два “фашиальных центра”. Первый центр образован только морскими фациями: песчаными осадками морских пляжей, песчаными осадками зоны морских течений и субфацией чередования песчано-алевроитовых осадков зоны волнений прибрежной части моря (МПП, МП и МВ). Второй центр образован главным образом фациями лагунно-дельтовой группы: песчаными осадками подводной части дельты, песчаными осадками кос и пересыпей, песчано-алевроитовыми осадками лагун, субфацией песчано-алевроитовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря и субфацией песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры (ПР, ПП, ПЛ, ПВ и ПЗ). Двусторонняя связь фаций ПВ и ГВ, в отличие от перечисленных фаций, в основном обусловлена климатическими особенностями региона.

Фации и субфации регрессивного ряда

Континентальные: РП – фация глинисто-алевритовых осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием; ПЗ – субфация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры; СВ – фация неотсортированных осадков силевых выносов; ГВ – фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья; АР – фация песчаных осадков русла.

Лагунно-дельтовые: ПР – фация песчаных осадков подводной части дельты; ПП – фация песчаных осадков кос и пересыпей; ПВ – субфация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря; ПЛ – фация песчано-алевритовых осадков лагун; АО – субфация алеврито-песчаных осадков приморских озер.

Морские: МПП – фация песчаных осадков морских пляжей; МВ – субфация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; МП – фация песчаных осадков зоны морских течений; МПИ – фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега.

Фации и субфации трансгрессивного ряда

Континентальные: ПЗт – субфация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры.

Лагунно-дельтовые: ПВт – субфация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря; АОт – субфация алеврито-песчаных осадков приморских озер; ПГт – фация глинистых осадков лагун и заливов.

Морские: МВт – субфация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; МАКт – фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря; МИКт – фация карбонатных осадков материкового моря; МГт – фация глинистых осадков материкового моря.

В скобки на схеме поставлены те фации и субфации, присутствие которых в рядах не является обязательным

алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря, фацией алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря, фацией глинистых осадков материкового моря и фацией карбонатных осадков материкового моря (МВт, МАКт, МГт и МИКт). Оба трансгрессивных центра являются завершающими звеньями циклической седиментации. Различие между ними усматривается в том, что в одном случае трансгрессивные осадки венчают непосредственно морские регрессивные ряды первого фациального центра, в другом – исключительно лагунно-дельтовые ряды, сформированные из второго фациального центра. Некоторое отклонение стрелок прямой (односторонней) связи фаций от общей тенденции обусловлено палеогеографическими особенностями размещения фаций в завершающий (трансгрессивный) этап циклической седиментации.

Изучения фациальных взаимоотношений пород разреза джезказганской свиты позволяет считать, что у всех фаций разреза обнаруживается отчетливая тенденция группироваться в два парагенетических ряда: регрессивный и трансгрессивный. Началом регрессивных рядов фаций обычно являются несколько вполне определенных фаций (субфаций), образующих два фациальных центра: первый – морской и второй – лагунно-дельтовый. Для фаций этих центров характерна так называемая двусторонняя связь. Между фациальными центрами, как и между всеми прочими фациями (субфациями), устанавливается прямой (односторонний) тип связи; только для фаций морских трансгрессивных центров характерен двусторонний тип связи.

В разрезе свиты наблюдается определенная специфика роли фациальных центров. А именно, фации первого центра при развитии способны образовывать морские циклы с регрессивными и трансгрессивными рядами. В сочетании с фациями второго центра могут образоваться циклы более широкого фациального состава также с регрессивными и трансгрессивными рядами. Последний тип циклов является переходым. Из второго центра образуются циклы с регрессивными и морскими – трансгрессивными рядами. Такой фациальный состав имеют циклы нижнеджезказганской подсвиты.

Фациальный облик циклов верхней подсвиты значительно проще. Он определяется развитием из второго центра. Причем морские осадки в трансгрессивных рядах этих

циклов отсутствуют. Отмеченная эволюция фациального облика седиментационных циклов в разрезе свиты послужила основой установления ряда закономерностей циклического строения пестроцветных меденосных отложений Джекказгана (Дружинин, 1964).

Выяснение парагенезов фаций и установление их последовательности в регрессивных и трансгрессивных рядах циклов выполнено главным образом для центрального рудного поля Джекказгана. Но полученные данные, без сомнения, характерны и для других разрезов Джекказганской впадины. Единственное изменение заключается в том, что в центральной части впадины и на ее бортах не наблюдается столь четкого разграничения роли первого и второго фациальных центров при определении фациального состава седиментационных циклов нижней и верхней подсвит. Наоборот, в разрезе свиты возрастает роль фаций второго центра при общем уменьшении роли фаций первого центра и вообще осадков морской группы. Последнее объясняется тем, что указанные разрезы в значительной мере являются прибрежными.

Установление парагенезов фаций, различных типов связей между ними, а также индивидуальных путей формирования фациальных рядов седиментационных циклов в зависимости от их стратиграфического положения в разрезе, безусловно, значительно облегчит работу геолога при изучении фациально-циклического строения меденосных и красноцветных отложений Джекказганской впадины. С другой стороны, выделение двух фациальных центров, которые определили индивидуальные пути образования естественных парагенезов пород и даже фациальных рядов, позволяет рассмотреть этот вопрос с позиций формационного анализа меденосных и красноцветных отложений Джекказгана.

Анализ фактического материала в изученном разрезе карбона Джекказганской впадины показал, что подстилающие и перекрывающие джекказганскую свиту отложения представлены теми же фациями. Различие усматривается только в количественном отношении в разрезах осадков отдельных фациальных групп. Так, в изученном разрезе визе-намюра преобладают морские осадки, в джекказганской свите, наряду с морскими и континентальными отложениями, значительное место занимают лагунно-дельтовые осадки, а в красноцветной толще жиделисайской свиты преобладают исключительно континентальные породы. Подчеркнем, что для всего разреза характерно циклическое строение, причем анализ фациального состава циклов подтверждает отмеченную выше роль фациальных центров в формировании элементов циклического типа в зависимости от их стратиграфического положения в разрезе. А именно, седиментационные циклы отложений визе-намюра формировались из первого фациального центра, джекказганской свиты — из первого и второго фациальных центров, а жиделисайской свиты — из второго центра, но с резко ограниченным набором фациальных типов. Указанное закономерное изменение роли фациальных центров при формировании естественных парагенезов пород Джекказганской впадины в каменноугольное время отражает направленность осадкообразования, т.е. закономерное размещение осадков в пространстве и во времени.

Таким образом, по характеру парагенезов пород в Джекказгане уверенно могут быть выделены три формации: аридная сероцветная меденосная формация, аридная пестроцветная меденосная формация и аридная красноцветная формация. Представляется, что выделение этих формаций в Джекказганской впадине проведено в соответствии с теми требованиями, которые сформулированы Н.С.Шатским (1960) для формационного расчленения осадочных и вулканогенных толщ. А именно, в его формулировке осадочными формациями называются "естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности" (Шатский, 1960, стр. 3).

Обращает на себя внимание, что в меденосных и красноцветных отложениях Джекказгана парагенетическая связь друг с другом отдельных членов и целых фациальных рядов (регрессивных и трансгрессивных) как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности раскрывается только благодаря проведению соответствующего анализа фациального состава пород. Некоторая сложность представленной схемы фациальных рядов и ее кажущаяся запутанность, на первый взгляд, объясняется значительным разнообразием фациальных типов пород в приморской равнине Джекказгана, а также непрерывностью накопления осадков во всем изученном разрезе.

Детализируя понятие формации, Н.С.Шатский считал, что члены осадочных формаций образуют парагенезы особого рода. Это не только наборы пород, пачек, толщ, это не только совместное нахождение их; осадочные ассоциации вообще и осадочные формации

особенно характеризуются упорядоченным совместным нахождением своих членов. Эта упорядоченность в формациях хорошо выражена в двух направлениях: вертикальном, скорее стратиграфическом, и латеральном, которое можно было бы назвать также фашиальным.

"Вертикальная упорядоченность, во-первых, выражается в последовательном, стратиграфическом расположении различных типов рядов и сочетаний формационных членов, в определенной смене пород другими и является следствием направленности осадкообразования в отдельных бассейнах и геосинклиналях, а также в направленности развития земной коры; во-вторых, она выражается в том, что общая последовательность напластования, общий порядок смены одних фашиальных рядов и сочетаний другими нарушается чередованием или переслаиванием одинаковых или сходных ассоциаций членов в виде ритмов, толщ, свит и т.д." (Шатский, 1960, стр. 14).

Иначе говоря, Н.С.Шатским намечена генетическая связь явлений, т.е. вертикальной и латеральной упорядоченности фаший как формационных членов, которая выступает с одной стороны, как следствие направленности осадкообразования, с другой, как результат определенной тенденции в развитии земной коры. Действительно, осадочный процесс, например в Джезказганской впадине, может быть охарактеризован в деталях данными о фашиальной природе пород, вещественном составе меденосных и красноцветных отложений, циклическом строении, латеральных (в направлении берега или от него) и стратиграфических парагенезах пород. Развитие земной коры в первом приближении характеризуется анализом закономерностей циклического строения толщи (колебательных движений земной коры), установлением последовательных более крупных тектонических этапов развития региона и т.п. Эти данные рассматриваются в следующем разделе главы.

Следует подчеркнуть, что построение схемы фашиальных рядов Джезказгана позволило сравнительно легко различить в выделенных формациях "свои" - патрические и "чужие" - аллофильные члены (по терминологии Н.С.Шатского, 1960). Выделение их необходимо в связи с выяснением стратиграфических и латеральных границ формаций, особенно в сложном случае, когда осадконакопление мощной немой терригенной толщи происходило непрерывно. Например, для джезказганской свиты седиментационные циклы, сформированные из второго фашиального центра, являются патрическими. При образовании циклов из первого фашиального центра с включением фаший второго центра патрическим будет только ряд (стратиграфический и латеральный), сформированный из второго центра. Предшествующий ему фашиальный ряд, образованный из первого центра, может считаться аллофильным. Представляется, что такой анализ разрезов с выделением патрических и аллофильных рядов особенно необходим для установления латеральных границ формаций. По-видимому, они определяются как "зубчатость слоя", по Н.А. Головкинскому (1869).

По пространственному размещению фашиальных рядов (стратиграфических и латеральных) в выделенных формациях можно считать, что обе меденосные формации Джезказгана также, как и красноцветная, являются асимметричными (по Н.С.Шатскому, 1960). Последнее весьма наглядно характеризует эти формации, так как действительное распределение фашиальных членов в них имеет резко односторонний характер. Н.С.Шатский (1960) считал, что разделение формаций на симметричные и асимметричные представляет в самой общей форме геометрическое выражение геологического деления формаций на автохтонные и аллохтонные. По этому признаку все три выделенные каменноугольные формации Джезказгана можно рассматривать как автохтонные, поскольку они сформированы исключительно за счет обломочного материала, который поступал с близлежащих хребтов сложно построенной геосинклинальной зоны. Геотектонически выделенные формации рассматриваются как орогенные (по Н.П. Жераскову, 1963).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРБОНОВОЕ ВРЕМЯ

Фашиально-циклическое исследование меденосных и красноцветных отложений Джезказгана определило не только фашиальную природу пород, циклическое строение разреза и др., но позволило показать на многих примерах роль колебательных движений земной коры как несомненной причины формирования столь сложно построенных отло-

жений с отчетливой циклической стратификацией. Интересно отметить, что при изучении распределения циклов по мезоциклам (горизонтам) всего описанного разреза была выявлена некоторая периодичность их изменения. А именно, в разрезе визе-намюра установлено два горизонта – М и N. Количество седиментационных циклов в каждом горизонте равно пяти.

В разрезе джезказганской свиты выделено девять горизонтов, из которых три первых объединены в нижнюю подсвиту, остальные шесть – в верхнюю. Количество циклов в горизонтах свиты следующее (снизу вверх): нижняя подсвита – № 1 – девять, № 2 – четыре, № 2а – шесть; верхняя подсвита № 3 – три, № 3а – четыре, № 4 – пять, № 5 – четыре, № 6 – три, № 7 – три. В толще красноцветных отложений жиделисайской свиты выделено четыре горизонта со следующим количеством седиментационных циклов: № 1 – семь, № 2 – три, № 3 – четыре, № 4 – пять. Указанные горизонты объединены в нижнюю подсвиту. Очевидно, благодаря общему затуханию колебательных движений земной коры на этой территории в верхнежиделисайское время, выделить в разрезе элементарные циклы и горизонты затруднительно. Последнее подтверждается, кроме того, литологическими особенностями разреза, который представлен исключительно континентальными – пролювиальными осадками. При этом характерно, что изменение количества седиментационных циклов в горизонтах нижнеджезказганской подсвиты (нижнем макроцикле) образовало тригонометрический ряд: $S_1 = 9 + 4 + 6 = 19$; для верхнеджезказганской подсвиты (верхнего макроцикла) характерен другой ряд: $S_2 = 3 + 4 + 5 + 4 + 3 + 3 = 22$. Всего в разрезе джезказганской свиты (мегацикле) выделен 41 элементарный седиментационный цикл. Для разреза нижнежиделисайской подсвиты также характерен тригонометрический ряд $S_1^1 = 7 + 3 + 4 + 5 = 19$. При этом по сумме членов тригонометрические ряды нижнеджезказганской и нижнежиделисайской подсвит равны ($S_1 = S_1^1 = 19$).

Иными словами, установленная ранее в разрезе пестроцветных меденосных отложений Джезказгана периодичность изменения количества седиментационных циклов в горизонтах (Дружинин, 1964) выступает как некоторая закономерность. Эта же закономерность повторилась при анализе количества седиментационных циклов в горизонтах верхнеджезказганской подсвиты и в циклически построенных отложениях визе-намюра. Действительно, в двух верхних горизонтах визе-намюра (М, N) установлено одинаковое количество седиментационных циклов.

Аналогичная картина наблюдается в кровле верхнеджезказганской подсвиты, где в горизонтах № 6 и 7 установлено по три седиментационных цикла. Для восстановления числовых значений членов тригонометрического ряда отложений визе-намюра использованы максимальные и минимальные отклонения в тригонометрическом ряду верхнеджезказганской подсвиты ($S_2 = 3 + 4 + 5 + 4 + 3 + 3 = 22$). При этом получен следующий, также абсолютно сходящийся тригонометрический ряд $S_2^1 = 5 + 7 + 5 + 5 = 22$. Сумма членов в обоих рядах одинакова и равна 22.

Такие тождества, очевидно, следует рассматривать как общую закономерность циклического строения всего разреза визе-намюра, джезказганской и жиделисайской свит и вместе с тем как прогноз циклического строения фаунистически охарактеризованных отложений визе-намюра. Поэтому указанные четыре верхних горизонта визе-намюра могут быть объединены в верхнюю подсвиту и обозначены (снизу вверх): К, L, М, N. Для нижней подсвиты установлен только один горизонт J с количеством седиментационных циклов не более восьми. Отложения этого горизонта залегают непосредственно на карбонатных породах турне.

Таким образом, выявлена закономерность циклического строения меденосных и красноцветных отложений Джезказгана по мезоциклам (горизонтам) разреза, которая выражается периодическим повторением вполне определенного сочетания седиментационных циклов в макроциклах (подсвитах), а именно 19 и 22. Однако в зависимости от положения макроцикла (подсвиты) в разрезе число горизонтов и соответственно седиментационных циклов в них различно. Характерно, что число горизонтов в верхних подсвитах разреза закономерно увеличивается при уменьшении в них числа элементарных циклов. Такая стратификация разреза подсказывает, что в верхнежиделисайской подсвите, возможно, будет встречено 22 цикла, причем число элементарных циклов в горизонтах разреза не будет превышать трех или четырех, а отдельные горизонты будут представлены даже одним седиментационным циклом. Последнее возможно только при общем периодическом затухании колебательных движений земной коры и, безус-

ловно, вызовет, дополнительные трудности циклического расчленения разреза, особенно в красноцветных континентальных отложениях.

Выявленная закономерность циклического строения позволяет допустить одинаковую продолжительность накопления немых меденосных отложений джезказганской свиты и немых красноцветных отложений жиделисайской свиты. Иными словами, можно принять возраст отложений джезказганской свиты как средний карбон, а жиделисайской свиты — как верхний карбон. Можно также допустить в среднем одинаковую продолжительность накопления каждого седиментационного цикла в этом большом и однообразно построенном разрезе каменноугольного периода.

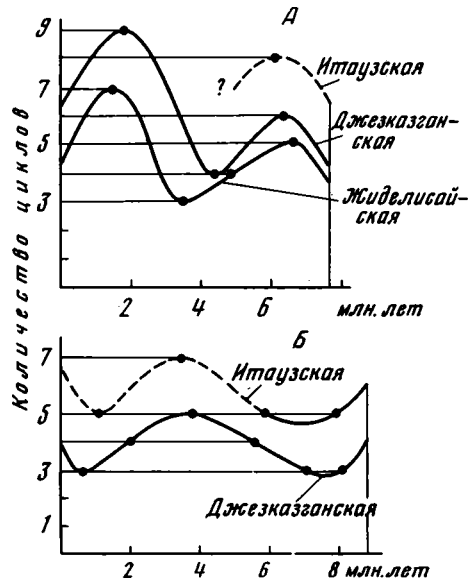
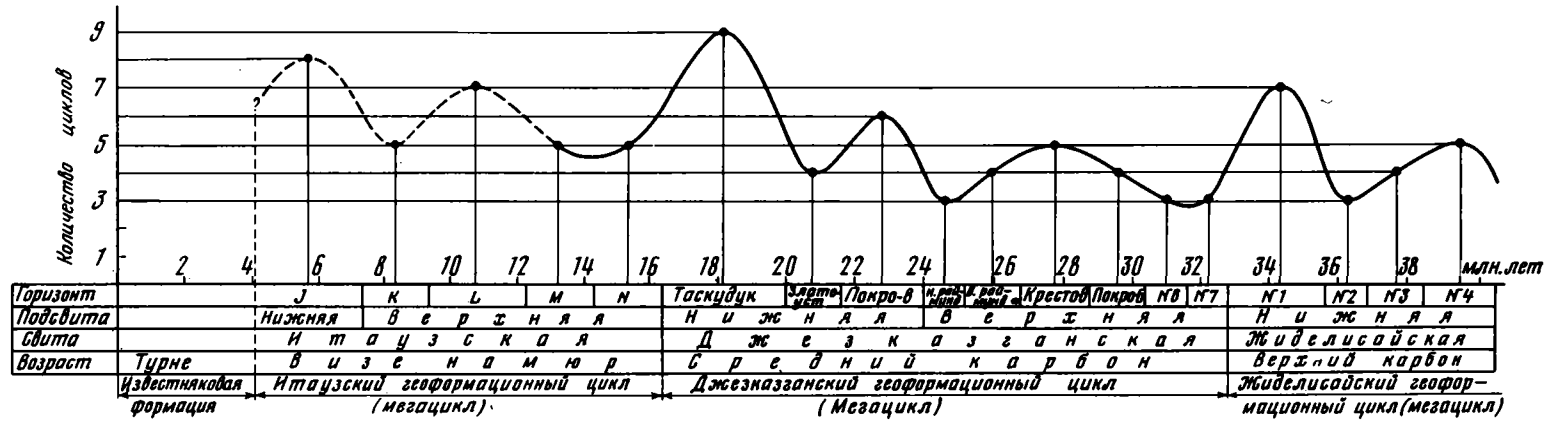
Интересно отметить, что сопоставление отложений джезказганской свиты с владимирской в Атбасар-Терсацканском районе позволило многим исследователям Центрального Казахстана даже синхронизировать некоторые слои этих свит. Такие сопоставления были проведены Е.Д.Шлыгиным (1929, 1931), И.С.Яговкиным (1932), Г.Е.Быковым (1935), В.М.Поповым (1941), Д.Г.Саложниковым (1948) и др. Однако неопределенность положения естественных границ джезказганской свиты, по данным различных исследователей, явилась существенной причиной расхождений во взглядах при определении положения слоев свиты на стратиграфической шкале верхнего палеозоя. В этом отношении заслуживают внимания данные сравнительно-литологического сопоставления отложений джезказганской свиты (при понимании ее границ по К.И.Сатпаеву, 1935), в частности, параллелизации слоев раймундовского конгломерата из средней части разреза свиты с соответствующими конгломератами в разрезе среднекарбоневой владимирской свиты в Атбасар-Терсацканском районе (Попов, 1941). Позднее Н.В.Литвинович (1956), основываясь на данных сравнительного анализа морской фауны каменноугольного и пермского периодов из отложений Джезказганской и Тенизской впадин, также пришла к выводу, что возраст джезказганской свиты среднекарбоневый.

Другими словами, данные региональных сопоставлений и фашиально-циклического изучения отложений Джезказгана не противоречат друг другу и позволяют считать возраст пород немой толши джезказганской свиты как средний карбон. Установление возраста рудоносных и красноцветных отложений Джезказгана позволяет рассмотреть вопрос о среднем возрасте седиментационных циклов месторождения. Продолжительность каменноугольного периода, по данным геохронологической шкалы абсолютного летоисчисления 1960 и 1964 гг., принята равной 50–55 млн лет. Продолжительность трех эпох каменноугольного периода принимается равной, тогда средний возраст одного седиментационного цикла из разреза визе-намюра, джезказганской и жиделисайской свит составит около 400 000 лет. Интересно отметить, что, по данным Дж.М.Уэллера (Weller, 1930), такую же среднюю продолжительность имеют седиментационные циклы угленосной толши пенсильванского периода в Западном Иллинойсе (США).

По своей природе седиментационные циклы не всегда являлись столь длительными. Например, средняя продолжительность формирования одного цикла угленосной толши среднего карбона Донбасса составляет около 100 000 лет (Ботвинкина и др., 1959), причем структура Донбасса рассматривается как авлакоген, т.е. соответствует орогенной стадии развития Восточно-Европейской платформы. Структура Джезказганской впадины считается также орогенной (Херасков, 1963), но она определяет развитие Урало-Тянь-Шаньской геосинклинали. Иначе говоря, различие в возрасте седиментационных циклов, т.е. в длительности одного колебательного движения, зависит исключительно от тектонической природы рассматриваемых регионов.

Установление среднего возраста седиментационных циклов Джезказгана позволяет для наглядности графически представить характер колебательных движений прошлого (фиг. 21). График иллюстрирует изменение количества седиментационных циклов по горизонтам (мезоциклам) всего исследованного разреза Джезказгана. По оси абсцисс откладывалось время в миллионах лет и отсекались соответственно отрезки времени, равные по продолжительности накоплению осадков каждого горизонта. По оси ординат откладывалось число седиментационных циклов в мезоциклах (горизонтах) разреза.

Так как каждый седиментационный цикл Джезказгана определяется полным колебательным движением земной коры, т.е. в принципе имеет синусоидальный вид, то характер этих движений по мезоциклам разреза, очевидно, также отражает некоторую закономерность колебательных движений, но на более высоком уровне. Действительно, получена сложная кривая, которая имеет синусоидальный и периодический характер с общим отчетливым затуханием (сложное гармоническое колебание). Левая часть кривой на графике показана пунктиром, поскольку она построена в результате интерполя-



Фиг. 21. Характер тектонических - колебательных движений земной коры Джезказганской впадины (по мезоциклам итаузской, джезказганской и жиделисайской свит)

А - нижние макроциклы (подсветы); Б - верхние макроциклы (подсветы)

ции. Характерно, что рассмотренные отдельно разрезы нижних и верхних подсвит Джезказгана обнаруживают большое сходство в тенденции изменения амплитуд и периодов соответствующих затухающих гармонических колебаний. Последнее иллюстрировано в нижней части фиг. 21. Поэтому суммарно каждый мегацикл разреза (свита) складывается как бы из двух самостоятельных затухающих колебаний, что обосновывает правильность выделения свит в изученном разрезе.

Иными словами, установленный характер колебательных движений прошлого по мезоциклам разреза свидетельствует, что в Джезказганской впадине вскоре после отложения известняковой толщи турне (известняковая формация накапливалась в период относительной тектонической стабилизации региона – после завершения общей трансгрессии моря) в ранневизейское время начался новый процесс осадконакопления в связи с общей регрессией морского бассейна. Последнее сопровождалось также аридизацией климата на данной территории. Периодическое затухание колебательных движений в конце мегациклов (свит) разреза позволяет выделить полный период затухания, который соответствует, например; джезказганскому мегациклу (джезказганский геотектонический цикл). Выделение такой единицы еще раз свидетельствует о том, что разрез рудоносной джезказганской свиты правильно расчленяется только на девять горизонтов.

Джезказганскому геотектоническому циклу предшествует другое затухающее колебание, которое, правда, не имеет столь отчетливо выраженного "начала" и поэтому является неполным. Оно выделяется как итаузский геотектонический цикл¹. Жиделисайскому мегациклу соответствует самостоятельное затухающее колебание с отчетливо выраженным "началом" – жиделисайский геотектонический цикл. Обращает на себя внимание, насколько отчетливо вообще отбивается "начало" геотектонических циклов по наибольшей амплитуде первого вступления (Дружинин, 1966).

Таким образом, установленная закономерность эволюции тектонических колебательных движений прошлого по мезоциклам разреза позволяет говорить о возможности уверенно выделять в разрезах Джезказгана крупные периоды накопления осадков. Применение в геологической практике таких геотектонических циклов дает новый дополнительный критерий для формационного анализа осадочных толщ. Следует подчеркнуть, что каждый из выделенных в Джезказгане геотектонических циклов – итаузский, джезказганский и жиделисайский – отличается индивидуальными парагенезами пород при вполне определенной тенденции их изменения в разрезе (Дружинин, 1965). Поэтому с точки зрения формационного направления, которое развивалось в Геологическом институте АН СССР Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым, отложения джезказганской свиты по парагенезам пород и упорядоченности стратиграфических и латеральных (фациальных) рядов правильно выделены как аридная пестроцветная формация (Дружинин, 1964; Duginin, 1964).

Формационное расчленение разреза особенно важно для развития производительных сил Джезказгана. С меденосностью отложений визе-намюра (итаузский геотектонический цикл) как раз связываются перспективы месторождения (северо-западная часть собственно Джезказганской впадины и, возможно, северо-восточная часть Кумолинской впадины). На указанных участках впадин необходимо в ближайшие годы начать глубокое разведочное бурение.

Проведенные исследования позволяют считать, что столь характерный для Джезказгана парагенез меденосных отложений с красноцветными породами получает совершенно новое содержание. А именно, эти отложения выделяются в самостоятельную аридную красноцветную формацию (жиделисайский геотектонический цикл). Перспективы меденосности пород этой формации считаются отрицательными.

В практическом отношении новый геотектонический критерий может оказаться особенно полезным при исследовании немых разрезов и мощных осадочных толщ, осадко-

¹ В последние годы в сероцветных морских отложениях визе-намюра установлено медное сульфидное оруденение. Однако, в отличие от разреза джезказганской свиты, оно генетически связано не с дельтовыми, а с морскими песчаными осадками. Поэтому считаем целесообразным выделить меденосные отложения визе-намюра как самостоятельную стратиграфическую единицу ранга свиты. Новую свиту предлагается называть "итаузской" по названию месторождения, на котором с наибольшей полнотой вскрыты и изучены эти отложения.

накопление которых происходило в общем непрерывно. Эти убеждения основаны на том, что колебательные движения земной коры существовали, по образному выражению Н.А. Головкинского (1869), во все времена и для всех местностей.

Указанная последовательность формаций в разрезе (см. фиг. 21) является вертикальным формационным рядом (по Н.С. Шатскому, 1960). Что касается горизонтальных (латеральных) формационных рядов в южном направлении (в сторону морского палеобассейна), то этот вопрос требует проведения дополнительных детальных литологических исследований. Их осуществлению благоприятствует большой объем буровых работ, который проводится к югу от Джекказгана.

В итоге проведенных исследований установлен возраст отложений рудоносной джекказганской свиты (средний карбон). Последнее свидетельствует о том, что накопление осадков свиты и начальное эпигенетическое изменение пород предшествовало проявлению первых фаз варисской складчатости. Поэтому в Джекказгане, как и на других месторождениях типа медистых песчаников, сульфидное оруденение в жилах (по комплексу минералов) строго соответствует оруденению в пластах.

ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В СРЕДНЕКАРБОНОВОЕ ВРЕМЯ

В предыдущем разделе рассмотрены тектонические колебательные движения земной коры на территории Джекказганской впадины в каменноугольное время. Они происходили на фоне устойчивого прогибания впадины, которое обеспечило непрерывное накопление в ней самых различных осадков: континентальных, лагунно-дельтовых и морских. Причем установленная упорядоченность этих осадков в латеральных и стратиграфических разрезах, а также полнота геологической летописи джекказганского времени не оставляют сомнения в том, что общее прогибание впадины происходило одновременно с накоплением осадков. Но чтобы охарактеризовать тип этих движений, т.е. восстановить последовательные этапы тектонического прогибания впадины, необходимо рассмотреть изменение мощностей осадков. Последнее может быть выполнено, если использовать детальную циклическую стратификацию разреза рудоносной джекказганской свиты для анализа мощностей осадков по последовательным сравнительно узким интервалам разреза.

Иначе говоря, отсутствие в разрезе свиты значительных местных и тем более "региональных" размывов позволило применить анализ мощностей осадков (для последовательных групп - из трех, четырех, шести или девяти циклов), чтобы выяснить общую тенденцию тектонического развития Джекказганской впадины в среднекаменноугольное время. Для осуществления такого анализа использован весь имеющийся в нашем распоряжении фактический материал с фациально-циклической разбивкой разрезов. Карты изопахит построены для пяти нижних горизонтов свиты, причем различные участки впадины, естественно, охарактеризованы неодинаково, но в целом полученные данные позволили выяснить своеобразие тектонических движений прошлого.

Всего построено шесть карт при следующей группировке седиментационных циклов: горизонт № 1 (таскудук): I_1-IX_1 и VI_1-IX_1 ; горизонт № 2 (златоуст): I_2-IV_2 ; горизонт № 2а (покро-8): $I_{2a}-VI_{2a}$; горизонт № 3 (нижний раймунд): I_3-III_3 ; горизонт № 3а (верхний раймунд): $I_{3a}-IV_{3a}$ (фиг. 22). Для наглядности изопахиты на картах показаны на фоне современного эрозионного среза пород рудоносной джекказганской свиты. Например, на общей карте горизонта таскудук (см. фиг. 22,а) отчетливо намечается субмеридиональное простираание изопахит с резким поворотом их на юге к западу. Причем максимальные мощности осадков фиксируются вдоль западного борта впадины при общем выклинивании их к востоку. Для четырех верхних циклов этого горизонта (VI_1-IX_1 , см. фиг. 22,б) изопахиты имеют северо-восточное простираание с максимальными мощностями (более 100 м) также на северо-западе и общим выклиниванием осадков к юго-востоку.

Такой характер распределения мощностей осадков наводит на мысль, что в таскудукское время Джекказганская впадина представляла собой юго-восточную часть более крупной структурной единицы с отчетливо выраженной тенденцией выклинивания слоев в юго-восточном и восточном направлениях. Поэтому можно допустить, что в таскудукское и в более раннее время Джекказганская и Кумолинская впадины, очевидно,

представляли собой единую крупную структуру, в которой осадки дельтового комплекса, несомненно, выполняли более погруженную часть, т.е. располагались, например, в северо-западной части Джекказганской впадины. Последнее подтверждается каменным материалом из этой части впадины. Действительно, в верхнетаскудукское время (циклы VI₁-IX₁) началась некоторая перестройка тектонического плана впадины, которая, в свою очередь, вызвала перемещение дельты к югу на центральное рудное поле Джекказгана.

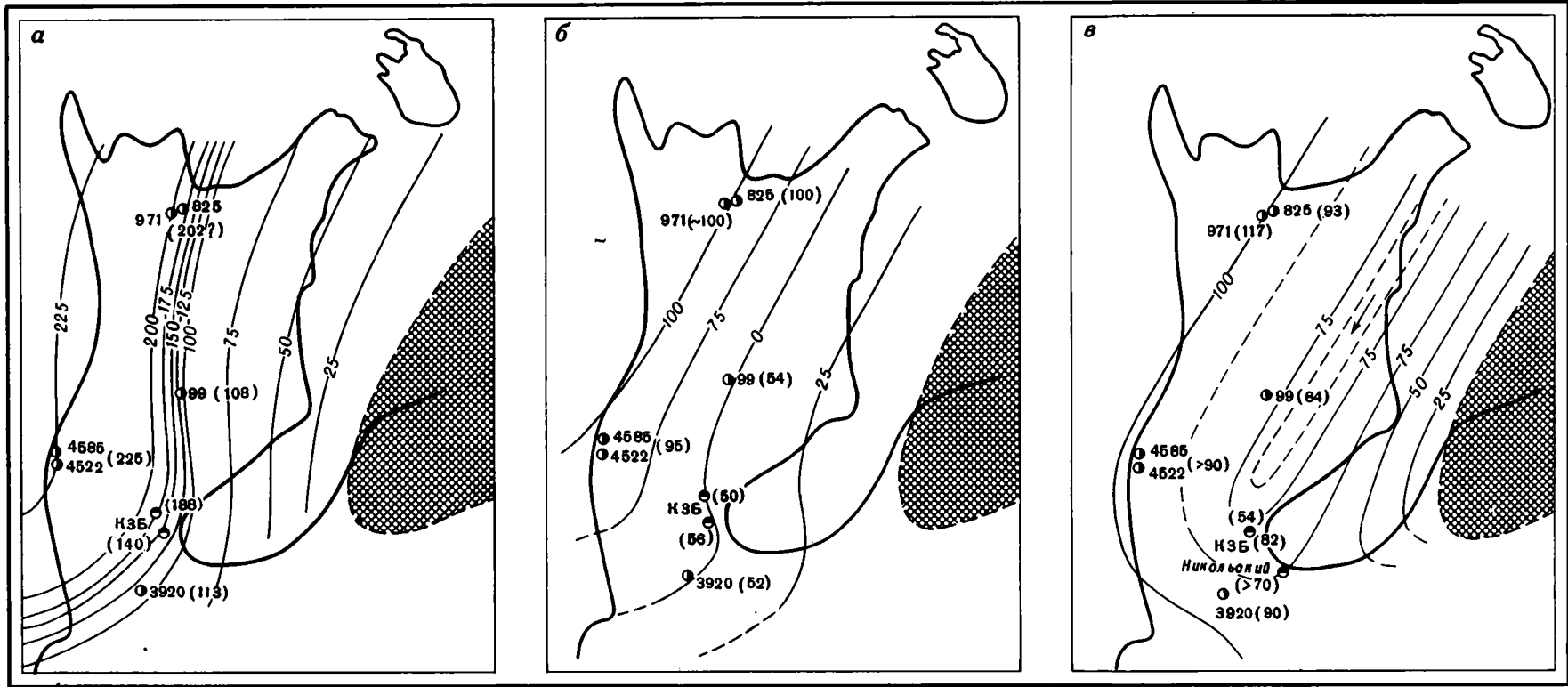
В златоустовское время линии изопакит сохраняют общее северо-восточное простирание. Однако вблизи южного борта впадины изопакиты замыкаются и образуют как бы перекрытый желоб, простирание которого наследуется размещением главного подводно-дельтового рукава (см. фиг. 22, а и в). Обращает на себя внимание, что общее изменение изопакит для разреза отложений этого горизонта не имеет характера клина, а является синусоидальным с достаточно прямолинейным фронтом волны. Такой дифференциальный характер прогибания впадины обусловил отсутствие на ее территории "региональных" и местных глубоких размывов в основании регрессивных рядов фаций, представленных особенно грубыми осадками подводной дельты. С другой стороны, эти движения определили столь специфическое распределение общей гранулометрии пород по подошвенным частям песчаных осадков подводной дельты (подробнее см. главу VI), при котором стрежень главного дельтового рукава определяется наиболее грубым терригенным материалом при общем закономерном утонении гранулометрии зерен на флангах потока.

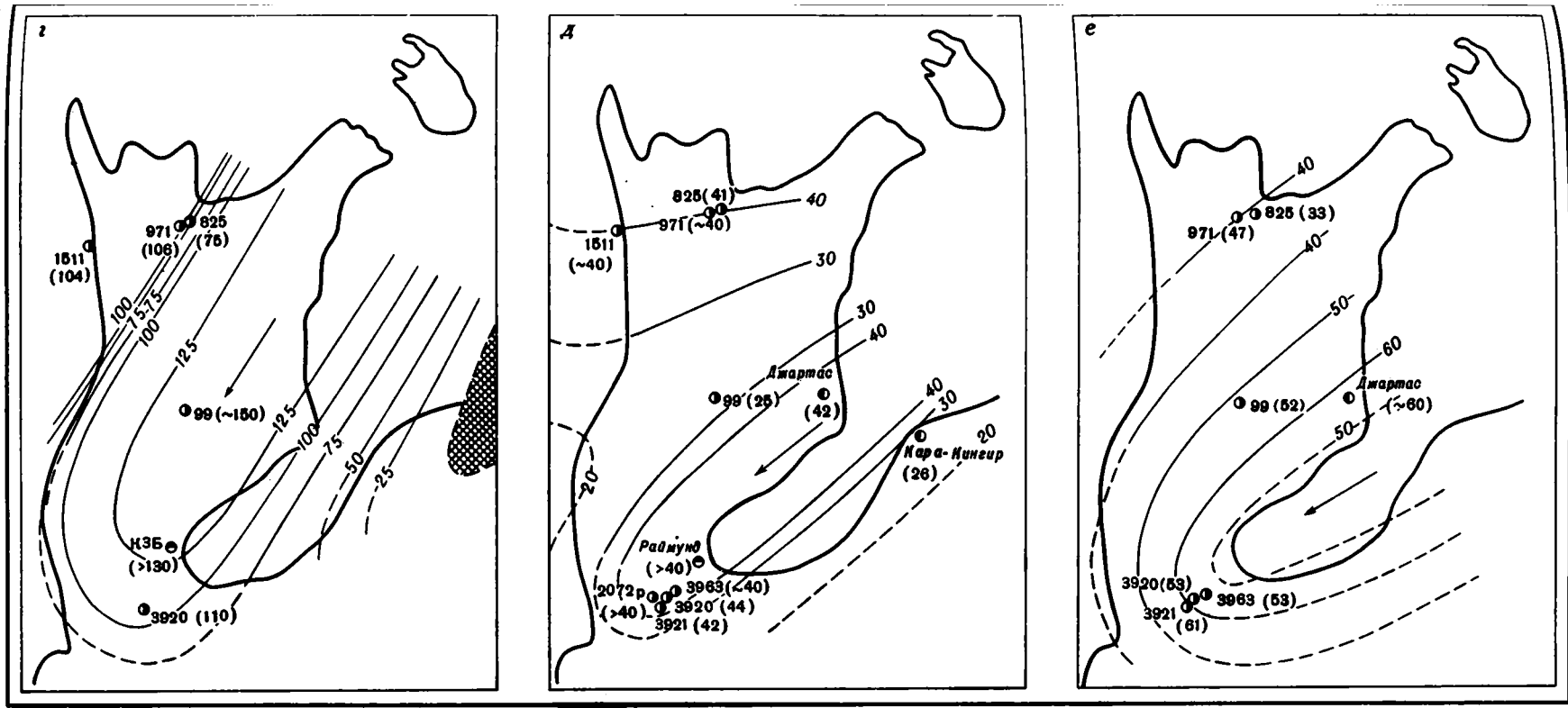
Изопакиты горизонта № 2а (покро-8) также отчетливо замыкаются вблизи южного борта впадины, причем наибольшая мощность отложений горизонта (около 150 м) установлена в скв. 99, т.е. в полосе преимущественного развития песчаных осадков подводной дельты. Такое распределение мощностей осадков при отсутствии в разрезе свиты глубоких эрозионных и "региональных" размывов не оставляет сомнений в том, что дифференциальные тектонические движения наследовались на территории впадины палеогеографическим размещением главных и гидродинамически активных осадков дельтового комплекса. А именно, желоб тектонического происхождения выполнялся только песчаными осадками подводной дельты. По его периферии, естественно, отлагались гидродинамически менее активные песчаные осадки кос и пересыпей (регрессивный ряд фаций).

Аналогичный характер изменения мощностей осадков устанавливается на картах изопакит горизонтов нижний раймунд и верхний раймунд. При этом обращает на себя внимание, что вместе с разворотом желоба по часовой стрелке смещается стрелка, которая определяет положение стрежневой части подводно-дельтового рукава, по данным палеогеографических реконструкций и микроскопического изучения гранулометрии осадков дельтового комплекса (подробнее см. главу VI). Иными словами, положение стрежневой части подводно-дельтового потока соответствует на картах полосе осадков максимальной мощности. Причем эта полоса, т.е. стрежневая часть подводно-дельтового рукава, разворачивалась в джекказганское время по часовой стрелке. Кроме того, за время накопления осадков трех нижних горизонтов происходит окончательное разъединение Джекказганской и Кумолинской впадин. Процесс разъединения только намечился в таскудукское время; завершился он накоплением осадков горизонта № 2а (покро-8). На карте изопакит нижнего раймунда хорошо заметно положение зоны минимальных мощностей осадков на западном борту собственно Джекказганской впадины.

Таким образом, существование в джекказганское время дифференциальных тектонических движений в одноименной впадине уверенно устанавливается анализом мощностей осадков для последовательных сравнительно узких интервалов стратиграфического разреза. Дифференциальные тектонические движения имели в основном характер горизонтальных волн с достаточно прямолинейным фронтом. Они постепенно разворачивались во времени от северо-восточного направления фронта волны до субширотного. Вблизи южного борта впадины изопакиты горизонта златоуст и всех последующих трех горизонтов замыкались; тем самым образовывался перегороженный желоб, который наследовался размещением на территории впадины гидродинамически активных осадков дельты. По периферии на мелководных участках гранулометрически грубые осадки дельты обрамлялись песчаными осадками кос и пересыпей.

Интересно отметить, что подобный характер изменения мощностей при резком увеличении их значений в авандельтовой части характерен для собственно дельтовых осад-





Фиг. 22. Карты распределения мощностей терригенных осадков на территории Дзезказганской впадины по различным стратиграфическим интервалам одноименной рудоносной свиты

а - циклы I_1 - IX_1 , горизонт № 1 (таскудук); б - циклы VI_1 - IX_1 , горизонт № 1 (таскудук); в - циклы I_2 - IV_2 , горизонт № 2 (зла-тоуст); г - циклы I_{2a} - VI_{2a} , горизонт № 2а (покро-8); д - циклы I_3 - III_3 , горизонт № 3 (нижний раймунд); е - циклы I_{3a} - IV_{3a} , горизонт № 3а (верхний раймунд)

1 - полого выступающий участок суши; 2 - современный эрозионный срез рудоносных пород дзезказганской свиты; 3 - изопахиты с указанием мощностей отложений; 4 - номер исследованного объекта (в скобках указывается мощность отложений); 5-7 - исследованные объекты; 5 - скважины; 6 - обнажения; 7 - карьеры; 8 - стречневая часть желоба

ков целого ряда седиментационных циклов разреза свиты (см. фиг. 13). Иными словами, проведенный в Джезказгане анализ мощностей осадков вскрыл роль дифференциальных тектонических движений ложа впадины в процессе накопления рудоносной толщи джезказганской свиты. Это позволяет рассматривать Джезказганскую впадину как типичную конседиментационную структуру (Дружинин, 1968). На фоне дифференциальных тектонических движений, т.е. прогибания впадины, происходили колебательные движения земной коры. Для первого типа тектонических движений характерно, что они наследовались размещением на территории впадины гидродинамически активных осадков дельтового комплекса (унаследованный тип тектонических движений). В отличие от них, колебательные движения земной коры являются типичными наложенными движениями, поскольку для них характерна миграция фаций в соответствии с регрессивной или трансгрессивной фазой движения.

Отмеченный характер дифференциальных тектонических движений в Джезказганской впадине, очевидно, связан с подвижностью двух крупных антиклинальных структур — Жанайской на западе и Кенгирской на востоке, ядра которых были сформированы еще в эпоху каледонской складчатости и унаследовали от нее подвижность, как крупные тектонические блоки. Размеры блоков, безусловно, крупнее современных контуров структурного перегиба слоев в антиклинальных складках. Причем движение указанных структур в среднекаменноугольное время не было однозначным. Например, Жанайская структура в западной части впадины испытывала отчетливо выраженное воздымание, в то время как Кенгирская структура с прилегающими к ней участками претерпела явное погружение. На фоне этих движений собственно Джезказганская впадина как наиболее погруженная область была ареной активного накопления осадков дельтового комплекса. С другой стороны, высокое гипсометрическое положение Кенгирской структуры в визе-намюрское время и явная погруженность Жанайской структуры действительно обеспечили контроль над главным направлением подводно-дельтового потока на территории некогда единой Джезказган-Кумолинской впадины. Такой контроль завершился в раннеджезказганское время.

Тектонические движения дифференциального типа были известны и ранее. В Джезказгане эти движения описаны впервые. Более того, было замечено, что дифференциальные тектонические движения джезказганского времени имели волновой характер и постепенно разворачивались в плане по часовой стрелке. Их установление стало возможно только благодаря детальной циклической стратиграфии отложений рудоносной свиты.

В отличие от них в угленосной толще Кизеловского бассейна Н.С. Городешкой (1948) описано просто индивидуальное прогибание ложа бассейна на различных участках. Природа дифференциальных тектонических движений остается не вполне ясной. Г.Ф. Крашенинников (1957) считает, что дифференциальные тектонические движения в Кизеловском бассейне обусловлены глыбовыми подвижками древнего складчатого фундамента. Однако для доказательства такого предположения как по Кизеловскому бассейну, так и по Джезказгану еще нет убедительного материала. Важно подчеркнуть, что в Джезказгане эти движения способствовали формированию устойчивого заливно-лагунного ландшафта с дельтой крупной реки. Последнее считается одним из благоприятных условий для образования на месторождении многоярусного сульфидного оруденения. Представляется, что, наряду с колебательными движениями земной коры, дифференциальные тектонические движения имеют непосредственное отношение к формированию сульфидных пластовых руд и на других месторождениях типа меденосных песчаников. Что касается тектонического воздымания территории западной части Центрального Казахстана в верхнепалеозойское время, вызвавшее устойчивую регрессию морского бассейна, то этот вид тектонических движений не оказывал никакого влияния на формирование залежей. В принципе осадочный рудный процесс мог происходить как при общей регрессии (трансгрессии), так и при относительной тектонической стабилизации региона.

ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

В задачу изучения вещественного состава песчаных пород меденосных и красноцветных отложений Джекказгана входило: 1) выяснение минерального состава пород по определенным интервалам стратиграфического разреза с целью возможной корреляции отложений и восстановления источников сноса обломочного материала; 2) установление степени эпигенетической переработки терригенного материала.

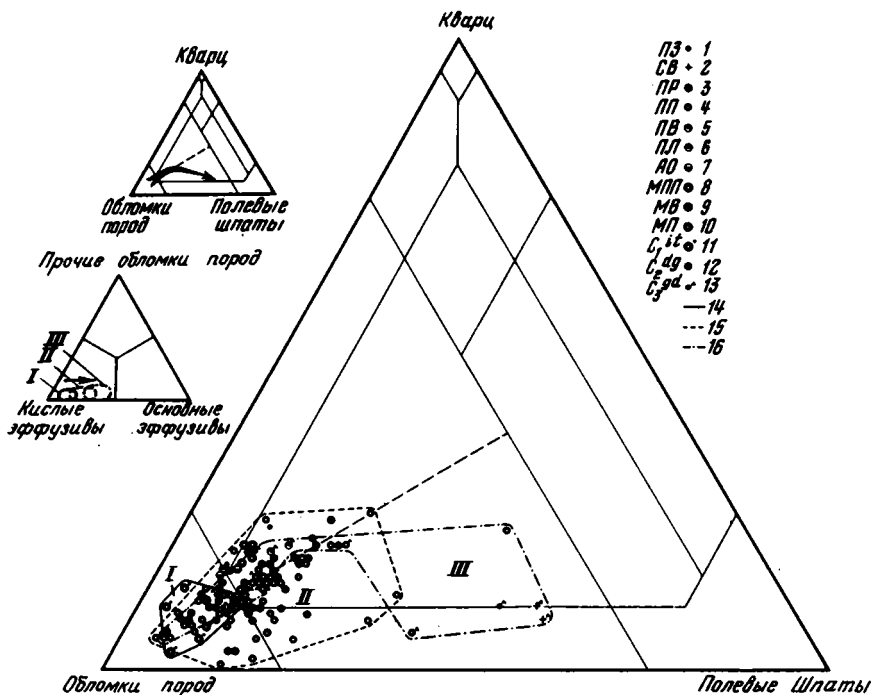
Изучение главных породообразующих компонентов и их соотношения в песчаных породах позволило установить (Шутов, Дружинин, 1963 б), что ранее существовавшее представление об аркозовом составе песчаников Джекказгана является ошибочным. Песчаники имеют специфический граувакковый состав, при котором среди породообразующих компонентов преобладают обломки кислых эффузивов. Это, естественно, обусловило "бедность" комплекса минералов тяжелой фракции и очень низкое процентное содержание их в породах.

По результатам анализа главных породообразующих компонентов в песчаниках меденосных и красноцветных отложений Джекказгана выделены ассоциации: собственно граувакковая, характерная для отложений виле-намора; кварцево-полевошпатовых граувакк, соответствующая среднекаменноугольным отложениям джекказганской свиты; полевошпатово-граувакковая, отвечающая верхнекаменноугольным красноцветным отложениям жиделисайской свиты (фиг. 23). Поле собственно граувакковой ассоциации (I) установлено изучением образцов из разреза скв. 1580 в северо-западной части впадины. Поле песчаных пород ассоциации кварцево-полевошпатовых граувакк (II) выяснено на образцах из разреза скв. 90. По материалам этой же скважины установлено поле ассоциации полевошпатовых граувакк (III).

Ассоциация собственно граувакк. Для данной ассоциации характерно преобладание в составе терригенных компонентов различных обломков пород (от 75 до 90%). Полевые шпаты присутствуют в количестве 2-13%. Они представлены исключительно кислыми плагиоклазами (альбит, кислый олигоклаз). Кварц содержится в количестве 3-14%. Зерна кварца имеют включения различного рода. В морских и дельтовых песчаниках зерна кварца имеют большей частью округлую форму, нередко с цепочковидными включениями пузырьков жидкости или газа. Резко подчиненное значение имеют катаклазированные зерна с характерным волнистым и даже мозаичным угасанием, а также зерна с микротрещинками.

Среди обломков пород доминирующая роль принадлежит кислым эффузивам (80-87%) с характерной микрофельзитовой структурой (по А.Н.Заварицкому, 1956). Незначительное количество обломков имеют микрогранитовую и микрокварцитовидную структуры. Первоначально они выделялись в отдельную группу. При детальном изучении их в шлифах в ряде случаев наблюдались, например, зерна с микрокварцитовидной структурой только в центре. По периферии таких зерен сохранились отдельные "островки" или камешки с реликтовой микрофельзитовой структурой. Последнее позволило считать условным выделение группы микрокварцитов и целесообразным относить эту группу обломков к эффузивам кислого состава, подчеркивая их сильную девитрификацию.

Другой, не менее интересной особенностью обломков с микрофельзитовой структурой в этой ассоциации следует считать присутствие среди них обломков с рогулькоподобными и другими мелкими (до 0,05 мм) неправильными включениями сульфидов (пирита и халькопирита). Среди них выделено два типа обломков. Первый тип имеет микрофельзитовую структуру, и они всегда бесцветны; другой тип обломков отличается стекловатым мезостазитом (афанитовая структура), и для них характерна бурая окраска. Обломков последнего типа немного.



Фиг. 23. Минеральные ассоциации в толще терригенных карбоновых отложений Джек-казганской впадины

Фации: 1 - песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры; 2 - неотсортированных осадков силевых выносов; 3 - песчаных осадков подводной части дельты; 4 - песчаных осадков кос и пересыпей; 5 - песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря; 6 - песчано-алевритовых осадков лагун; 7 - алеврито-песчаных осадков приморских озер; 8 - песчаных осадков морских пляжей; 9 - чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; 10 - песчаных осадков зоны морских течений; 11-13 - индексы для обозначения стратиграфических толщ в разрезе карбоновых отложений впадины; 11 - отложения итаузской свиты, 12 - отложения джекказганской свиты, 13 - отложения жиделисайской свиты; 14 - 16 - контуры ассоциаций отложений: 14 - итаузской свиты (I), 15 - джекказганской свиты (II), 16 - жиделисайской свиты (III), стрелками показана тенденция изменения компонентов в минеральных ассоциациях основного и дочернего треугольников

Таким образом, среди породообразующих компонентов в песчаниках верхней части разреза итаузской свиты (горизонты М и N) установлено преобладание обломков кислых эффузивов; среди них в незначительном количестве присутствуют обломки с неправильными мелкими включениями сульфидов. Последнее наводит на мысль о существовании в питающей - провинции генетической связи между полиметаллическим сульфидным оруденением колчеданного типа и эффузивами кислого состава. В вышележащей медоносной толще Джезказгана кислые эффузивы с рудными включениями не наблюдались. Это подтверждает сделанный ниже вывод (см. главу VI) о том, что основная масса рудных компонентов поступала в бассейн седиментации исключительно в форме взвеси карбонатных и оксикарбонатных минеральных соединений. Находки небольшого количества обломков эффузивов с рудными включениями позволяют утверждать близость питающей провинции, а также допустить ее относительную высокогорность в это время. Только в этом случае можно понять, почему рудное вещество, столь неустойчивое в зоне гипергенеза, не успевало переходить в раствор в коре выветривания питающей провинции и транспортировалось речной артерией в бассейн седиментации непосредственно в терригенных зернах.

Следует подчеркнуть, что в глубоко погруженных слоях визе-намюра на северо-западе впадины при наличии признаков внутрислойного растворения трудно оценить роль собственно терригенных рудных зерен и рудного вещества в обломках эффузивов, которые попадали в зону интенсивного постседиментационного перераспределения веществ. Можно полагать, что в зонах сульфидных залежей рудные обломки, несомненно, были вовлечены в общий интенсивный процесс перераспределения веществ в диagenезе и не оставили реликтов. В случае, когда терригенные сульфидные обломки оказывались вне поля залежи, они либо сохранились, либо окислились благодаря соответствующей обстановке. Кроме того, они могли образовать отдельные сульфидные стяжения в соответствии с геохимическими условиями среды в стадию литогенеза пород.

Обломки основных эффузивов представлены следующими структурами (по Половинкиной и др., 1948; Заварицкому, 1956): гиалопилитовой, интерсертальной, микродиабазовой и гиалиновой. Только как единичные встречены обломки со спилитовой структурой. Среди фенокристаллов в основной массе различались главным образом плагиоклазы и зерна мартита. Обломки основных и кислых эффузивов имеют, как правило, серую окраску. Другие обломки пород представлены метаморфическим кварцем, кремнистыми и сильно хлоритизированными зернами.

При таком вещественном составе песчаников и количественном соотношении обломков различного типа первая ассоциация занимает на дочернем треугольнике поле (см. фиг. 23), которое отчетливо тяготеет к семейству собственно кислых граувак. Интересно отметить, что иммерсионное изучение препаратов легкой фракции (0,25–0,063 мм) указало на преобладание в песчаниках итаузской свиты метаморфизованных обломков эффузивов, поскольку их светопреломление, вне зависимости от структурного типа обломков, оказалось выше светопреломления халцедона ($n_D = 1,530 \pm 0,002$).

В группе акцессорных минералов преобладают лейкоксен, красно-бурые окислы и гидрокислы железа, мартит, единичные зерна магнетита и ильменита. Кроме того, в тяжелой фракции встречены: бурый гранат, бесцветный и бурый хорошо окристаллизованный оскольчатый и округлый ("оплавленный") циркон, темно-серый и зеленовато-голубой турмалин, сфен, анатаз, брукит, циозит, клиноциозит, ставролит, хлорит, глаукоцит. В одной из фракций дельтовых осадков горизонта М установлено повышенное содержание биотита.

Для сравнения встреченный в породах комплекс минералов тяжелой фракции сопоставлен с "набором" минералов из вулканогенной толщи среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и восточного Казахстана (Луцицкий, 1966). Так, например, в кварцевых и базокварцевых кератофирах (название дано Н.А.Елисеевым по отсутствию порфировых выделений) встречены следующие акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, ильменит, редко рутил. Среди вторичных новообразований установлены: серицит, гидробиотит, хлорит, реже кальцит, эпидот, циозит и лейкоксен. В долеритах, диабазх и базальтах установлены следующие акцессорные минералы: апатит и магнетит.

Таким образом, по комплексу минералов состав тяжелых фракций песчаных пород итаузской свиты оказался достаточно близким "набору" минералов, установленному в эффузивах кислого и основного состава юга Сибири и восточного Казахстана. С другой стороны, присутствие во фракциях Джезказгана таких акцессориев, как гранат, циркон, сфен, турмалин, ильменит, анатаз, брукит, ставролит, хлорит, и биотит, свидетельствует, кроме того, о разрушении в питающей провинции кристаллических сланцев типа филлитов. Характерной особенностью комплекса является присутствие в большинстве фракций итаузской свиты такого малоустойчивого минерала, как гранат, отсутствующего в песчаных породах вышележащей толщи.

Анализ главных породообразующих компонентом в сочетании с изучением структурных особенностей обломков пород и комплексом минералов тяжелой фракции позволяют констатировать следующее. Питающая провинция, очевидно, представляла собой древний дислоцированный участок – зеленокаменную зону эвгеосинклинали. В ее строении участвовали кремнисто-филлитовые сланцы, которые перемежались с покровными излияниями различных, главным образом кислых эффузивов (фельзитов). Считается, что с кислыми эффузивами генетически связано полиметаллическое сульфидное руденение колчеданного типа. Породы гранитного состава обнажались только на отдельных участках, причем их роль в процессе накопления пестроцветных и красноцветных осадков среднего и верхнего карбона постепенно увеличивалась. Эффузивные породы питающей провинции являлись также основным поставщиком в седиментационный бассейн взвеси гидроокиси железа.

А.Н. Заварицкий (1950), Т.Н. Шадлун (1950) и другие на примере колчеданных месторождений Урала подчеркивают генетическую связь сульфидного полиметаллического оруденения в зеленокаменных зонах с древними эффузивами. О том, что образования такого типа ранее существовали на территории Центрального Казахстана, свидетельствует региональная зараженность медью средне- и верхнепалеозойских терригенных толщ, перекрывающих древние складчатые структуры Улутауского и Кокчетавского антиклинориев или примыкающих к ним (Сапожников, 1948).

С целью проверки правильности сделанных выводов о характере пород питающей провинции Джезказгана проведено сравнительно-литологическое сопоставление их с результатами исследований рудовмещающих пород колчеданных залежей Урала (Заварицкий, Гоньшакова, 1945). Наиболее близкими аналогами рудовмещающих пород Джезказгана на Урале можно назвать следующие: фельзитовые кварцевые альбитофиры, кварцевые альбитофиры и отчасти собственно альбитофиры. Указанные разности пород широко распространены на Урале (район Сан-Дonato, месторождения Левиха, Карпушиха и др.). Интересно отметить, что, по наблюдениям А.Н. Заварицкого, кварцево-полевошпатовые сферолиты как первичные структуры хорошо заметны лишь в неметаморфизованных кислых эффузивах; для основной массы пород метаморфизованных эффузивов такого состава более типична микрофельзитовая структура.

Кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые породы в колчеданных месторождениях Урала также имеют довольно широкое распространение. Поэтому можно считать, что по "набору" пород реконструированная зеленокаменная зона Центрального Казахстана являлась достаточно близким аналогом зеленокаменной зоны Урала. Она содержала древние эффузивы и полиметаллические сульфидные залежи колчеданного типа.

При всей логичности аргументов реконструкции питающей провинции Джезказгана детальное изучение минеральных компонентов песчаных пород и их сочетаний позволило обнаружить ряд обстоятельств, которые не подкрепляют данную концепцию. Вскрылась специфическая связь гранулометрии и минерального состава песчаных пород на так называемых стратиграфических срезах (см. главу VI). Иначе говоря, на ряде стратиграфических срезов рудоносной толщи Джезказгана наблюдалось закономерное возрастание содержания минеральных компонентов (кварца и полевых шпатов) и увеличение грубозернистости осадков при одновременном сокращении содержания полиминеральных зерен, т.е. обломков пород. Указанная связь гранулометрической характеристики пород и их минерального состава является как бы обратной по отношению к той сопряженности, которая возникает в ходе естественной минеральной дезинтеграции материнских пород, представленных комплексом кислых эффузивных образований. "Обратная" сопряженность характеризует либо седиментационное смешение разнородного материала, либо унаследованное осадконакопление, разрушение и переотложение материала, уже испытавшего по меньшей мере один цикл седиментации.

Кроме того, для всего разреза Джезказгана характерно почти полное отсутствие среди терригенных зерен первичных минеральных сростков. В совокупности все это свидетельствует о "подготовленности" обломочного материала материнских пород, уже прошедшего через цикл осадконакопления, и потому, естественно, заставляет отказаться от наших старых представлений о характере питающей провинции для меденосной толщи Джезказгана (Шутов, Дружинин, 1963б) и принять ранее высказанные В.М. Поповым (1959) и Л.Ф. Наркелюном и Г.А. Юргенсоном (1968) представления об образовании джезказганской свиты за счет разрушения главным образом пород девонской серии Сарысу-Тенизского поднятия. С другой стороны, детальные литологические исследования средне- и верхнедевонских отложений водораздела, выделяемые в так называемую жаксыгонскую серию (Пейх, 1969), показали, что состав их очень близок составу меденосных отложений Джезказгана. Что же касается источника металлонакопления на месторождении, то при таком толковании вопроса им можно считать реликтовое медное оруденение, в частности, в наиболее грубых аркозово-вулканогенных верхнедевонских отложениях (Наркелюн, Юргенсен, 1968), переотложение которых дало начало меденосным, собственно джезказганским слоям. Последующее "углубление" эрозии в области источников сноса и разрыв менее грубозернистых безрудных пород среднедевонского возраста определили состав более мелкозернистых пород жиделисайской свиты, лишенной сульфидного оруденения. К аналогичному выводу о характере питающей провинции пришли также Г.Д. Младенцев и В.В. Губра в результате детального анализа геологии Джезказганского рудного района и сопредельных площадей.

Таким образом, комплекс пород жаксыконской серии вместе с пластовым сульфидным оруденением на Сарысу-Тенизском поднятии может рассматриваться как основная питающая провинция при формировании меденосной толщи Джекказгана. В свою очередь жаксыконская серия, очевидно, формировалась за счет разрушения зеленокаменной породы эвгеосинклинали, содержащей многочисленные покровные излияния главным образом кислого состава с колчеданным оруденением в них, а также за счет размыва гранитоидных массивов.

Ассоциация кварцево-полевошпатовых граувакк. Данная ассоциация представлена песчаными породами джекказганской свиты. От предыдущей ассоциации она отличается более широким диапазоном изменения всех компонентов. Так, содержание обломков пород в этой ассоциации меняется от 49 до 90%. Полевые шпаты присутствуют в количестве 5-37% (кислые плагиоклазы - альбит, кислый олигоклаз; калиевый полевой шпат - микроклин присутствует в незначительном количестве). Содержание кварца меняется от 0 до 25%. Ничтожно малое содержание кварца встречено в ряде образцов песчаных осадков кос и пересыпей (фашия ПП) и в осадках подводной дельты (ПР). Доминирующая роль принадлежит окатанным и полуокатанным зернам кварца "изверженного" типа. Присутствуют также зерна с микротрещинками.

Среди обломков пород также преобладают кислые эффузивы (63-84%) с характерной микрофельзитовой структурой; есть также и микрограниты. Другую часть обломков составляют зерна основных эффузивов. Среди них выделяются обломки со следующими структурами: гиалопилитовой, интерсертальной, микродиабазовой и гиалиновой. Обломки со спилитовой структурой встречены как единичные. Единичными зернами представлены также обломки метаморфического кварца, кремнистых пород и филлитоподобных сланцев, объединяемые в группу прочих обломков (см. фиг. 23). Таким образом, по соотношению обломков различного типа вторая ассоциация продолжает оставаться "кислой". По отношению к положению поля первой ассоциации на дочернем треугольнике поле второй ассоциации несколько сместилось в сторону обломков пород основного состава.

В табл. 4 приводится валовый вещественный состав песчаных осадков подводной части дельты из различных стратиграфических горизонтов месторождения, а также по скв. 99 (центральная часть Джекказганской впадины). Для сравнения приводятся анализы песчаных осадков кос и пересыпей (ПП) и песчано-алевритовых осадков лагун (ПЛ). Характерно, что процентное содержание в осадках различного типа кремнезема, глинозема и др. изменяется незначительно, а соотношение окисного и закисного железа коррелируется с окраской песчаников.

В группе аксессуарных минералов преобладают рудные зерна: лейкоксен, лейкоксенизированный ильменит, ильменит, красно-бурые окислы и гидроокислы железа, (мартит, хромит и магнетит присутствуют только как единичные зерна). Содержание рудных компонентов в отдельных препаратах тяжелой фракции достигает 75-96%. В этих случаях резко возрастает и выход тяжелых фракций (до 5-7,5%), тогда как обычно он не превышает 0,5-1%.

В табл. 5 приводятся характерные минеральные парагенезы тяжелых фракций, установленные в песчаных осадках различной фашиальной принадлежности в разрезе джекказганской свиты. Для сравнения результатов в таблице помещены данные по минеральному составу тяжелых фракций из песчаных пород жиделисайской свиты. Следует подчеркнуть, что, как и в предыдущей ассоциации аксессуарных минералов, из числа рудных компонентов исключались аутигенные сульфидные зерна седиментационно-диагенетического генезиса, а также минералы зоны окисления, такие как халькозин, борнит, халькопирит, пирит, малахит, азурит, псиломелан, супергенный халькозин и др.

В песчаных осадках кос и пересыпей (по южному авандельтовому обрамлению залежей) в ряде случаев встречены слойки рудного шлиха, представленные мартитом; в песчаных осадках авандельты на центральном Джекказгане отдельные слойки обогащены сфеном. Из других аксессуарных минералов по повышенному содержанию во фракции выделяется ширкон (до 5%). Морфологически зерна циркона различны. Большею частью встречаются бесцветные хорошо окристаллизованные шестоватые и оскольчатые зерна; менее распространены округлые (оплавленные) зерна. Типоморфные особенности цирконов не изучались, поскольку аналогичные исследования для собственно вулканогенных толщ - возможных материнских пород на территории Центрального Казахстана еще не проводились.

Химический состав песчаных осадков подводной части дельты (ПР),
глинистых осадков материкового моря (МГТ)

| № образца | Цвет породы | Фация | Цикл | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO |
|-----------|--------------|-------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|
| 25/3963 | Темно-серый | ПП | 1 ₁ | 54,76 | 0,60 | 14,68 | 4,26 | 1,42 | 7,72 | 0,51 |
| 595/3921 | Бурый | ПЛ | 1 ₆ | 60,14 | 0,66 | 16,40 | 3,80 | 2,34 | 3,20 | 1,53 |
| 37/99 | Темно-серый | ПР | 1У ₅ | 73,47 | 0,55 | 11,30 | 1,96 | 2,30 | 1,95 | 0,31 |
| 38а/99 | Буро-серый | ПР | 1У ₅ | 69,18 | 0,58 | 11,51 | 3,43 | 1,13 | 4,29 | 0,60 |
| 603/3921 | Серый | ПР | П ₅ | 65,04 | 0,35 | 10,23 | 0,72 | 0,94 | 8,71 | 1,12 |
| 18/99 | Бурый | ПР | 1У ₄ | 61,52 | 0,53 | 12,61 | 0,72 | - | 8,13 | 0,34 |
| 680/3921 | Серый | ПР | Ш _{3а} | 72,15 | 0,35 | 8,55 | 0,60 | 1,29 | 5,98 | 0,34 |
| 12/Зл | Серо-голубой | МГТ | УП ₁ | 57,84 | 0,87 | 19,96 | 1,79 | 4,78 | 0,57 | 2,36 |

Как отдельные зерна в тяжелой фракции встречены: бесцветный и бурый гранат, пикотит, темно-серый турмалин, сфен, анатаз, брукит, рутил, бледно-зеленый эпидот, цоизит, клиноцоизит, ставролит, хлорит, апатит, глауконит, хлоритоид, роговая обманка и пироксен. В средней части свиты в песчаных осадках кос и пересыпей начинают появляться слои гипса, а в цементе барит и ангидрит. Образование последних, несомненно, связано с интенсивным диагенетическим перераспределением веществ, главным образом в грубых осадках авандельты, т.е. с диффузионным подтоком ионов сульфатов из заливно-лагунной зоны.

Таким образом, детальное изучение главных породообразующих компонентов в песчаниках свиты, дополненное анализом структурных особенностей обломков пород и состава минералов тяжелых фракций позволяет считать, что питающая провинция в среднекаменноугольное время сохранила свои основные черты.

Интересно отметить, что прецезионное изучение плотности обломочных зерен на градиентной трубке (Кац, 1966) с подбором образцов по площади впадины ("стратиграфический срез" по подошве цикла IV₂) и по разрезу джезказганской свиты показало исключительное постоянство значений плотности зерен на гистограммах (2,54–2,64 г/см³), несмотря на различную степень эпигенетического изменения песчаников на разных участках впадины. Последнее подтверждает представление о том, что покровы кислых эффузивов были метаморфизованы еще в питающей древней провинции. Вывод не противоречит данным А.Н.Заварицкого и В.И.Гоньшаковой (1945), что для кислых эффузивов, слагающих метаморфизованные покровные излияния зеленокаменных зон, характерны обломки с микрофельзитовой структурой.

Как известно, в Джезказгане к песчаным осадкам подводной дельты принадлежат так называемые конгломераты раймундовского типа (Дружинин, 1963б). Литологически они представлены мелкими и средними гальками и гравием кварца, кварцитов, окремнелых известняков, кремней, яшм и других пород различного цвета. Появление крупных обломков в средней части разреза рудоносной джезказганской свиты соответствует некоторому обновлению источников сноса в результате региональных тектонических движений. Наиболее сильно эти движения проявились в среднекаменноугольное время к юго-востоку от Джезказгана – в Джунгарском Алатау, где отмечено в разрезах даже структурное несогласие (Кумпан, 1960).

Раймундовский конгломерат литологически резко выделяется в разрезах как маркирующий репер 2 (см. фиг. 2). Благодаря его стратиграфическому положению в сред-

песчаных осадков кос и пересыпей (ПП), песчано-алевритовых осадков лагун (ПЛ) и

| MnO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | C | S | Cl | Сум- ма |
|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------|------|------|------------|
| 0,04 | 1,82 | 3,35 | 0,44 | 3,46 | 0,48 | 5,92 | 0,03 | 0,01 | 0,14 | 99,64 |
| 0,07 | 2,01 | 3,35 | 0,53 | 2,51 | 0,54 | 2,60 | 0,01 | - | 0,20 | 99,89 |
| 0,07 | 2,62 | 1,26 | 0,68 | 2,04 | 0,12 | 1,14 | 0,03 | - | - | 99,80 |
| 1,13 | 3,24 | 1,21 | 0,43 | 1,34 | 0,10 | 3,24 | - | 0,01 | 0,48 | 100,90 |
| 0,40 | 3,28 | 1,03 | 0,31 | 1,09 | 0,24 | 6,82 | - | - | - | 100,28 |
| 0,19 | 4,59 | 0,95 | 0,55 | 0,28 | 0,12 | 6,08 | - | - | - | 100,81 |
| 0,22 | 2,11 | 0,94 | 0,45 | 2,20 | 0,12 | 4,50 | - | 0,10 | 0,07 | 99,97 |
| 0,06 | 0,26 | 4,50 | 0,61 | 4,42 | 1,11 | 0,82 | 0,42 | 0,02 | 0,14 | 100,53 |

ней части разреза пестроцветной меденосной формации он может быть назван полуформационным¹. Кроме того, в породах подводной дельты Джеказгана встречены гальки и гравий сероцветных, красноцветных и переходных цветов из подстилающих глинистых слоев. В песчаных осадках кос и пересыпей обломки глинистых пород, как правило, угловаты (щебень). Присутствие крупных глинистых обломков в песчаных породах всего разреза рудоносной свиты позволяет признать удачным их местное название - внутриформационные конгломераты.

Ассоциация полевошпатовых граувак. Данная ассоциация представлена песчаными породами жиделисайской свиты. Для нее характерен еще более широкий диапазон изменения содержания главных породообразующих компонентов. Так, содержание обломков пород изменяется от 32 до 90%. Полевые шпаты присутствуют в количестве 5-58%; среди них также преобладают кислые плагиоглазы - альбит, кислый олигоклаз; микроклин встречается в небольшом количестве. Содержание кварца меняется от 3 до 21%. По отношению ко второй ассоциации содержание кварца в породах несколько уменьшилось, очевидно, в связи с незначительными изменениями в питающей провинции. Зерна кварца неправильные, окатанность их хуже, чем в подстилающей толще. Это, естественно, связано с превращением речной артерии во временный поток пролювиального типа.

Среди обломков пород устойчиво преобладают эффузивы кислого состава (60-78%) с характерной микрофельзитовой структурой. Присутствуют также обломки с микрогранитовой структурой. По сравнению с песчаниками подстилающей джеказганской свиты в породах наметилось некоторое увеличение содержания обломков основных эффузивов; они представлены теми же структурными типами. Поэтому поле третьей ассоциации на дочернем треугольнике несколько смещено дальше в сторону эффузивов смешанного состава. Количество обломков прочих пород остается низким, как и для второй ассоциации.

Исследование минералов тяжелой фракции в песчаных породах жиделисайской свиты позволило установить преобладание среди них рудных зерен: лейкоксена, лейкок-

¹Рудничные геологи называют раймундовский конгломерат внутриформационным. По результатам формационного анализа меденосных отложений его правильной именовать полуформационным.

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции песчаных пород жиделисайской и джезказганской свит

| № образца | Фация | Цикл | Минералы | | | | | | |
|-----------|-------|--------------------|--------------------------|----------------------|----------|--------|----------|-----------------|---------------------------|
| | | | красно-бурые гидроокислы | лейкоксен и ильменит | ильменит | циркон | ангидрид | барит, целестин | зерна различных минералов |
| 1а/99 | СВ | II _{5gd} | 68 | - | 7 | 2 | - | 22 | 1 |
| 7/99 | ПП | VI _{Igd} | 38 | 4 | 18 | 1 | - | 37 | 2 |
| 10/99 | ПЗ | III _{Igd} | 44 | 1 | 31 | - | - | 23 | 1 |
| 45/99 | ПП | I ₇ | 5 | 7 | 84 | 1 | - | 2 | 1 |
| 39/99 | ПР | II ₆ | 22 | 14 | 59 | 3 | - | - | 2 |
| 36/99 | ПР | III ₅ | 24 | 3 | 70 | 2 | - | - | 1 |
| 22/99 | ПР | I ₄ | 71 | 1 | 26 | 1 | - | - | 1 |
| 27/99 | ПП | I _{3a} | 76 | 1 | 21 | 1 | - | - | 1 |
| 7/3909 | ПП | I ₃ | 6 | 20 | 12 | 3 | 6 | 51 | 2 |
| 34а/99 | ПП | I _{2a} | 48 | 4 | 37 | 5 | - | 5 | 1 |
| 850/3920 | ПР | IV ₂ | 8 | 2 | 84 | 4 | - | 1 | 1 |

санизованного ильменита, ильменита и красно-бурых окислов и гидроокислов железа. Последние нередко составляют 35–71% тяжелой фракции. Хромит и магнетит присутствуют только как единичные зерна. Другая часть минералов тяжелой фракции (10–40% и более) представлена сульфатами: ангидритом, целестино-баритом и барито-целестином. Циркон, как и в подстилающих отложениях, представлен двумя разновидностями: хорошо окристаллизованными шестоватыми и оскольчатыми зернами и как бы округлыми – “оплавленными”. Во фракциях циркона содержится от 0,5 до 9%. В виде отдельных зерен встречены следующие минералы: бесцветный и бурый гранат, темно-серый и синий турмалин, сфен, анатаз, бледно-зеленый эпидот, цоизит, хлорит, биотит и роговая обманка. Приведенные данные позволяют считать, что в верхнекаменноугольное время продолжалось выветривание в питающей провинции пород жаксыконской серии девона (ее низов), сформированной, в свою очередь, за счет разрушения эффузивных образований кислого и основного состава, а также полнокристаллических изверженных пород гранитного состава.

Таким образом, в изученном меденосном и красноцветном разрезе Джезказгана выявлена устойчивая тенденция изменения вещественного состава песчаных пород от собственно граувакковых в отложениях виле-намюра к полевошпатово-граувакковым в красноцветной толще верхнего карбона. Содержание кварца в изученных песчаных породах разреза изменяется незначительно, поэтому общая степень зрелости терригенного материала (отношение содержания кварца в породе к сумме содержания полевых шпатов и обломков пород) остается все время низкой. Некоторое увеличение содержания кварца и полевых шпатов при движении вверх по разрезу сопровождается изменением соотношения компонентов в группе обломков пород. Так, вверх по разрезу закономерно уменьшается содержание обломков кислых эффузивов, что частично компенсируется соответствующим увеличением содержания обломков основных эффузивов. Содержание прочих обломков пород во всех трех ассоциациях остается низким (1–3%) и может считаться стабильным.

Указанные изменения минерального состава в группе обломков пород нельзя считать благоприятными для устойчивости в разрезе пластового сульфидного оруденения. Выше показано, что в питающей провинции Джезказгана первичное сульфидное оруде-

нение генетически было связано с породами D₃, в частности, с образованиями жаксыконской серии Сарысу-Тенизского поднятия. Поэтому даже при всех прочих благоприятных факторах перспективы меденосности красноцветных отложений жиделисайской свиты естественно уменьшились. Благодаря же превращению речной артерии во временный поток пролювиального типа их можно считать отрицательными. С другой стороны, устойчивое существование дельты в северо-западной части Джезказганской впадины в конце вие-намюрского времени и специфический – собственно граувакковый состав песчаных пород разреза позволяют рассматривать отложения итаузской свиты как первоочередной объект для роста производительных сил Джезказгана.

Результаты изучения минерального состава тяжелых фракций во всем исследованном разрезе позволяют сделать заключение о том, что эти данные не могут считаться надежными при корреляции разрезов карбона в любой части Джезказганской впадины. Последнее связано с однообразием состава аксессуарных минералов и крайне низким процентным содержанием их в породах. В совокупности эти данные не позволяют уверенно отмечать в разрезах изменения в содержании отдельных минералов. Кроме того, в тяжелых фракциях разреза жиделисайской свиты преобладают сульфаты главным образом седиментационно-диагенетического происхождения.

Таким образом, проведенное в Джезказгане фашиально-циклическое (стратиграфическое) и формационное расчленение немых и фаунистически охарактеризованных меденосных отложений помогло установить в разрезе три ассоциации песчаных пород и наметить генетическую связь сульфидного полиметаллического оруденения в питающей провинции. Каждая из выделенных ассоциаций оказывалась устойчивой на площади впадины, однако более дробное расчленение отложений по минералого-петрографическим данным представляется практически нецелесообразным и пожалуй невозможным.

При сравнении положения полей ассоциаций (I–III) на основном треугольнике (см. фиг. 23) наблюдается их значительное перекрытие. Это воспринимается, на первый взгляд, как исключительное однообразие пород по минеральному соотношению основных компонентов во всей меденосной и красноцветной толще Джезказгана. Но при детальном анализе на примере каждой ассоциации (формации) можно наблюдать повторение общей тенденции изменения соотношений основных породообразующих компонентов. Так, для нижних – подошвенных песчаных пород в каждой формации фиксируется их собственно граувакковый состав. При движении вверх по разрезу формаций наблюдается различное обогащение песчаных пород кварцем и полевыми шпатами. Иначе говоря, в толще карбона Джезказгана общее изменение соотношений породообразующих компонентов в песчаных породах имеет отчетливо выраженный циклический тип. Поэтому выделение в разрезе Джезказгана трех естественных минеральных ассоциаций никак нельзя считать искусственным. Более того, проведение детальных минералого-петрографических исследований песчаных пород и выделение ассоциаций стало возможным только после формационного изучения разреза на основе данных фашиально-циклического метода. Поэтому, очевидно, что соответствующие тектонические движения территории Центрального Казахстана имели не только явно выраженный циклический характер, но при непосредственной близости области седиментации и питающей провинции они происходили синхронно.

Детальное сопоставление разрезов Джезказгана на основе литогенетических и фашиальных типов пород позволило отказаться от применения в качестве руководящего критерия при расчленении немой толщи классических минералого-петрографических характеристик пород. Поэтому геологам разведочного бурения и рудничной геологической службы месторождения рекомендуется осваивать метод фашиально-циклического анализа разрезов, в частности, изучать слоистость осадочных пород, на основе которой выделять фации и уверенно коррелировать любые разрезы только по циклическим элементам.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

В исследованной толще меденосных и красноцветных отложений Джезказгана глины представлены различными генетическими типами осадков: морскими, заливно-лагунными и континентальными. Они различаются не только по присутствию или отсутствию в породах кальцитовых конкреций, цвету (от темно-коричневых и бурых, сформированных в заливно-лагунных и континентальных условиях, до зелено-голу-

рых глин собственно морского бассейна), но главным образом по слоистости пород и мощности отложений слоя (см. главу II). При латеральном замещении морских глин заливно-лагунными можно наблюдать различные переходные цвета и оттенки. Собственно глинистые осадки, как правило, являются тонко отмученными. Обилие терригенных частиц различного размера характерно обычно для пород смешанного состава. В составе терригенных компонентов в глинах смешанного состава во фракции $< 0,001$ мм встречаются кварц, полевые шпаты, а также тонкодисперсные частицы окислов и гидроксидов железа – гематит и гётит. Присутствие последних определило красную окраску пород и было подтверждено химически по повышенному содержанию Fe^{2+} (нерастворимого в 10%-ном HCl), а также на рентгенограммах после прокаливания по резкому усилению характерных отражений. Кроме того, в глинах встречаются тонкорассеянные зерна аутигенных минералов – кальцита, гипса, ангидрита и пирита.

При изучении шлифов установлено, что породы состоят из тонкоагрегатной массы чашуйчатых минералов с низким двупреломлением. Детальное изучение глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм позволило констатировать, что основным и постоянно присутствующим минералом в глинах является диоктаэдрическая гидрослюда с примесью хлорита.

Гидрослюда устанавливается на дебаграммах по характерным базальным отражениям $cd = 9,9-10,12$, иногда $10,3 \text{ \AA}$, не изменяющим свое положение при нагревании до 550°C и насыщении глицерином. Общая повышенная интенсивность базальных отражений первого и третьего порядков по сравнению с отражениями второго порядка позволяет относить гидрослюда к разновидности, обогащенной железом. Характерно, что после прокаливания интенсивность базального рефлекса (060) $cd = 1,53 \text{ \AA}$ сохранилась. Это свидетельствует о принадлежности гидрослюда к диоктаэдрическому типу, который является основным компонентом глинистых пород Джезказгана. Детальное изучение рефлексов в области $2,5-4,6 \text{ \AA}$ позволило отнести слюдястый минерал к полиморфной модификации 1 M. Только в одном случае, при анализе собственно глинистой фракции из мелкозернистого бурого песчаника фации береговых такыров (цикл VI_{1gd}, горизонт 1, нижнежиделисайская подсвита), в качестве преобладающего компонента в глинах установлена гидрослюда полиморфной модификации 2M₁. Нельзя не отметить также, что в обр. 12 из Златоуст-Беловского карьера (горизонт № 1), в глинистых гидрослюдистых осадках материкового моря полиморфной модификации 1M установлены реликты монтмориллонитового минерала. Последнее выявлено благодаря появлению слабой линии базального отражения $cd = 17-18 \text{ \AA}$ на ориентированном образце, который насыщался глицерином.

В табл. 6 и 7 приведены межплоскостные расстояния и интенсивности отражений гидрослюдистых глин различной фациальной природы полиморфной модификации 1M (обр. 76/99 – зелено-голубые аргиллиты фации песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры – трансгрессивные части циклов нижнежиделисайской подсвиты). Для сравнения приводится характеристика красноцветного глинистого алевролита той же фации, но из регрессивной части цикла нижнежиделисайской подсвиты – обр. 10/99. Обр. 25/99 характеризует красноцветный аргиллит фации песчаных осадков кос и пересыпей – горизонт № 3а верхнеджезказганской подсвиты. Обр. 12/3л зелено-голубой аргиллит фации глинистых осадков материкового моря (горизонт № 1 нижнеджезказганской подсвиты). Химический состав (в %) гидрослюдистой глины (обр. 12): $SiO_2 - 57,84$; $TiO_2 - 0,87$; $Al_2O_3 - 19,96$; $Fe_2O_3 - 1,79$; $FeO - 4,78$; $CaO - 0,57$; $MgO - 2,36$; $MnO - 0,06$; $Na_2O - 0,26$; $K_2O - 4,50$; $P_2O_5 - 0,61$; $H_2O^+ - 4,42$; $H_2O^- - 1,11$; $CO_2 - 0,82$; $C - 0,42$; $S - 0,02$; $Cl - 0,14$; сумма – $100,53$. На фиг. 24 показаны дифференциальные кривые нагревания, а на фиг. 25 электронно-микроскопические снимки глин меденосного и красноцветного разрезов Джезказгана.

Исследование глин рентгеновским методом дополнено изучением оптических свойств ориентированных поликристаллических агрегатов. Установлено, что светопреломление ориентированных агрегатов гидрослюдистого состава во фракции $< 0,001$ мм колеблется в широком диапазоне: $N_g = 1,580-1,567$; $N_p = 1,562-1,556$. Последнее связывается с переменным содержанием в глинах хлорита как примеси. При увеличении количественного содержания железистого хлорита светопреломление ориентированных агрегатов несколько возрастало.

Межплоскостные расстояния (в кХ) и интенсивности отражений глин гидрослюдистого состава (диоктаэдрическая гидрослюда с примесью триоктаэдрического хлорита, образцы ориентированы, фракция < 0,001)

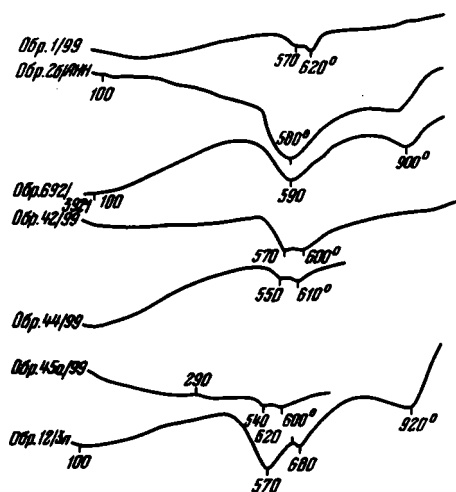
| Обр. 76/99 | | | | Обр. 8/99 | | | | Обр. 10/99 | | | | Обр. 25/99 | | | |
|----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|
| насыщенный гли- церином | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церином | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церином | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церином | | прокаленный, t = 550°C | |
| I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ |
| 5 | 14,2 | 6 | 13,8 | 4 | 14,2 | 6 | 13,7 | 1 | 13,5 | 2 | 13,6 | 1 | 13,5 | 1 | 13,6 |
| 9 | 10,0 | 9 | 10,1 | 10 | 10,0 | 6 | 9,9 | 9 | 9,9 | 9 | 10,1 | 8 | 9,9 | 9 | 10,0 |
| 6 | 7,1 | 5 | 7,1 | 5 | 7,1 | 1p | 6,88 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 5 | 5,0 | 6 | 5,0 | 5 | 5,0 | 6 | 4,97 | 6 | 4,97 | 8 | 4,99 | 5 | 4,99 | 6 | 4,99 |
| 4 | 4,72 | 1 | 4,74 | 3 | 4,74 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 3 | 4,50 | 3 | 4,52 | 1 | 4,48 | 4 | 4,46 | 2 | 4,50 | 5 | 4,40 | 4 | 4,50 | 2 | 4,52 |
| 5 | 4,29 | 4 | 4,22 | 3 | 4,24 | 5 | 4,22 | 5 | 4,22 | 5 | 4,24 | 4 | 4,26 | 3 | 4,26 |
| 1 | 4,08 | 1 | 4,03 | 1 | 4,03 | 1 | 4,01 | 1 | 4,03 | 1 | 4,03 | 1 | 4,04 | 1 | 4,03 |
| 1 | 3,72 | 2 | 3,70 | 2 | 3,65 | 5 | 3,65 | 2 | 3,68 | 3 | 3,68 | 4 | 3,65 | 3 | 3,68 |
| 5 | 3,53 | 4 | 3,52 | 4 | 3,53 | 2 | 3,49 | 1 | 3,49 | 1 | 3,51 | 1 | 3,51 | 1 | 3,49 |
| 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 | 10 | 3,32 |
| 5 | 3,18 | 4 | 3,18 | 4 | 3,17 | 5 | 3,17 | 3 | 3,18 | 3 | 3,18 | 4 | 3,17 | 3 | 3,18 |
| 2 | 3,06 | 1 | 3,06 | 2 | 3,06 | 2 | 3,07 | 2 | 3,06 | 2 | 3,06 | 2 | 3,07 | 2 | 3,07 |
| 2 | 2,94 | 1 | 2,94 | 2 | 2,95 | 1 | 2,93 | 1 | 2,95 | 1 | 2,95 | 1 | 2,96 | 1 | 2,97 |
| 4 | 2,83 | 4 | 2,83 | 3 | 2,84 | 1 | 2,80 | 1 | 2,84 | 1 | 2,85 | 1 | 2,85 | 1 | 2,84 |
| 2 | 2,69 | 1 | 2,68 | 1 | 2,67 | 1 | 2,68 | 1 | 2,69 | 1 | 2,69 | 2 | 2,69 | 1 | 2,69 |

Таблица 6 (окончание)

| Обр. 76/99 | | | | Обр. 8/99 | | | | Обр. 10/99 | | | | Обр. 25/99 | | | |
|-----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|-----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|-----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|-----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|
| насыщенный гли- церинном | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церинном | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церинном | | прокаленный, t = 550°C | | насыщенный гли- церинном | | прокаленный, t = 550°C | |
| I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ | I | $\frac{d}{n}$ |
| 5 | 2,57 | 2 | 2,57 | 4 | 2,55 | 3 | 2,57 | 4 | 2,57 | 2 | 2,57 | 5 | 2,57 | 3 | 2,57 |
| - | - | - | - | - | - | 2 | 2,51 | - | - | 2 | 2,51 | - | - | - | - |
| 4 | 2,457 | 2 | 2,446 | 3 | 2,452 | 3 | 2,441 | 4 | 2,452 | 2 | 2,452 | 2 | 2,457 | 1 | 2,468 |
| 4 | 2,373 | 2 | 2,373 | 3 | 2,317 | 1 | 2,383 | 3 | 2,383 | 2 | 2,383 | 4 | 2,368 | 1 | 2,378 |
| 2 | 2,266 | 1 | 2,261 | 1 | 2,266 | 1 | 2,270 | 2 | 2,248 | 1 | 2,270 | 1 | 2,257 | 1 | 2,261 |
| - | - | 1 | 2,216 | 1 | 2,230 | 1 | 2,221 | - | - | 1 | 2,216 | - | - | - | - |
| 5 | 2,124 | 4 | 2,120 | 5 | 2,120 | 4 | 2,112 | 5 | 2,157 | 4 | 2,116 | 5 | 2,120 | 4 | 2,124 |
| 6 | 1,987 | 6 | 1,980 | 6 | 1,980 | 6 | 1,990 | 6 | 1,976 | 5 | 1,994 | 6 | 1,980 | 5 | 1,983 |
| 4 | 1,883 | 1 | 1,877 | 3 | 1,877 | 2 | 1,874 | 1 | 1,877 | 2 | 1,880 | 1 | 1,877 | 1 | 1,880 |
| 5 | 1,813 | 4 | 1,802 | 5 | 1,799 | 4 | 1,802 | 5 | 1,802 | 4 | 1,804 | 4 | 1,804 | 4 | 1,804 |
| 1 | 1,716 | 1 | 1,711 | 1 | 1,713 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 6 | 1,650 | 5 | 1,646 | 5ш | 1,650 | 5ш | 1,657 | 5 | 1,655 | 5 | 1,657 | 5 | 1,643 | 5 | 1,646 |
| 5 | 1,537 | 4 | 1,532 | 5 | 1,530 | 5 | 1,528 | 5 | 1,530 | 5 | 1,533 | 3 | 1,530 | 3 | 1,532 |
| 5 | 1,497 | 2 | 1,490 | 5 | 1,492 | 3 | 1,497 | 5 | 1,494 | 3 | 1,501 | 3 | 1,530 | 3 | 1,532 |
| 5 | 1,366 | 4 | 1,363 | 5 | 1,362 | 5 | 1,363 | 5 | 1,363 | 5 | 1,365 | 3 | 1,362 | 4 | 1,366 |

Межплоскостные расстояния (в кХ) и интенсивности отражений гидрослюдистой глины (диоктаэдрической гидрослюды с примесью хлорита и реликтами монтмориллонитового минерала)

| Образец 12/3л | | | | | |
|-----------------------------|---------------|---------------------------|---------------|---------------------------------------|---------------|
| природный $d_{CT} = 0,3$ мм | | природный ориентированный | | ориентированный насыщенный глицерином | |
| l | $\frac{d}{n}$ | l | $\frac{d}{n}$ | l | $\frac{d}{n}$ |
| | | | | 4ш | 17-18 |
| 5 | 14,21 | 5 | 13,83 | 5-4 | 13,6 |
| 6 | 10,12 | 10 | 9,95 | 7 | 10,12 |
| 5 | 7,07 | 10 | 7,02 | 7 | 7,07 |
| 4 | 5,02 | 8 | 5,04 | 6 | 4,88 |
| - | - | 7 | 4,74 | 6 | 4,70 |
| 9 | 4,45 | 2 | 4,48 | 2 | 4,48 |
| 5 | 4,19 | 6-5 | 4,19 | 5 | 4,19 |
| 3 | 3,54 | 10-9 | 3,56 | 9 | 3,54 |
| 10 | 3,30 | 10 | 3,34 | 10 | 3,34 |
| 1 | 3,05 | - | - | - | - |
| 1 | 2,83 | - | - | - | - |
| 1 | 2,65 | - | - | - | - |
| 9 | 2,57 | - | - | - | - |
| 5-4 | 2,47 | - | - | - | - |
| 5-4 | 2,38 | - | - | - | - |
| 4-3 | 2,23 | - | - | - | - |
| 4 | 2,13 | - | - | - | - |
| 5 | 1,98 | - | - | - | - |
| 1 | 1,88 | - | - | - | - |
| 5 | 1,8128 | - | - | - | - |
| 1 | 1,6987 | - | - | - | - |
| 3-2 | 1,6568 | - | - | - | - |
| 1 | 1,6237 | - | - | - | - |
| 4 | 1,5427 | - | - | - | - |
| 6 | 1,4972 | - | - | - | - |
| 1 | 1,4184 | - | - | - | - |
| 5-4 | 1,3717 | - | - | - | - |
| 1 | 1,3301 | - | - | - | - |
| 4 | 1,2944 | - | - | - | - |



Фиг. 24. Дифференциальные термические кривые фракции $< 0,001$ мм из пород различной фашиальной природы меденосной толщи Джекказгана.

Обр. 1/99 - фашия неотсортированных осадков силевых выносов - СВ, верхнежелдизсайская подсвита, цикл II_{5gd}; обр. 26/Анн - фашия песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ, нижнежелдизсайская подсвита, цикл I_{1gd} (трансгрессивная часть); обр. 692/3921 - фашия песчано-алевритовых осадков лагун - ПЛ, верхнеджекказганская подсвита, цикл III₃; обр. 42/99 - фашия песчаных осадков подводной части дельты - ПР, верхнеджекказганская подсвита, цикл II₆; обр. 44/99 - фашия песчаных осадков подводной части дельты - ПР, верхнеджекказганская подсвита, цикл III₆; обр. 45а/99 - фашия песчаных осадков кос и пересыпей - ПП, верхнеджекказганская подсвита, цикл I₇; обр. 12/Зл - фашия глинистых осадков материкового моря - МГт, нижнеджекказганская подсвита, цикл VII₁

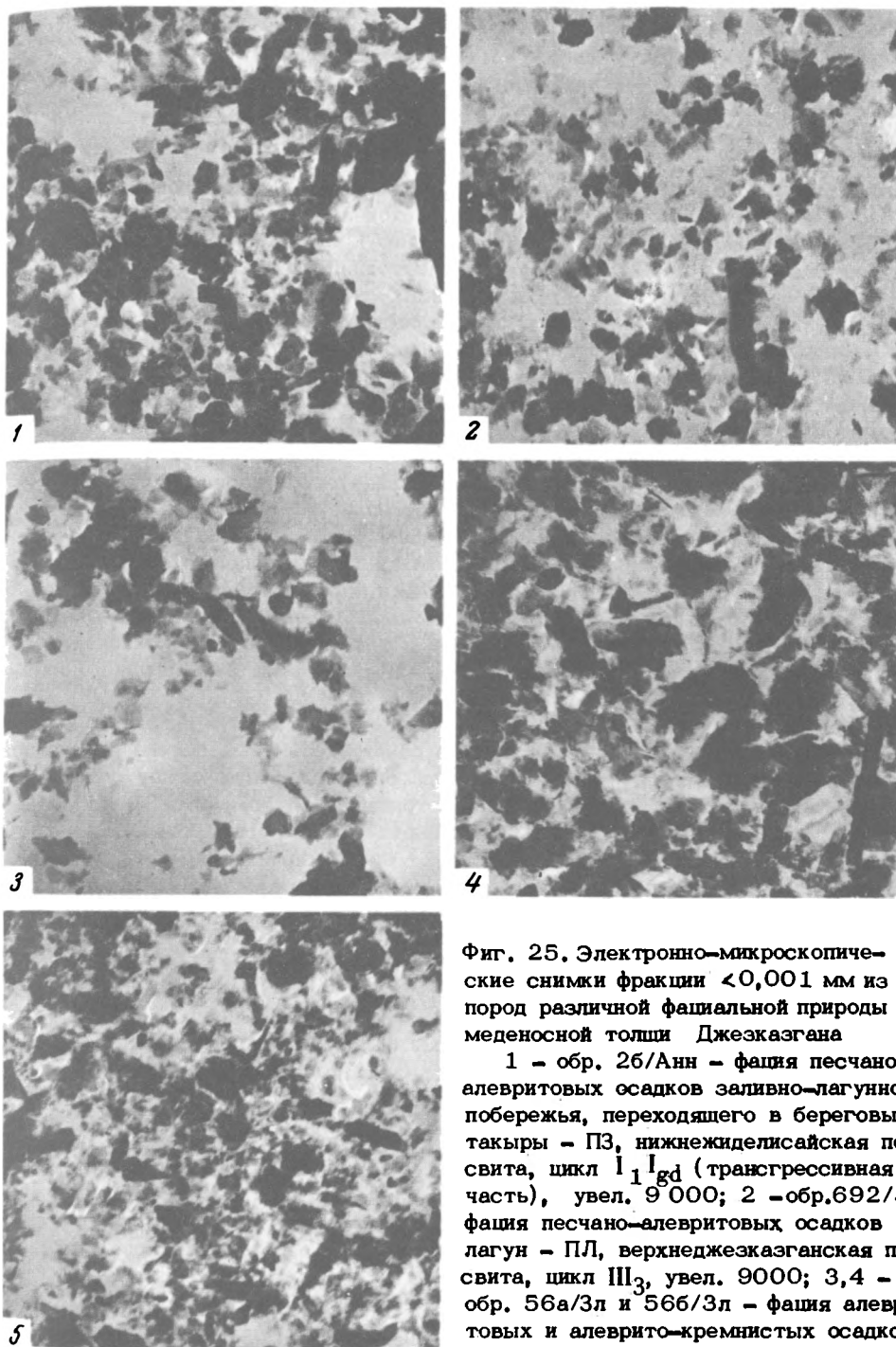
Хлорит триоктаэдрического типа устанавливается по характерным базальным отражениям $cd = 14,2-14,6; 7,0-7,1; 4,7-4,74; 2,83-2,84 \text{ \AA}$ и др. Для образцов континентальных осадков типа береговых такыров и глинистых осадков материкового моря при их прокаливании (при температуре 550°C) происходило сокращение базального отражения (001) с 14,2 или 14,6 до 13,7 или 13,8 \AA . Последнее связывается с частичным разрушением бруситовых слоев у хлорита.

Таким образом, проведенное рентгено-структурное, оптическое и термическое изучение глинистых фракций $< 0,001$ мм позволило констатировать исключительное однообразие вещественного состава глин в осадках различных фаший Джекказгана (гидролюда с примесью хлорита).

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Как известно, в кровле второго рудоносного горизонта джекказганской свиты залегают кремнистые образования типа роговиков со скрытокристаллической структурой (халцедон, реже опал). Они являются прекрасным маркирующим репером (репер 1, см. фиг. 2), так как устойчиво прослеживаются не только на территории впадины, но далеко за ее пределами. Кремнистые образования локализованы на сравнительно небольшом участке разреза красноцветных алевритовых осадков материкового моря, мощностью около 1,8-2,5 м, при мощности алевритовых осадков до 28 м. В разрезе обычно наблюдаются два самостоятельных прослоя кремней или один слой суммарной мощности.

Морфологически кремни представлены несколькими разновидностями: плотными однородными и даже массивными стяжениями, неоднородной пористой массой с неровными волнистыми поверхностями ограничения, содержащими многочисленные пустоты, а также желвакообразными стяжениями различной величины или мелкими слойками. Значительная часть кремнистых образований имеет полосчатое строение или характеризуется пятнистостью. Например, на центральном Джекказгане в Златоуст-Беловском карьере кремнистый слой слагается из множества мелких неправильных прерывистых прямолинейных или пологоволнистых слойков. Крупные линейно вытянутые стяжения диаметром до 20-30 см встречаются редко; залегают они, как правило, прерывисто и кулисообразно. Цвет собственно кремнистых стяжений различный - розовый, серый, но главным образом черный, на выветрелой поверхности бурых алевритов обычно охристый (мелкие слойки).



Фиг. 25. Электронно-микроскопические снимки фракции $<0,001$ мм из пород различной фашиальной природы меденосной толщи Джекказгана

1 - обр. 26/Анн - фашия песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ, нижнежделисайская подсвита, цикл I_1^{Igd} (трансгрессивная часть), увел. 9 000; 2 - обр. 692/3921 - фашия песчано-алевритовых осадков лагун - ПЛ, верхнеджекказганская подсвита, цикл III_3 , увел. 9000; 3, 4 - обр. 56а/Зл и 56б/Зл - фашия алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря - МАКт, нижнеджек-

казганская подсвита, цикл IV_2 , увел. 9000; 5 - обр. 12/Зл - фашия глинистых осадков материкового моря - МГт, нижнеджекказганская подсвита, цикл VII_1 , увел. 9 000

Относительно происхождения кремней исследователями высказываются различные соображения. Наиболее правильные представления, с нашей точки зрения, были высказаны Д.Г.Сапожниковым (1948).

Образование кремней происходило на огромной площади Центрального Казахстана. Оно, естественно, должно было сопровождаться внесением в бассейн седиментации большой массы коллоидного кремнезема. Источниками кремнезема, по мнению Д.Г.Сапожникова, по-видимому, являлись горячие растворы, связанные с эффузивной деятельностью еще не затухшей в соседнем районе (Джаксы-кон, Сюрту-су).

Имеющийся в нашем распоряжении материал, а также новые данные других исследователей подтверждают мнение Д.Г.Сапожникова об осадочной природе кремней. Эти данные, кроме того, позволяют высказать соображение о времени и обстановке их образования.

Детальное фашиально-циклическое сопоставление разрезов Джезказганской впадины показало, что слой с кремнями латерально замещается на территории впадины и далеко за ее пределами (Джезказган-Сарьсуйская впадина) черными кремнистыми известняками. К юго-юго-западу от Джезказгана на расстоянии около 100 км в обнажении сопки Кок-тубе в этом слое Д.Г.Сапожниковым (1938) установлена морская микрофауна.

Локальное положение кремней в узком стратиграфическом интервале разреза, региональное распространение их на огромной территории, но главным образом приуроченность только к породам определенного фашиального типа — алевритовым и карбонатным осадкам материкового моря, свидетельствуют о наличии так называемого фашиального контроля в размещении кремней. По данным палеогеографических реконструкций установлено, что на прибрежных участках, например, в северо-восточной части Джезказганской впадины (Талдыбулакская мульда), слой черных роговиков является мощным и массивным. Поэтому кремни, как более устойчивые к выветриванию образования, резко выделяются в рельефе в виде длинных прямолинейных гряд. Кроме того, в поле шахты 41 на центральном Джезказгане в подошве песчаных осадков подводной дельты (цикл I_{2a}) установлены гальки черных кремней. Именно на этом участке впадины слой кремней оказался локально размыт. Последнее указывает, что литификация первично-осадочного кремнезема в слое красных морских алевритов с образованием морфологически различных стяжений кремнезема завершилась достаточно быстро и по времени соответствует диагенезу.

В.А. Голубовским и Т.Н. Голубовской (1964) на северном борту Джезказганской впадины (в 8 км к востоку от пос. Северный) в обнажении левого берега р.Жиланды обнаружены вулканогенные туфы, занимающие в разрезе положение между горизонтом кремней и раймундовским конгломератом, т.е. в толще пород горизонта № 2а (покр-8). Туфы образуют слой линзовидной формы, протяженностью немногим более 4 км, с максимальной мощностью 5-7 м. Они представляют собой кирпично-красную породу, имеющую на склоне полураковистый излом, часто с острыми режущими краями. Туфы очень устойчивы к выветриванию и поэтому слагают наиболее высокие элементы рельефа местности. На кирпично-красном фоне основной массы туфов четко выделяются белые включения полевых шпатов, имеющие прямоугольную и реже многоугольную форму, придающую породе порфиристую структуру. Иногда полевые шпаты разрушены, тогда на их месте образуются пустоты. Текстура туфов массивная.

Другое обнажение туфов установлено по левому берегу р.Улькен-Джезды, в 6 км к югу от горы Кызылтау, несколько выше по разрезу раймундовского конгломерата. Эти туфы близки описанным выше. Они залегают также линзообразно и прослежены на расстоянии около 3,5 км; мощность их до 3 м. В отдельных местах они имеют тонкую горизонтальную слоистость, однако большая их часть имеет массивную текстуру.

Основная масса туфов представлена тонкодисперсным поляризирующим агрегатом, в котором отчетливо различаются зернистые скопления, обломки кварца, таблитчатые кристаллы плагиоклазов, альбитизированные обломки калиевых полевых шпатов. Иногда наблюдались железненные чешуйки биотита, кристаллы циркона и рудного минерала. Величина включений не превышает алевритовой размерности. Причем большая часть обломков имеет прямолинейные грани и четкие углы; лишь изредка встречаются обломки с неровными изъеденными краями и сглаженными углами. Количество включений составляет 3-5% от массы туфа. В проходящем свете прекрасно видны реликты пепловой структуры, характеризующиеся присутствием игольчатых, рогульчатых, серповидных, лучистых обломков стекла, раскристаллизованного в тонкозернистые агрегаты кварца. Размер остроугольных обломков не превышает 0,2 мм. Остатки пепловых частиц служат неоспоримым аргументом в пользу вулканического происхождения туфов. Хими-

ческий состав их (в %) следующий: SiO_2 - 78,25; TiO_2 - 0,21; P_2O_5 - 0,1; Al_2O_3 - 11,98; Fe_2O_3 - 1,21; FeO - 0,17; MnO - 0,01; MgO - 0,6; CaO - 0,66; Na_2O - 5,41; K_2O - 0,6; п.п.п. - 1,05; сумма 100,25.

Порода представляет собой пепловый туф липаритового состава. Повышенное содержание в туфах окиси кремния объясняется В.А.Голубовским и Т.Н.Голубовской вторичным окремнением и частичным выносом других компонентов, главным образом щелочей, при разложении полевых шпатов. Перенос материала, по мнению исследователей, скорее всего происходил в воздушной среде. Присутствие довольно крупных обломков кварца и полевого шпата указывает на незначительную дальность переноса вулканического материала; горизонтальная слоистость определяет осаждение материала в субаквальных условиях.

Таким образом, на территории Центрального Казахстана по времени, геологически очень близкому к образованию слоя кремней, происходила активная вулканическая деятельность. С ней связывается поступление в морской бассейн, точнее в его прибрежную часть, коллоидального кремнезема. Изучение вещественного состава пеплового материала определило кислый состав магмы; преобладание воздушного переноса материала при образовании туфов подсказало, что извержение происходило в наземных условиях и, естественно, могло сопровождаться излиянием кислых термальных вод. Предположение о кислом составе термальных вод основывается на особенностях палеогеографического размещения роговиков и синхроничных им кремнистых известняков. А именно, собственно кремнистые массивные породы располагаются вблизи ископаемого берега. Между ними и известняками существует переходная зона, в которой, очевидно, происходило постепенное изменение геохимических условий прибрежной части на геохимические условия открытого морского бассейна. Кроме того, кислые термальные воды поступали в морской бассейн в очень узком стратиграфическом интервале, т.е. во время накопления незначительного по мощности прослоя трансгрессивных осадков цикла IV_2 . Более раннее и продолжительное поступление термальных вод, например, в регрессивные фазы циклической седиментации, вызвало бы растворение рудных компонентов (карбонатных и оксикарбонатных минеральных соединений) и, как следствие, привело бы к безрудности дельтовых осадков в циклах IV_2 и I_{2a} .

Палеогеографические реконструкции для любого из уровней трансгрессивных осадков цикла IV_2 на относительно небольшой площади Джезказганской впадины не могут дать достаточно дифференцированной картины размещения фаций вследствие однообразия осадков материкового моря и их широкого площадного распространения. Поэтому, чтобы как-то представить специфику размещения морских осадков относительно ископаемой береговой линии, предлагается воспользоваться размещением на территории впадины осадков регрессивного ряда, например, по подошве цикла IV_2 . На этом "стратиграфическом срезе" (см. главу VI) большую часть территории впадины занимают песчаные осадки главного подводно-дельтового рукава. Они простираются широкой полосой через всю впадину с северо-востока на юго-запад. На южном и западном бортах впадины эти осадки обрамляются песчаными осадками кос и пересышей. Считается, что в трансгрессивный этап циклической седиментации подводная дельта сместилась в сторону континента, т.е. в северо-восточном направлении. Поэтому территория Талдыбулакской мульды, расположенной на северо-востоке Джезказганской впадины, естественно оказалась ближе к коренному берегу. Иначе говоря, мульда находилась на главном направлении поступления во впадину обломочного и тонковзвешенного материала, приносимого речной артерией с континента. Можно также допустить, что воды некоторых кислых термальных источников смешивались с речными водами, нейтрализуя или даже подкисляя их; в таком виде они поступали в приустьевую часть Джезказганского залива. Воды других термальных источников могли также впадать в залив или же непосредственно в морской бассейн. Индивидуальное поступление кислых термальных вод в различные части бассейна контролировалось главным образом географическим размещением вулканических аппаратов на территории Центрального Казахстана и рельефом местности.

Особенностью термальных растворов, насыщенных и пересыщенных кремнеземом, считается возможность полимеризации кремнезема с образованием гелеобразного осадка в кислой среде при $\text{pH} = 5,5$ (Петр, 1955). Очень слабое гелеобразование начинается в кислой среде при $\text{pH} = 2$ и в щелочной при $\text{pH} = 8$. С другой стороны, при обычной температуре и при $\text{pH} > 9$ (Alexander a.o., 1954) наблюдается резкое увеличение растворимости аморфного кремнезема, значительно превышающее 140 мг/л (при $\text{pH} < 9$).

Поскольку допускалось, что воды главной речной артерии (Палео-Джезказгана) могли смешиваться с кислыми водами термальных источников, то в приустьевой части залива (в Талдыбулакской мульде) происходила нейтрализация щелочных вод морского бассейна или даже их подкисление. В этих условиях могла продолжаться полимеризация кремнезема, его осаждение и сохранение в осадке. При интенсивном поступлении в бассейн гелеобразного кремнезема процесс полимеризации происходил не полностью. Дегидротация коллоидального кремнезема в диагенезе способствовала превращению его, как, например, в районе Талдыбулакской мульды, в слой массивных роговиков. В других случаях, очевидно, имела место сегрегация рассеянного в осадке кремнезема, которая завершилась образованием слоев или более крупных стяжений.

Таким образом, палеогеографическое размещение на территории впадины кремнистых образований и их морфологические данные позволили в сочетании с геохимическими особенностями кремнезема в зоне гипергенеза реконструировать возможный механизм образования роговиков, т.е. связать природу регионального окремнения алевротовых осадков материкового моря с поступлением в бассейн седиментации кислых термальных вод, пересыщенных аморфным кремнеземом, и объяснить латеральное замещение кремней на более мористых участках черными кремнистыми известняками.

Что касается времени формирования кремней, то, по химическим данным, процесс полимеризации кремнезема и его дегидротация происходили достаточно быстро. Поэтому образование роговиков завершилось еще в диагенезе. Последнее подтверждается тем, что кремнистые стяжения в виде гальки присутствуют на небольшом участке впадины в регрессивных осадках подводной дельты следующего седиментационного цикла 1_{2a} (горизонт № 2a – покр-8; поле шахты 41).

ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕДЕНОСНЫХ И КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОД

Следует заметить, что наиболее изученными в Джезказгане являются осадки одноименной свиты. Поэтому особенности постседиментационных преобразований пород рассматриваются только на примере этой части разреза. Поскольку закономерности диагенетической стадии литогенеза меденосных и красноцветных пород Джезказгана детально анализируются в главе VI при выяснении генезиса сульфидного оруденения, то в данной главе процессы постседиментационного изменения пород начинаются с описания эпигенетической стадии (таблицы XXII, XXIII)

Процессы эпигенеза сильно изменили исходные терригенные компоненты рудоносной джезказганской свиты, переработав одновременно и первичнообломочные структуры пород. Процесс структурной и аутигенно-минералогической переработки пород свиты может быть разделен по меньшей мере на два этапа. В течение первого, соответствующего начальному эпигенезу, имело место общее гравитационное уплотнение пород и массовое формирование аутигенных цеолитов главным образом анальцима. Реликты последнего в виде своеобразных псевдоморфоз альбита и карбоната по анальциму отмечаются регионально во всех песчаных породах, где эти псевдоморфозы слагают внутренние стенки уцелевших пор, образованных смежными зернами обломков эффузивов (табл. XXII).

Аналогичная массовая цеолитизация, связанная также с обилием вулканогенно-эффузивных обломков, широко развита в красноцветных породах верхней перми в Оренбургском Приуралье, где комплекс общих эпигенетических изменений (в отличие от Джезказгана) не продвинулся глубже их начальной стадии. Ранняя цеолитизация сопровождалась в Джезказгане, так же как и на Урале, интенсивной карбонатизацией, как бы запечатывающей друзовидные выделения кристаллов анальцима на стенках пор кальцитом.

Вследствие общего погружения пород джезказганской свиты и проявления дислокационных напряжений наступил второй этап глубинного эпигенеза. В начале этого этапа произошло резкое изменение структур песчаных пород, выражавшееся в конформном растворении смежных обломочных зерен, доведенных предшествующими процессами гравитационного уплотнения до взаимного соприкосновения и примыкания.

Конформация, т.е. растворение зерен под действием локального давления смежных зерен, происходит тем интенсивней, чем лучше первично отсортирована и отмыта пес-

чаяная порода. Тормозящее влияние на конформацию оказывает присутствие гидроокисно-железистого цемента, создающего как бы защитные оболочки на обломочных зернах. Поэтому наиболее интенсивное конформное растворение зерен имеет место в сероцветных песчаниках, лишенных гидроокислов железа еще в диагенезе.

Конформация сопровождается регенерацией кварца и полевых шпатов (альбита). Однако в тех случаях, когда шелевидные поры образованы не мономинеральными зернами, а обломками различных пород, регенерация сменяется образованием blastового агрегата кварца и альбита, создающего видимость инфильтрационного окварцевания породы. В некоторых местах породы наблюдался непосредственный переход регенерационной оболочки кварца в его blastированный агрегат, что имеет место в узких поровых щелях, радиально отходящих от зерна обломочного кварца (табл. XXIII). В непосредственной близости от зерна поры выполнены регенерационным кварцем одинаковой с ним оптической ориентировки, по мере удаления от зерна регенерационная оболочка, образуя втянутые в шелевидные поры заливчики, сменяется blastовым агрегатом вторичного кварца

Другим процессом, видоизменяющим обломочные зерна, является их коррозия на стыке со слюдяным новообразованным агрегатом. В силу выраженных лучше, чем в обломочных зернах, стрессовых свойств диоктаэдрической слюды происходит направленное интенсивное растворение первых, осуществляющееся под действием локального давления смежных зерен, передаваемого через слюдястый или гидрослюдястый агрегат. Обломочные зерна, находящиеся в контакте со слюдой, начинают как бы таять в одном направлении, превращаясь в извилисто-таблитчатые или линзовидно-фестончатые образования. Чаще всего такое растворение происходит в направлении, перпендикулярном к общему напластованию в породе, отчего этот процесс получил название грабитационно-направленной коррозии (Шутов, 1962). Как и конформация она сопровождается переводом в интерстациональный раствор большого количества силикатного материала.

Наконец, в песчаниках широко развиты метасоматические процессы замещения веществ терригенных обломков карбонатными минералами, что также обогащает поровые растворы алюмосиликатным материалом. Не рассматривая здесь в деталях последовательность всех процессов, можно сказать, что все они способствовали преобразованию исходных обломочных структур пород в сложные мозаичные образования с минимальной общей пористостью. Сложномозаичные структуры пород и развитие определенного комплекса новообразованных минералов, среди которых, помимо вторичного кварца, альбита и диоктаэдрической слюды, распространен хлорит типа пеннина и рипидолита, а из аксессуарных новообразований — иногда пренит, эпидот и сфен, позволяю отнестись породы джекказганской свиты к глубоко эпигенезированным и начально метагенезированным образованиям (Коссовская и др., 1957). Для пород такой стадии изменения характерно присутствие секущих жил, выполненных кварцево-кальцитовым материалом, заимствованным непосредственно из вмещающих пород (Копелиович и др., 1961).

Как известно, дислокация пород джекказганской свиты сопровождалась образованием сложных зон растяжения, сжатия и внутрипластового скалывания, распределение которых контролировалось общим структурно-тектоническим развитием региона (Сатпаев, 1935). Трещины, возникшие в процессах, синхроничных описанным, должны были заполняться растворяющимся силикатным материалом, подобно тому, как шло заполнение этим материалом свободных пор в породе. Естественно, что вместе с силикатным и карбонатным материалом из ближайших к трещинам вмещающих пород могло перемешаться и рудное вещество, образуя жилы так называемого альпийского типа (латерально-секреторный процесс).

Следует иметь в виду, что выявленная минералогическая и геохимическая специфика такой минерализации, в частности, присутствие в ней некоторых элементов, отсутствующих в руде вмещающих пород, может истолковываться как определенный захват этих элементов, вывобождавшихся из обломочных вулканогенно-эффузивных зерен при их массовом эпигенетическом растворении в породах. Данные о концентрации ряда редких элементов в кислых вулканогенно-эффузивных стеклах приведены в работе В.И.Вернадского (1912); в их числе фигурируют следующие элементы: Ва, Rb, Pb, Bi, Cu, Li и др. Поэтому при процессах эпигенетического преобразования вмещающих пород и руд, по-видимому, действительно не происходило далекой миграции компонентов, что дает право рассматривать эти процессы как автометасоматические.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАДИЙНОГО ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПЛАСТОВЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Хорошая устойчивость слоев песчаных осадков подводной части дельты, которые залегают в основании регрессивных рядов фаций и прослежены на территории Джекказганской впадины (см. главу III), позволяет рассматривать их подошвы как стратиграфические уровни для построения фациально-палеогеографических карт. Построение детальных палеогеографических карт значительно расширило возможности изучения пространственных сочетаний фаций и, в свою очередь, позволило уточнить их замещения не ограничиваясь различными профилями, структурными срезами или просто латеральными переходами фаций на отдельных участках.

Для изучения литолого-геохимических особенностей седиментационной стадии и постседиментационных процессов диагенеза грубых песчаных осадков подводной дельты из подошв седиментационных циклов IV_2 , I_{2a} , VI_{2a} , I_3) были отобраны образцы, характеризующие самый нижний интервал слоя мощностью 10 см. При относительно небольших размерах собственно Джекказганской впадины можно допустить, что стратиграфическое положение образцов более или менее синхронично. При этом имелось стремление с наибольшей полнотой охарактеризовать территорию впадины точками наблюдений. Иначе говоря, микроскопическая и химическая обработка образцов пород позволила дополнить фациально-палеогеографические карты рядом литолого-геохимических карт, которые по своему значению приближаются к палеогрунтовым картам древних водоемов (Шутов, Дружинин, 1963 б).

Положение рудоносных песчаных осадков дельтовых выносов только в подошвах регрессивных рядов фаций (Шутов, Дружинин, 1963а,б; Дружинин, 1964) наводило на мысль, что некоторые вопросы генезиса сульфидных руд Джекказгана могут быть решены построением фациально-палеогеографических карт и минералогическим анализом образцов по подошвам седиментационных циклов или по подошвам регрессивных рядов фаций. Поэтому построение целого ряда фациально-палеогеографических карт и дополнение их литолого-геохимическими данными давало возможность говорить об устойчивости не только в пространстве, но и во времени тех или иных факторов, благоприятных для сульфидного оруденения Джекказгана. Например, устойчивость некоторых особенностей седиментационной стадии накопления осадков может быть рассмотрена в первом приближении анализом четырех фациально-палеогеографических карт, которые построены по подошвам седиментационных циклов: IV_2 - верхний цикл горизонта эла-тоуст, I_{2a} - нижний цикл горизонта покро-8, VI_{2a} - верхний цикл горизонта покро-8, I_3 - нижний цикл горизонта нижний раймунд (фиг. 26, а-г).

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ СТАДИЯ

Особенности накопления рудовмещающих осадков подводной дельты

Фациально-палеогеографическая карта по подошве цикла IV_2 (см. фиг. 26,а) является самым нижним "стратиграфическим" (стратифицированным) срезом в разрезе джекказганской свиты; она отражает размещение фаций при установившемся на центральном Джекказгане заливно-лагунном побережье с дельтой крупной реки, которую предлагается называть "Палео-Джекказган". На карте с северо-востока на юго-запад про-

тягивается мощный рукав подводной дельты. Направление движения обломочного материала в нем указано стрелкой. Это направление установлено, помимо общих регионально-фациальных построений, многочисленными замерами элементов косо́й слоистости, устойчиво обнаруживающих падение слоев в южных румбах.

Характерно, что в пределах всей полосы осадков подводной дельты структурно-текстурные особенности пород не меняются. Песчаники в основном крупно- и среднезернистые с отчетливой гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях, часто с характерной перекрестной и разнонаправленной косо́й слоистостью. Однако в направлении с северо-востока на юго-запад в пределах указанной фациальной полосы наблюдается значительное изменение в окраске пород. На севере это отчетливо красноцветные песчаные породы; по мере движения на юго-запад красноцветная окраска сменяется на сероцветную и еще далее на отчетливую зеленоцветную, которая наблюдается только вблизи фронтального перехода собственно дельтовых осадков в песчаные осадки кос и пересыпей. На карте этот переход в окраске пород обозначен соответствующим сгущением точек. Для песчаных осадков кос и пересыпей характерно общее преобладание красноцветной окраски. Иными словами, собственно зеленоцветная окраска пород фиксируется у самого фронтального края дельтового рукава в области его сопряжения с осадками кос и пересыпей. Песчаные осадки кос и пересыпей, в отличие от песчаных осадков дельтовых выносов, представлены более мелкозернистыми разностями с различной косо́й слоистостью. В них отсутствует гранулометрическая сортировка материала в слоях и характерно присутствие галек (нередко щебня) красноцветных пород, часто сгуженных без всякой закономерности.

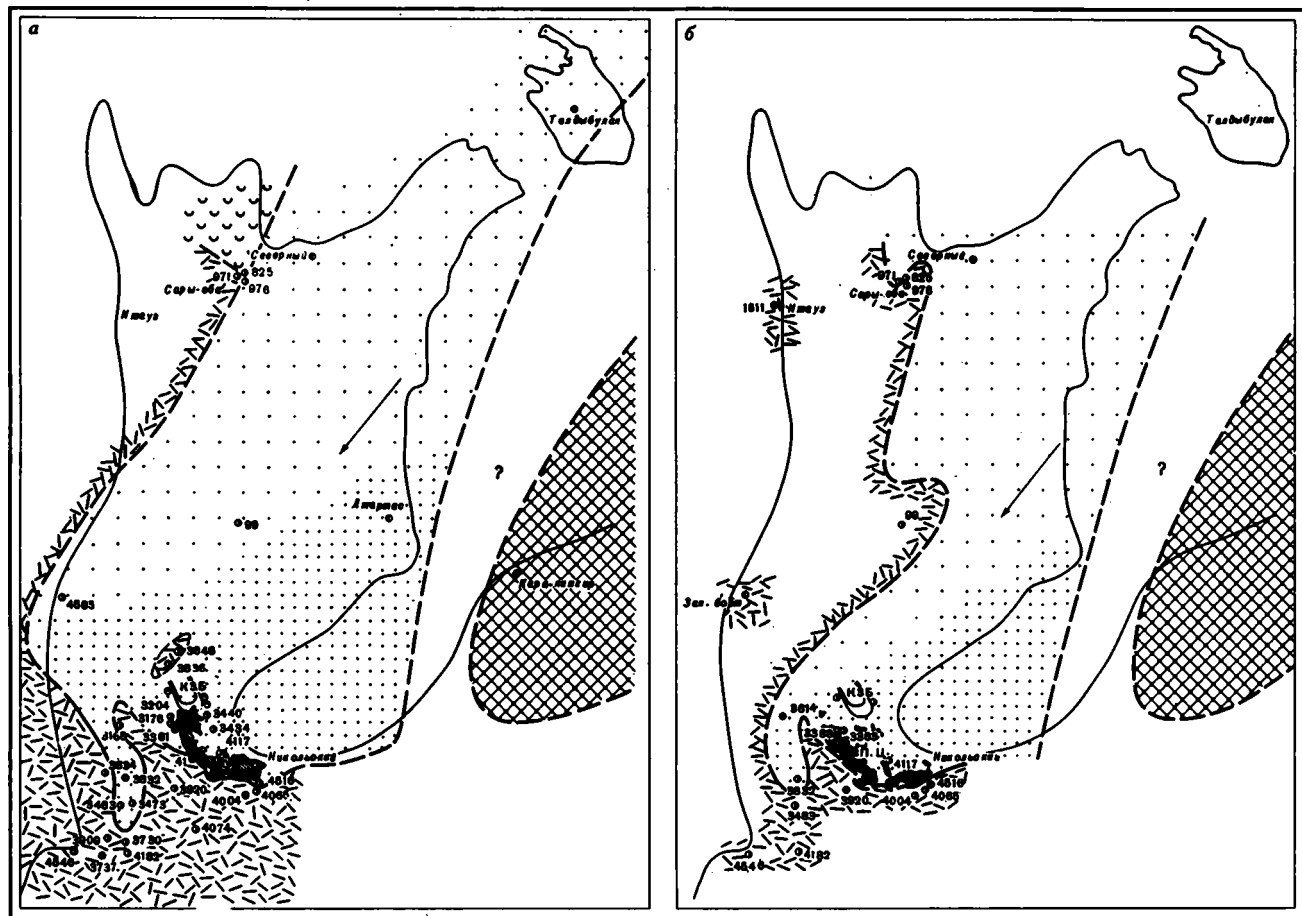
Фронтальное сопряжение осадков дельты с осадками кос и пересыпей детально прослежено в плане по многочисленным наблюдениям в шахтах и по скважинам. Причем как на профилях, так и в плане отмечается приуроченность медного сульфидного оруденения непосредственно в зоне стыка осадков указанных фаций (см. фиг. 26, а-г).

Необходимо отметить, что фациально-палеогеографические карты территории Джезказганской впадины и карты распространения основного сульфидного оруденения на центральном Джезказгане строились для отдельных уровней различными исследователями. Только после завершения этой работы соответствующие карты были совмещены. При этом на совмещенных картах обнаружилось точное по своей детальности совпадение южного фронтального выклинивания сульфидных залежей и латерального перехода подводно-дельтовых осадков в песчаные осадки кос и пересыпей. Удалось даже выяснить некоторые детали строения авандельты. Например, на фациально-палеогеографической карте по подошве седиментационного цикла IV_2 в поле шахты 41 (см. фиг. 26, а) среди осадков дельтовых выносов был оконтурен небольшой участок ("островок") песчаных осадков кос и пересыпей. При совмещении карт контуры этого "островка" были закономерно обрамлены породами подводной дельты с устойчивым сульфидным оруденением.

В юго-западной части фациально-палеогеографической карты (см. фиг. 26, а) в деталях выявлен второстепенный подводно-дельтовый рукав. Остальные латеральные переходы дельтовых осадков прослежены менее детально по причине отсутствия разведочных скважин. Так, на северо-западе красноцветные отложения подводных выносов сменяются песчано-алевритовыми осадками зоны волновой ряби. На востоке впадины фиксируется достаточно пологое уваловидное поднятие, которое устанавливается благодаря седиментационному выклиниваюнию слоев цикла IV_2 . Такой общий литолого-фациальный план распределения пород в начальный этап накопления осадков этого цикла. Следует подчеркнуть, что он определяется главным образом гидродинамическими особенностями среды в седиментационную стадию.

С целью выяснения устойчивости в джезказганское время указанных особенностей размещения фаций на территории впадины дополнительно построены еще три фациально-палеогеографические карты (см. фиг. 26, б, в, г). Сравнение карт между собой позволяет утверждать, что в джезказганское время в авандельте устойчиво существовало фронтальное обрамление дельтовых осадков песчаными осадками кос и пересыпей. При этом обращает на себя внимание закономерное смещение во времени по часовой стрелке главного дельтового рукава, а также появление на востоке в результате общей устойчивой регрессии моря собственно аллювиальных отложений. Последние установлены только в подошве седиментационного цикла I_3 (см. фиг. 26, б).

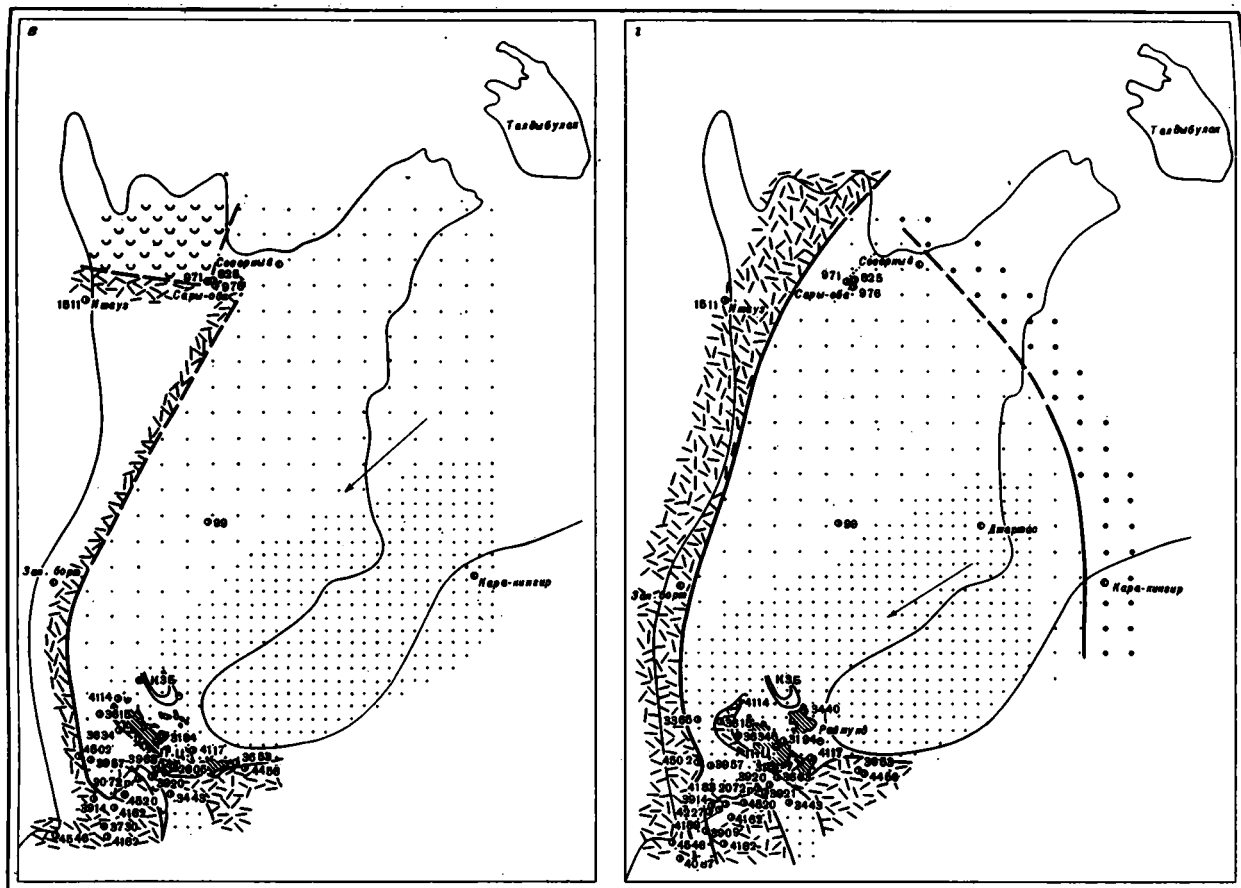
Следует подчеркнуть, что не на всех картах с равной степени детальности прослежены латеральные переходы рудоносных и безрудных дельтовых осадков в песчаные



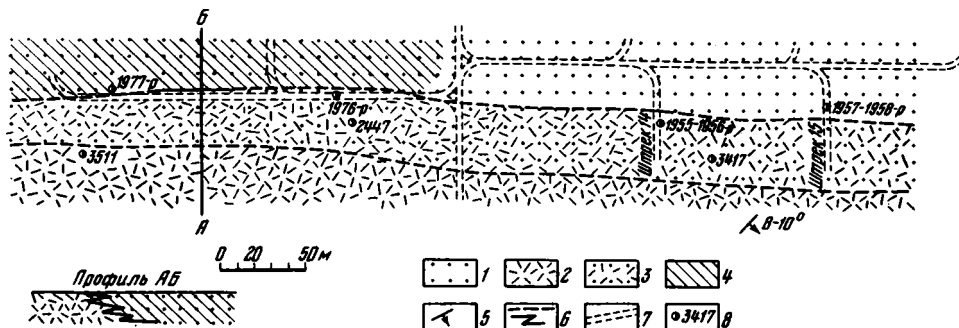
Фиг. 26. Фашиально-палео-географические карты обра-зования осадков по подош-вам нескольких седимента-ционных циклов джезказган-ской свиты: а - IV₂, го-ризонт № 2 (златоуст); б - I_{2a}, горизонт № 2а (покро-8); в - VI_{2a}, гори-зонт № 2а (покро-8); г - I₃ - горизонт № 3 (нижний раймунд).

1 - полого выступающий участок суши; 2 - мелководные (красноцветные) песчаные осадки подводной дельты, и соответственно, лате-ральный переход их также в мелководные песчаные осадки русла; 3 - более глубоководные серые и зеленовато-се-рые песчаные осадки под-водной дельты; 4 - песчано-алевритовые осадки зоны волновой ряби заливно-ла-гунного побережья частично материкового моря; 5 - пес-чаные осадки кос и пересы-пей; 6 - красноцветные мелководные песчаные осад-ки русла; 7 - медное суль-фидное оруденение; 8 - вык-





ливание конгломератов раймундовского комплекса на прибрежных участках; 9 – границы фашиальных зон; 10 – современный эрозионный срез пород рудоносной джезказганской свиты; 11 – скважины; 12 – обнажения; 13 – карьеры; 14 – шахты; 15 – направление поступления обломочного материала в дельте. Цифры на карте – номера исследованных скважин и шахт



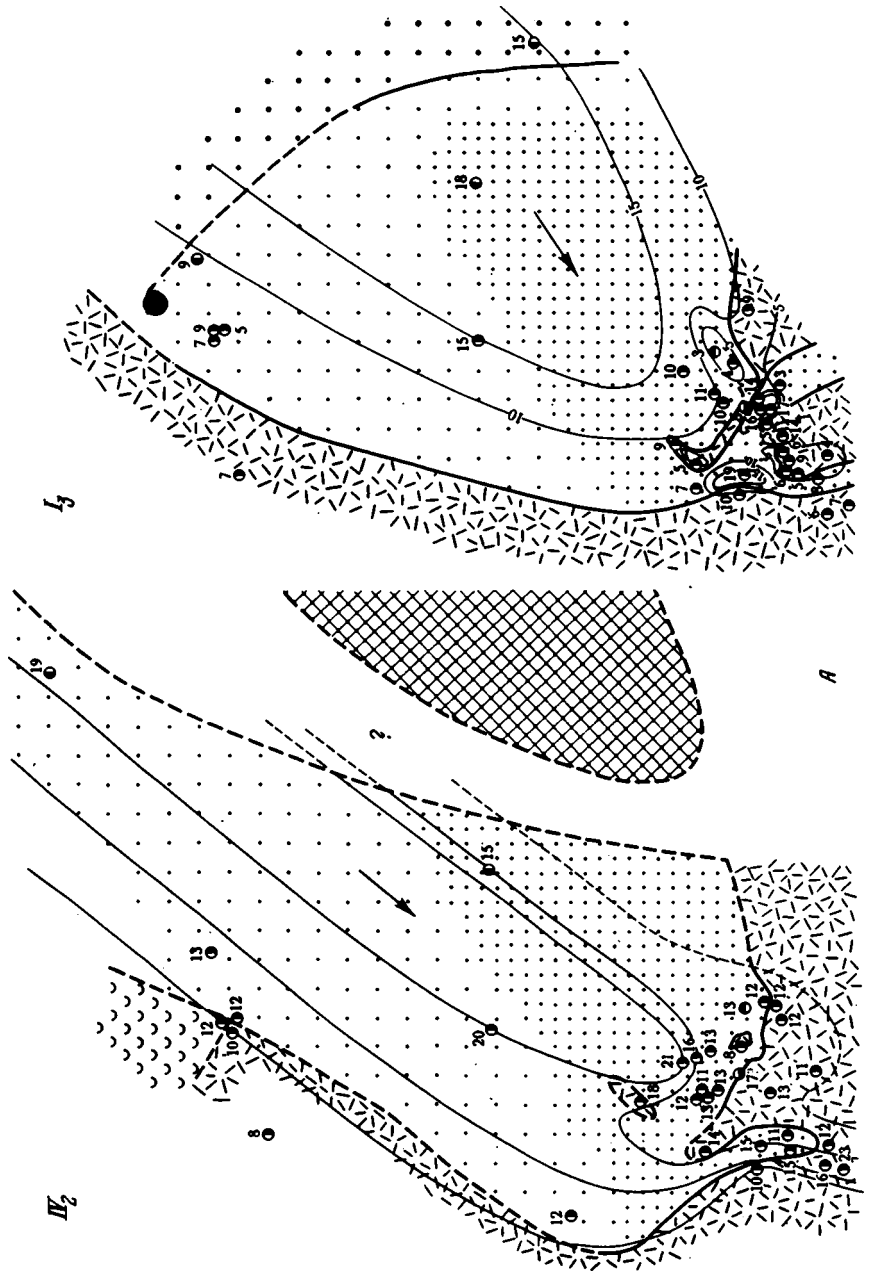
Фиг. 27. Фронтальное замещение рудоносных песчаных осадков подводной дельты безрудными песчаными осадками кос и пересыпей с характерной "зубчатостью слоя", по определению Н.А. Головкинского (участок центрального рудного поля Джекказгана, цикл I₃).

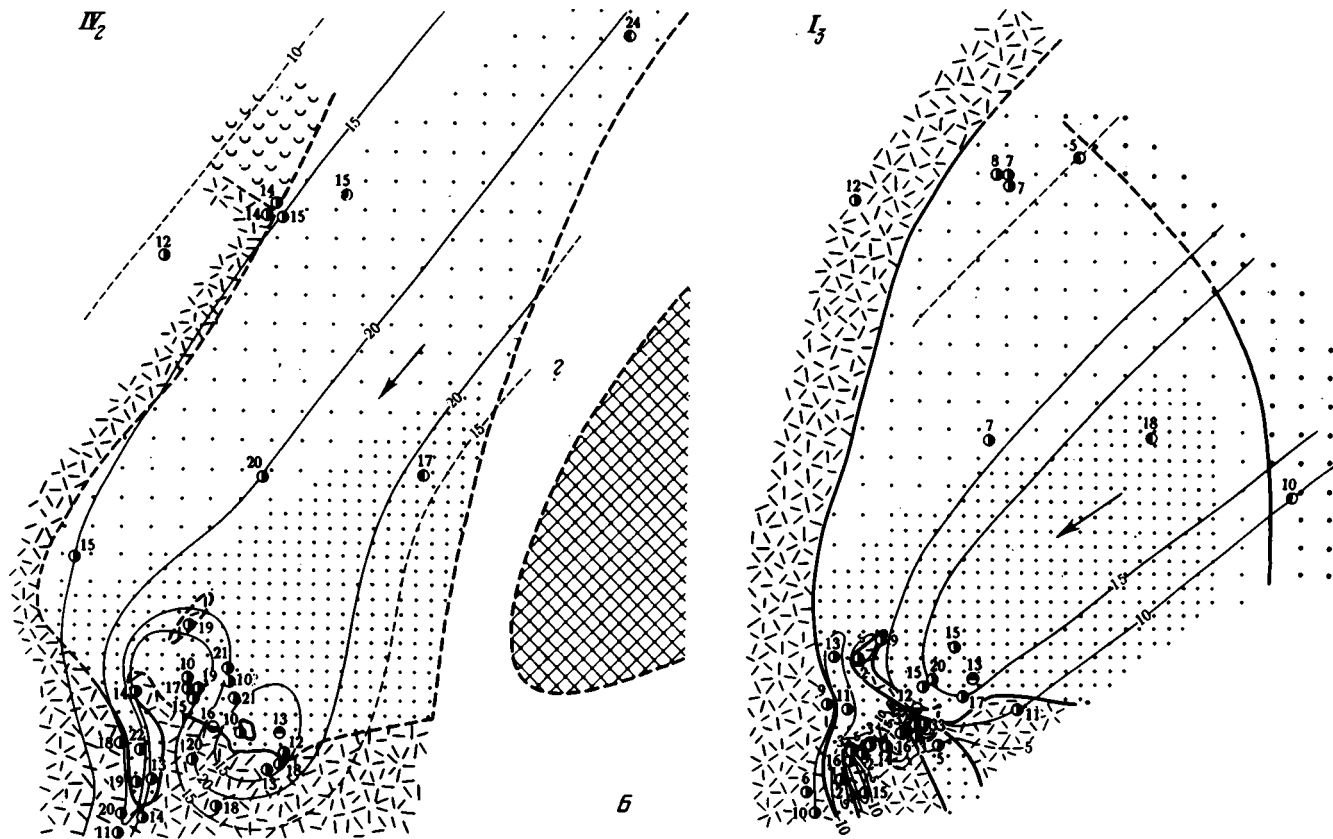
Фашии: 1 – песчаных осадков подводной части дельты, 2 – песчаных осадков кос и пересыпей; 3 – латеральный переход песчаных осадков подводной дельты в песчаные осадки кос и пересыпей; 4 – вкрапленное халькозиновое оруденение в песчаных осадках подводной дельты; 5 – элементы залегания пород; 6 – латеральные – фашиальные границы пород; 7 – горные выработки; 8 – скважина и ее номер

осадки кос и пересыпей. С большей детальностью прослежен только фронтальный переход рудоносных осадков в безрудные благодаря наличию на центральном Джекказгане многочисленных выработок, как например, на фашиальной карте одного из участков рудного поля шахты 31 (горизонт нижний раймунд, цикл I₃; фиг. 27). Поэтому не вызывает сомнений, что столь благоприятный для сульфидного оруденения Джекказгана устойчивый фронтальный парагенез подводно-дельтовых осадков с песчаными осадками кос и пересыпей существовал длительное время и протягивался "регионально" по всему авандельтовому фронту.

Хорошим примером, иллюстрирующим устойчивость во времени такого фронтального парагенеза пород на центральном Джекказгане, считается меридиональный литогенетический профиль (см. фиг. 13). При этом первичные генетические признаки песчаных осадков кос и пересыпей, такие как общее побурение песчаников, отдельные неопределенно ориентированные слойки, единичные трещины усыхания, бурые железистые "караваи", слойки седиментационного гипса и другие, позволяют рассматривать эти осадки как сформированные при субаквальном и даже при субаэральном режимах. Новые данные в совокупности дают возможность считать, что в авандельтовой части речной артерии почти все джекказганское время устойчиво существовала седиментационная ловушка. Именно в ней вместе с грубым обломочным материалом происходило накопление рудных компонентов (меди, свинца и цинка). С другой стороны, осадки этой характерной аккумулятивной фашии, фронтально обрамлявшие авандельту, можно рассматривать как ископаемый ("обратный") берег на пути речной артерии к морю. Иначе говоря, на пути речной артерии к морю, кроме седиментационной ловушки, существовала еще устойчивая заливно-лагунная зона.

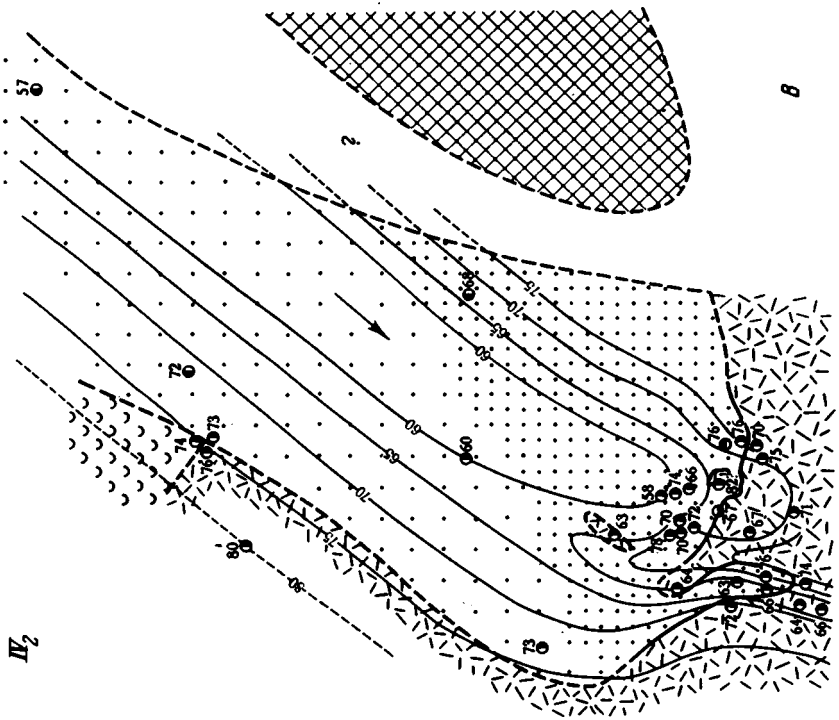
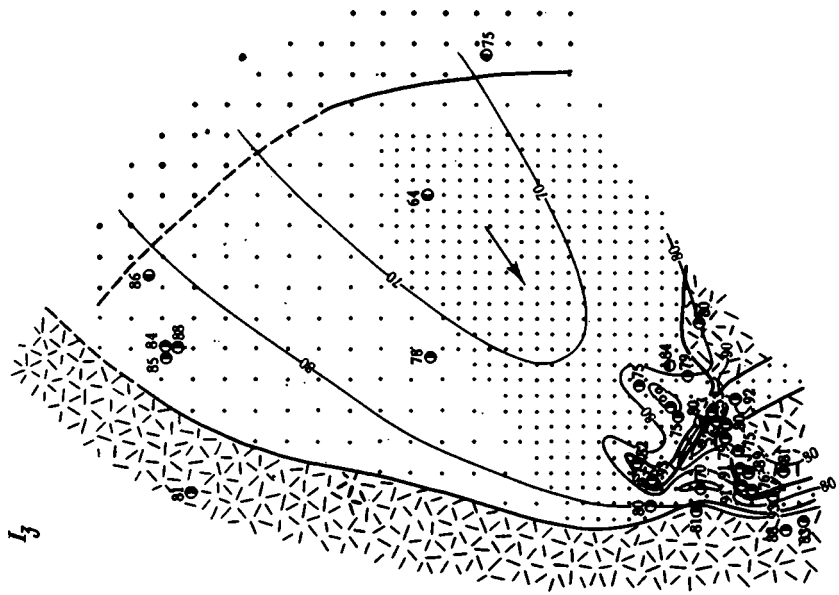
Становление столь специфического ландшафта и его устойчивое существование в джекказганское время могло иметь место только в результате интенсивного тектонического прогибания участка впадины, непосредственно прилегающего к ее южному борту, где и происходила основная разгрузка терригенного материала. Таким образом, в результате сочетания на территории впадины благоприятных факторов – тектонических движений и приморского ландшафта – создались условия для активного накопления на центральном Джекказгане осадков подводной дельты и одновременного образования по авандельтовому фронту (вдоль южного борта впадины) устойчивого вала из песчаных осадков кос и пересыпей. Столь необычное расположение фашии в приустьевой части, обусловленное существованием дифференциальных тектонических движений, привело к тому, что такая крупная речная артерия как Палео-Джекказган с дельтой шириной более 10 км не смогла пробить себе выход в море и вынуждена как бы задержаться в джекказганское время у южного борта впадины. Поэтому отсутствие в ландшафте





Фиг. 29. Распределение основных терригенных компонентов (в %) на территории Джезказганской впадины в песчаных осадках различной фашиальной природы по подошвам IV цикла горизонта № 2 (элитоуст) и I цикла горизонта № 3 (нижний раймунд)

А - кварц; Б - полевые шпаты; В - обломки пород.
Условные обозначения см. на фиг. 26



на центральном Джекказгане седиментационной ловушки во время первого крупного этапа регрессии морского бассейна (горизонт таскудук) обусловило безрудность здесь дельтовых осадков. Последнее наглядно показано на меридиональном литогенетическом профиле (см. фиг. 13) и объясняется наличием иного — неблагоприятного для оруденения литерального парагенеза песчаных осадков дельты не с песчаными осадками кос и пересыпей, а с песчаными осадками морских пляжей. С другой стороны, устойчивость во времени седиментационной ловушки обусловила промышленную рудоносность всех других восьми горизонтов джекказганской свиты, залегающих выше. Сульфидное оруденение в разрезе исчезает в жиделисайской время в связи с превращением крупной речной артерии во временный поток пролювиального типа.

Как известно, характер гидродинамической среды древнего водоема может быть восстановлен с помощью детального изучения общей гранулометрии древних осадков. Гранулометрия пород, взятых из оснований седиментационных циклов, изучалась под микроскопом с количественным подсчетом зерен различных размерных фракций. На основании выявленной гранулометрической характеристики вычислялись значения среднего диаметра зерен. Карты распределения среднего диаметра (M_d), подсвеченные фоном фаций, отчетливо выявляют поток среднезернистого и более грубого материала, поступавшего в бассейн с северо-востока. Стрежневая зона этого потока фиксируется по максимальному значению среднего диаметра ($M_d > 0,40$; фиг. 28)¹. На обеих фигурах отчетливо видно хорошее совпадение положения стрежневой зоны потока, установленной по замерам углов падения слоев в косослойчатых сериях (показано стрелкой), и общего направления изолиний одинаковой гранулометрии зерен. Обращает на себя внимание, что на картах изолинии равной зернистости почти в деталях фиксируют положение второстепенных подводно-дельтовых рукавов. В боковые стороны от стрежневой зоны наблюдается уменьшение величины M_d . Особенно четко это фиксируется по западной периферии потока при переходе в иной фациальный участок, где направленный поток ослабевает, замещаясь колебательными движениями воды в зоне волнений или даже (в известной мере) субэзральными песчаными осадками кос и пересыпей (см. фиг. 28).

Состав терригенного материала, разносимого дельтовым потоком, находился в тесной связи с его гранулометрической характеристикой. Как известно, основным компонентом терригенной части песчаных пород являются обломки кислых и основных эффузивов, составляющие в сумме до 60–80%. Кварц и полевой шпат (кислые плагиоклазы) имеют резко подчиненное значение (от 10 до 20%). Более крупнозернистые осадки относительно обогащены кварцем и полевыми шпатами; по мере измельчения материала растет содержание группы обломков пород (фиг. 29, А–В). Такое необычное распределение минеральных компонентов является следствием механической дифференциации обломочного материала. При этом с утонением зерна концентрируются не устойчивые минералы, а полиминеральные агрегаты (обломки пород). Это связано с криптозернистостью последних и с незавершенностью минеральной дифференциации вещества, являющейся следствием близости источников сноса и очень короткими путями транспортировки обломочного материала.

Особенности накопления рудных компонентов

Геохимическая подвижность рудных компонентов (Cu, Pb, Zn) в аридной зоне изучалась Е.Е.Беляковой (1961). При исследовании дренажных вод полиметаллических месторождений Казахстана установлена различная геохимическая подвижность элементов аридной природы, в частности выяснено, что она зависит от величины рН вод. Наиболее четко, как отмечает Е.Е.Белякова, эта зависимость от концентрации водо-

¹ Карты распределения среднего диаметра зерен, также как и карты распределения основных терригенных компонентов в процентах, которые рассматриваются ниже, построены только для двух стратифицированных срезов — самого нижнего (подшва цикла IV₂) и самого верхнего (подшва цикла I₃). Это связано с тем, что на промежуточных "стратиграфических" срезах распределение указанных параметров имеет аналогичный характер.

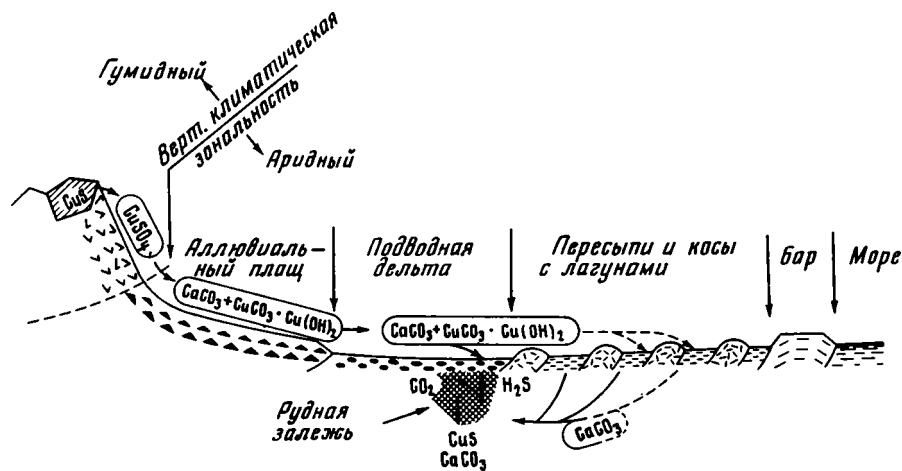
родных ионов в дренажных водах выражена для свинца и меди; менее отчетливо для цинка. Так, содержание меди в водах рудных жил, при прочих равных условиях, резко снижается до регионального гидрохимического фона при $pH \approx 7$. Содержание свинца резко уменьшается в нейтральных и слабощелочных растворах при $pH \geq 7,2$. Максимальные содержания цинка отмечаются в слабокислых водах рудных тел при pH от 5,5 до 6,5. В щелочных водах содержание цинка в растворе также снижается по мере возрастания щелочности и достигает фоновых значений при $pH \geq 7,5$. Эти данные подтверждают наблюдения А.Ф.Ефремова (Страхов, 1962), который ранее установил, незначительную транспортировку меди в растворенном состоянии в водах, дренирующих колчеданные месторождения. Проведенные им анализы вод убедительно показали, что на протяжении 10 км происходит фактически полное выпадение меди как твердой фазы из раствора сернокислой меди. При этом pH вод изменяется от 3,3 до 6,9. Таким образом, в речных водах, дренирующих коренные месторождения, выявляется некоторое различие в геохимической подвижности элементов аридной триады, причем медь в водах рек оказывается наименее подвижной и выпадает в осадок при $pH \geq 7$; свинец при $pH \geq 7,2$; цинк при $pH \geq 7,5$.

Приведенные данные находятся в строгом соответствии с величинами растворимости в водах оксикарбонатов меди и карбонатов свинца и цинка. Так, по данным М.Н. Яковлевой (1952), при пересчете на металл растворимость меди составляет около 0,1-0,2 мг/л, карбоната свинца - приблизительно 1,1 мг/л и карбоната цинка - 40 мг/л. Иными словами, различная растворимость в воде карбонатных соединений металлов аридной триады подтверждает общее увеличение геохимической подвижности элементов в ряду: $Cu-Pb-Zn$. Следует подчеркнуть, что в экспериментах М.Н. Яковлевой получены отрицательные результаты о возможной миграции в водах рек высоких концентраций меди за счет адсорбирующего воздействия на этот элемент глинистых коллоидальных частиц и органического вещества.

Если иметь в виду, что в залежах Джекказгана сосредоточено астрономическое количество рудных компонентов при относительно незначительном обогащении пород разреза органическим веществом, то можно отрицать в Джекказгане роль органики при миграции рудных компонентов. Что касается собственно глинистых слоев в разрезе джекказганской свиты, то они присутствуют на центральном Джекказгане главным образом в нижней подсвите (морские). В верхней подсвите глинистые слои встречаются реже и являются маломощными (трансгрессивные осадки заливно-лагунного происхождения), а сульфидное оруденение встречается в регрессивных рядах седиментационных циклов всего разреза свиты. Поэтому можно считать, что ни глинистое, ни растворенное органическое вещество не играло существенной роли при поглощении и транспортировке рудных компонентов в аридной зоне. Резюмируя сказанное, можно подтвердить вывод Н.М. Страхова о том, что "ни адсорбция минеральными коллоидами, ни поглощение растворенным органическим веществом не препятствуют возникновению повышенных и высоких концентраций $Cu-Pb-Zn$ в природных речных и бассейновых водах, когда сульфаты их поступают из коры выветривания материнских пород, обогащенных сульфидами этих элементов" (Страхов, 1962, стр. 76).

Изучение фашиальной принадлежности пород и размещения в них сульфидных залежей, а также детальный анализ минерального состава терригенных пород позволили реконструировать фашиальный профиль меденакпления, который является устойчивым и характерным для регрессивных рядов седиментационных циклов джекказганской свиты (фиг. 30). Согласно этому профилю, источником терригенного материала и меди являлась горная страна, сложенная главным образом комплексом осадочных образований жаксыгонской серии, содержащих полиметаллическое сульфидное оруденение. Близкое расположение горной страны от непосредственного бассейна седиментации, помимо общих геологических данных, доказывается минеральным составом и размерностью обломочного материала, в частности, незавершенным характером минеральной дифференциации, целиком контролируемой очень короткими путями транспортировки. По всей вероятности, главной питающей областью являлась складчатая структура Сарысу-Тенизского поднятия. В.М. Попов, считает, что в небольшой мере в качестве источника обломочного материала, кроме того, принимали участие позднекаледонские адамилиты и гранит-порфиры Эскулинского поднятия (Попов, 1959) с содержанием меди до 0,16%.

Обобщая сказанное, можно считать, что основная масса обломочного и рудного материала поступала в бассейн седиментации (Джекказганскую впадину) с севера и



фиг. 30. Схематический фашиальный профиль меденакопления в джезказганское время (регрессивный ряд фаший)

северо-востока. Несмотря на то, что седиментационный бассейн носит все признаки существования аридного климата, его питающая область в джезказганское время и ранее (визе-намюр) находилась в иной климатической зоне. Возможно, она располагалась в гумидной обстановке, ибо только в этом случае находит себе объяснение поступление в бассейн огромных масс пресной воды, которая перемешала в конечный бассейн стока галечный, грубый песчаный и более тонкий материал, а также рудное вещество. Сочетание источников сноса, находящихся в гумидной зоне, с примыкающим аридным бассейном седиментации лишний раз свидетельствует об относительной высокогорности питающей области. Таким образом, примыкающая к системе Сарысу-Генизского поднятия Джезказганская впадина являлась своего рода северной прибрежной частью огромного мелководного бассейна, располагавшегося целиком в аридном климате.

Выветривание в гумидной зоне материнских пород, несомненно, сопровождалось разрушением в первую очередь нестойких сульфидных минералов, которые окислялись и переходили в раствор в виде сульфатов меди, свинца и цинка. Однако сульфатные соли, главным образом меди, не отличаются устойчивостью в нейтральной и слабощелочной среде, так как быстро гидролизуются.

Как показал Н.М. Страхов (1962), речные воды в аридных областях, как правило, пересыщены карбонатом кальция. Можно полагать, что и в джезказганское время в аридной зоне имела место указанная особенность речных вод. Поэтому, как только растворимые сульфаты рудных компонентов достигали речного стока аридной зоны, они переходили в карбонатные соединения. Последние вследствие своей очень низкой растворимости в воде выпадали в осадок и увлекались вместе с обломочным материалом дальше вниз по течению в зону разгрузки речной артерии, т.е. в зону дельты. В обстановке подводной дельты вследствие специфического обрамления ее по авандельтовому фронту песчаными осадками кос и пересыпей наиболее резкое изменение скоростей потока имело место в авандельтовой части, где и происходила основная разгрузка обломочного материала. Вместе с терригенным материалом в столь необычной для подводной дельты обстановке — седиментационной ловушке происходило осаждение и дисперсной фазы, в том числе рудных компонентов (медь, свинец и цинк), органического вещества, гидроокислов железа и др. Окончательная разгрузка тонкозернистого глинистого материала, обладающего столь резко выраженными тиксотропными свойствами, происходила в более спокойной водной среде лагун и заливов, куда проникали речные воды через второстепенные подводно-дельтовые рукава, пропиленные в песчаных осадках кос и пересыпей. Вполне возможно, что некоторая часть сульфидов при относительно коротких путях транспортировка обломочного материала не успевала переходить в коре выветривания в растворенное состояние и транспортировалась речным потоком вместе с грубым обломочным материалом (не по размеру частиц, а по их весу). Эти сульфиды также отлагались вместе с рудной взвесью в

зоне основной разгрузки обломочного материала, т.е. в дельте. Следует подчеркнуть, что плотности карбонатных соединений меди, свинца и цинка в 1,5–2,5 раза превышают плотности основных породообразующих минералов в песчаных осадках. Поэтому нет оснований сомневаться в нереальности совместного накопления в седиментационной ловушке большого количества терригенного материала и рудных компонентов в виде взвеси.

Можно полагать, что рудное вещество транспортировалось Палео–Джезказганом как в регрессивные, так и в трансгрессивные фазы колебательных движений. Однако благодаря специфическим особенностям палеогеографии Джезказганской впадины, которые рассмотрены выше, только в регрессивные фазы колебательных движений создавались благоприятные условия для аккумуляции в грубых осадках дельты громадных масс рудных компонентов. Судьба рудного вещества в трансгрессивные фазы колебательных движений остается неясной.

Необходимо отметить, что в главной седиментационной ловушке центрального Джезказгана накапливалась только часть рудного вещества в карбонатной форме. Другая, менее значительная часть рудных компонентов продолжала транспортироваться дальше речными водами и через второстепенный подводно–дельтовый рукав выносилась в заливно–лагунную зону. Установление сульфидных пластовых залежей в горизонтах верхней подсветы на участке, прилегающем к второстепенному подводно–дельтовому рукаву, указывает на существование здесь в джезказганское время более мелкой или даже нескольких мелких седиментационных ловушек (участок Акчий). Это обстоятельство значительно расширяет естественные природные ресурсы Джезказгана. Однако для установления новых сульфидных залежей в горизонтах нижней и верхней подсвет на участке далекого периклинального окончания Кенгирской брахиантиклинальной структуры необходимо резко увеличить проектную глубину разведочных скважин до 1000–1500 м.

Таким образом, устойчивое существование в Джезказгане седиментационной ловушки позволяет утверждать, что именно в ней происходила основная разгрузка терригенного материала. Эти данные по Джезказгану позволяют считать, что на месторождении отсутствовала какая–либо химическая дифференциация рудных компонентов в стадию седиментогенеза, как это считают В.С.Домарев (1958) и Н.М. Страхов (1962). Данные о геохимической подвижности растворимых сульфатных форм рудных компонентов и последующий переход их при соответствующих значениях pH в твердую фазу (различные оксикарбонатные соединения меди и карбонатные соединения свинца и цинка) позволяют считать, что pH речной воды в нижнем течении Палео–Джезказгана, несомненно, превышала величину 7,5. Если же допустить незначительное повышение pH речной воды выше нейтрального состояния только в зоне авандельты и рассчитывать на последовательное выпадение в осадок различных карбонатных форм меди, свинца и цинка на сравнительно узком участке залежи в авандельте, то осуществлению химической дифференциации рудных компонентов в Джезказгане все равно будет противодействовать гидродинамическая активность потока.

Обобщая сказанное, можно считать, что в авандельтовой части Палео–Джезказгана происходило только валовое обогащение грубых песчаных осадков огромным количеством рудных компонентов (медь, свинец, цинк). Такое локальное обогащение значительно превышало кларковые содержания указанных элементов в осадках соответствующего гранулометрического типа.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Особенности формирования рудовмещающих осадков

Как известно, наиболее полно процессы диагенетического преобразования осадков могут быть выяснены путем анализа железистых и карбонатных минералов в терригенных породах. Поэтому исходными данными для изучения постседиментационных превращений осадков и возникновения аутигенных железистых минералов принято считать валовое содержание железа в породах или так называемое подвижное реакционноспособное железо. Содержание валового железа в песчаных породах Джезказга-

на на рассматриваемых стратиграфических срезах (подшвы циклов IV₂ и I₃)¹ характеризуются за редким исключением достаточным постоянством, колеблясь в пределах 1-2,5% (фиг. 31). Несколько повышенное содержание валового железа отмечается лишь в алевритовых осадках зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья (3,67%), что связано с общим уменьшением зернистости пород.

Совершенно иную картину дает распределение в породах окисного железа. Наиболее высокое содержание окисного железа фиксируется в северных частях подводно-дельтового рукава и в смежных с ним алевритовых осадках заливно-лагунного побережья, для которых в целом характерна красноцветная окраска пород (фиг. 32). Следует подчеркнуть, что распределение в породах окисных форм железа хорошо коррелируется с общей окраской пород и их гранулометрической характеристикой. При этом петрографический состав пород, в частности содержание в них зерен обломков пород существенного влияния на распределение окисного железа не оказывает, так как разница в содержании обломков пород в различных песчаниках не превышает 20%, в то время как процентное содержание окисного железа меняется в отдельных образцах более чем в 10 раз (см. фиг. 29, В и 32). Поэтому, как и следовало ожидать, наиболее высокое содержание окисного железа фиксируется на севере в наиболее мелководных участках красноцветной дельты и в смежной полосе алевритовых осадков зоны мелководья (соответственно 1,23 и 2,84%). Минимальные значения (около 0,20%) – в зеленоцветных породах зоны стыка дельтовой фации с фацией кос и пересыпей, т.е. на участке непосредственного размещения сульфидного медного оруденения. К югу от этой зоны вновь наблюдается увеличение численной величины содержания окисного железа.

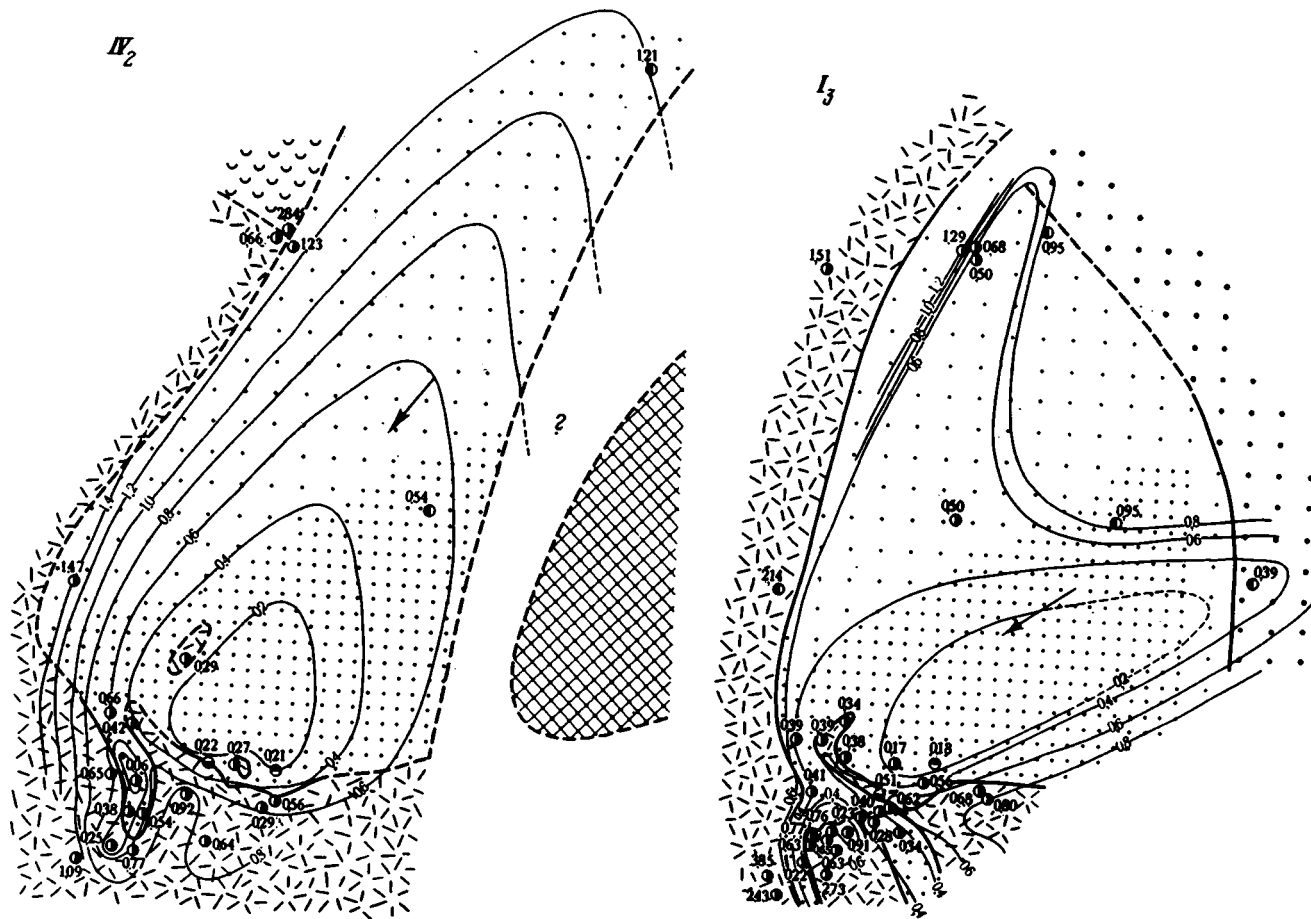
Принципиально обратную картину дает распределение закисного (лептохлоритного) железа, а также железа пиритного (фиг. 33, 34). Для этих двух форм на обоих стратифицированных срезах намечаются отчетливые максимумы со значениями > 10% закисного железа и > 0,2% пиритного железа, которые как бы оконтуривают участок пород с сульфидным оруденением. Обратная зависимость в распределении закисных и окисных форм железа, при достаточно постоянном петрографическом составе терригенной части пород на срезах, несомненно, связана с диагенетической переработкой окисного железа, внесенного речной артерией. При этом можно констатировать, что наибольшая интенсивность диагенетических процессов редукции реакционноспособного железа имела место в песчаных осадках авандельты. Именно для этого локального участка отмечается почти полная переработка окисного железа в пирит и аутигенный лептохлорит и, как следствие, появление в этой части подводно-дельтового рукава характерных зеленоватых тонов окраски пород.

Любопытно отметить, что восстановление железа происходило по пути формирования лептохлорита – пирита, минуя стадию сидеритообразования, что является общим признаком многих красноцветных толщ семиаридного климата (Страхов и др., 1965). По периферии авандельтового участка процессы восстановления окисного железа протекали менее интенсивно, доходя лишь до стадии образования лептохлорита. И, наконец, в крайних северных и южных районах в поле развития красноцветных осадков дельты, а на юге – кос и пересыпей даже аутигенное хлоритообразование находилось в едва зачаточном состоянии. Здесь преобладают окисные формы железа, перешедшие в соответствии с общими процессами глубинного эпигенеза пород частично в гётит, гидрогётит или даже в гематит. Поэтому можно считать, что для песчаных осадков подводной дельты, кос и пересыпей, равно как и для других фаций лагуново-дельтовой и континентальной групп, современная окраска пород (исключая зоны гипергенеза) является первичной и унаследованной. Другими словами, окраска пород имеет седиментационно-диагенетическую природу. Последнее подтверждается также многочисленными примерами обесцвечивания в диагенезе галек подстилающих красноцветных аргиллитов, например, в песчаных слоях подводной части дельты на центральном Джекказгане. Окраска пород собственно морских фаций является, по-видимому, также седиментационно-диагенетической.

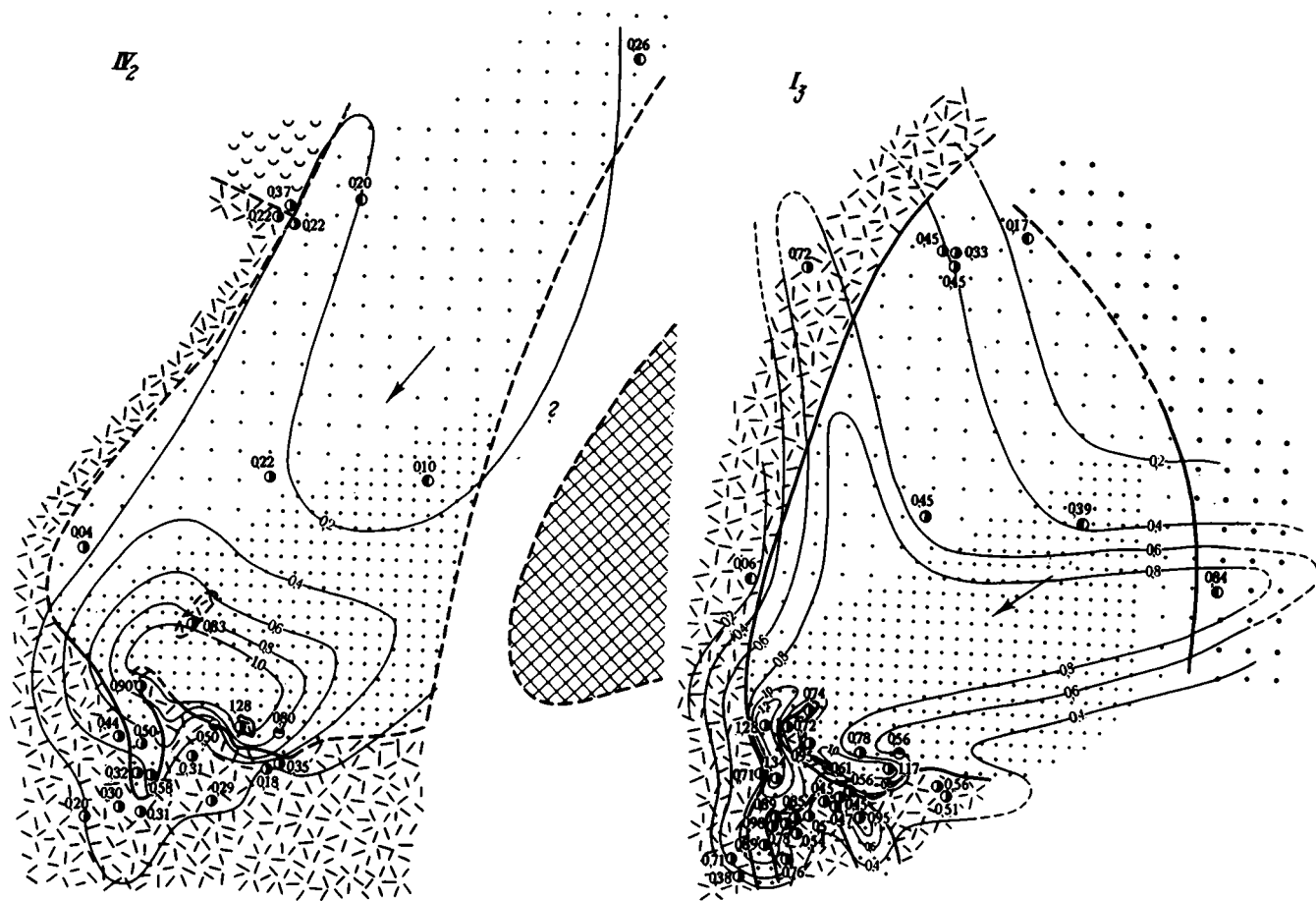
¹ Для кратности рассматриваются только два стратифицированных среза по подшвам нижнего и верхнего циклов (IV₂ и I₃). Геохимическая картина на двух других – промежуточных срезах имеет аналогичный характер.



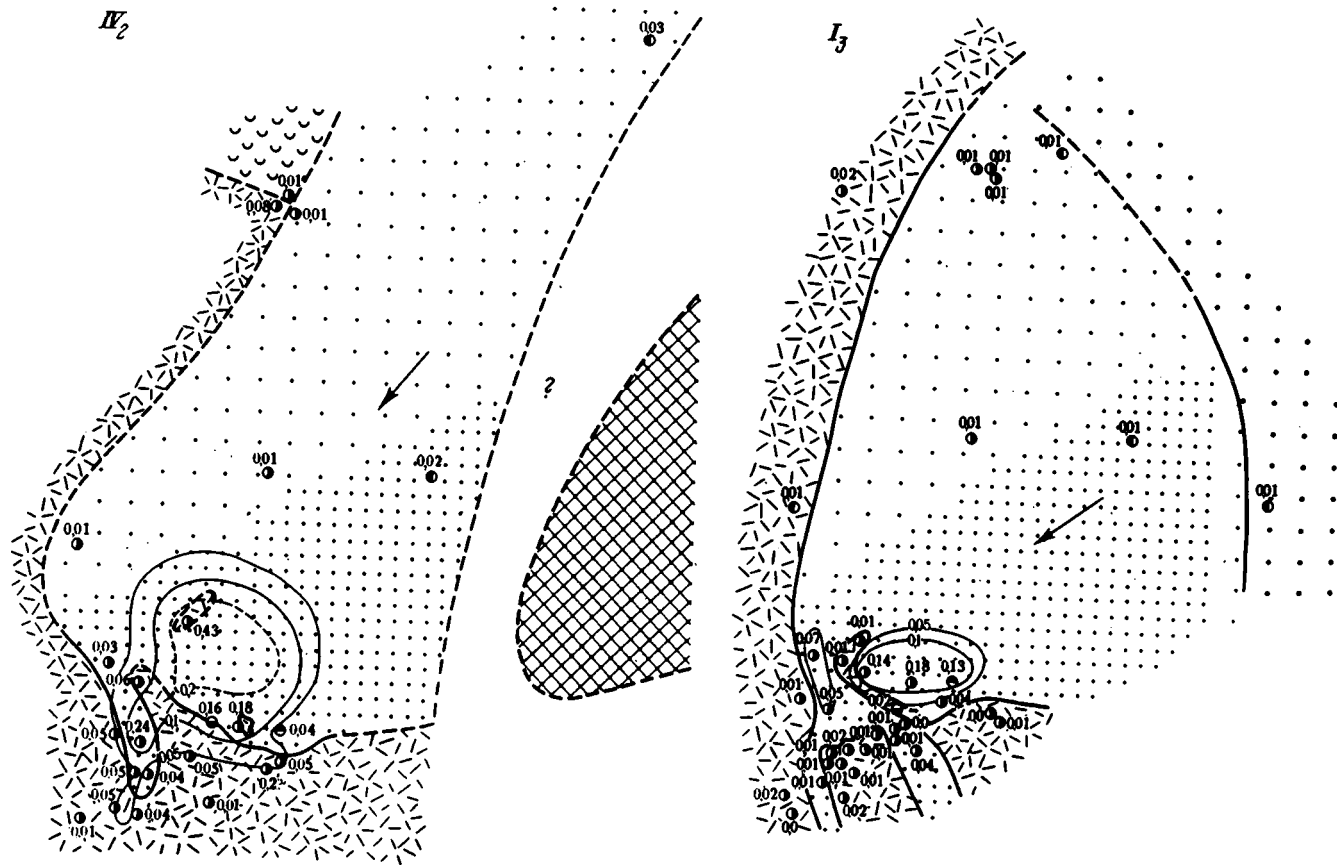
Фиг. 31. Распределение валового железа в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV₂ и I₃.
Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 32. Распределение окисного железа в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV_2 и I_3 .
Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 33. Распределение закисного (лептохлоритного) железа в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV_2 и I_3 .
Условные обозначения см. на фиг. 26.



Фиг. 34. Распределение пиритного железа в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV_2 и I_3 .
Условные обозначения см. на фиг. 26

Характерно, что при латеральном переходе красноцветных глинистых осадков заливно-лагунного побережья в зеленоцветные морские глинистые осадки установлены постепенные изменения окраски пород (появление пятнистой окраски). Такими переходными породами являются зеленовато-бурые и буровато-зеленые морские глинистые осадки, в которых в изобилии присутствуют мелкие кальцитовые конкреции (литогенетический тип МГт-2). Указанное латеральное изменение окраски глинистых осадков заливно-лагунного побережья при переходе их в морские может быть связано с общим повышенным содержанием в морских глинистых осадках остаточного органического углерода. Иными словами, появление красной, серо-бурой, буро-серой, зеленовато-серой и зеленой окраски пород является отражением интенсивности диагенетического перераспределения реакционноспособного железа, и эти новые данные подтверждают представления Н.С. Мануиловой (1954) о природе окраски пород Джекказгана. Н.С. Мануилова справедливо отмечала, что нельзя все сероцветные породы считать по окраске вторичными. Присутствие или отсутствие гидроокислов железа как красящего пигмента можно объяснить гидродинамическими особенностями среды. Например, в крайних частях дельтового рукава вполне закономерно появление большого количества гидроокисного железа, тогда как на стречневых участках количество железа может быть минимальным.

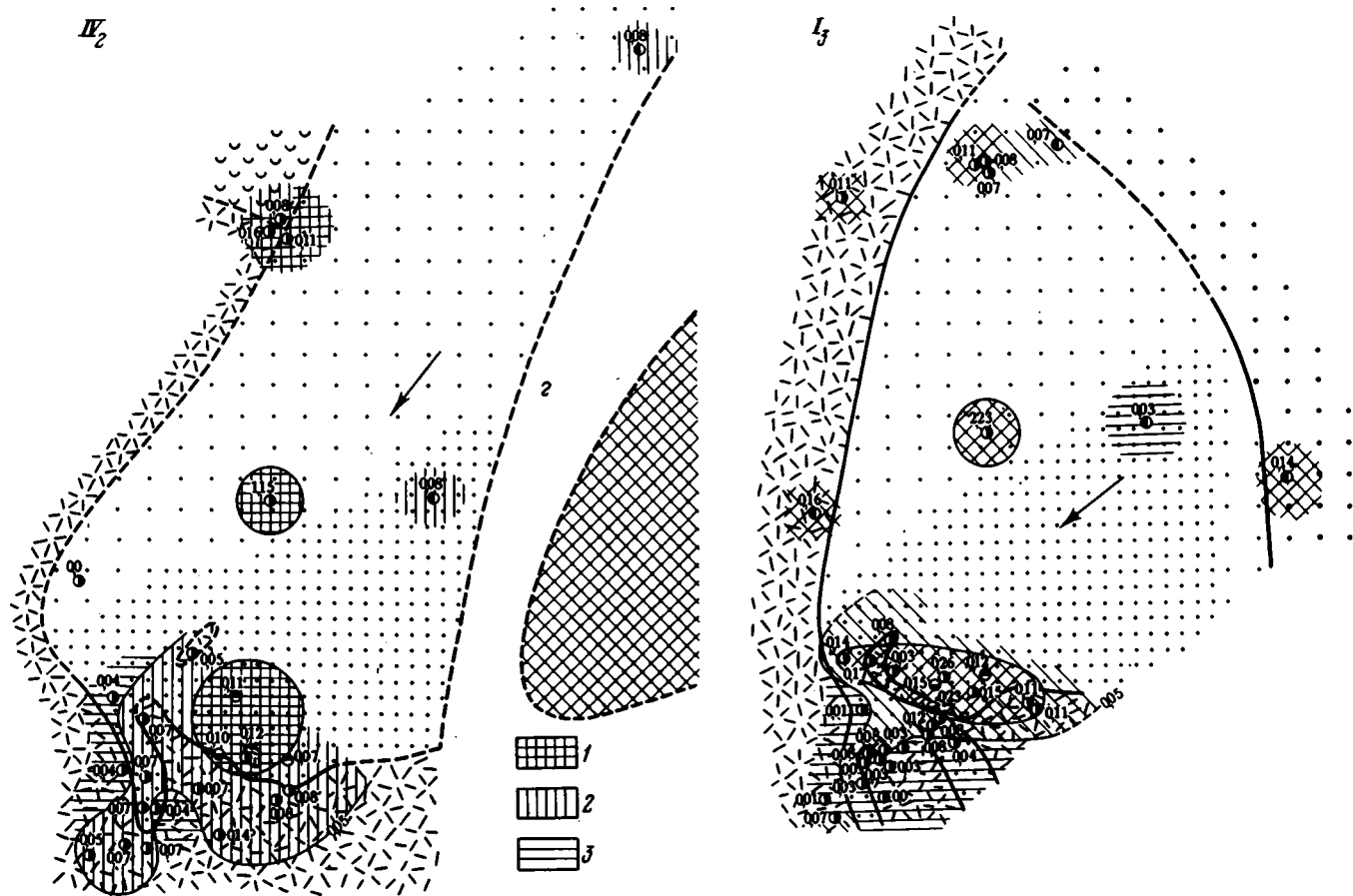
Таким образом, установление седиментационно-диагенетической природы окраски меденосных пород Джекказгана может рассматриваться при описании разрезов как дополнительный первичный генетический признак.

Объяснение природы возникновения различных форм железистых минералов дано Н.М. Страховым. Им установлена общестатистическая зависимость распределения аутигенных форм железа от содержания в породах остаточного углерода. Содержание его в образцах, на которых изучались формы железа, показано на картах (фиг. 35)¹. Несмотря на общие значения содержания остаточного углерода, план его распределения не оставляет сомнения в полной идентичности с распределением пиритного и лептохлоритного железа. Иными словами, контуры повышенного содержания остаточного органического углерода хорошо совпадают с примерными границами участка, где процессы диагенеза характеризуются повышенной интенсивностью. Такое распределение остаточного органического углерода на площади впадины позволяет утверждать, что именно с органическим веществом связано неравномерное течение диагенетических процессов аутигенного минералообразования, которые локализованы только на тех участках, где первичная концентрация органики обусловила в осадках восстановительную среду, благоприятную для редукции окисного железа.

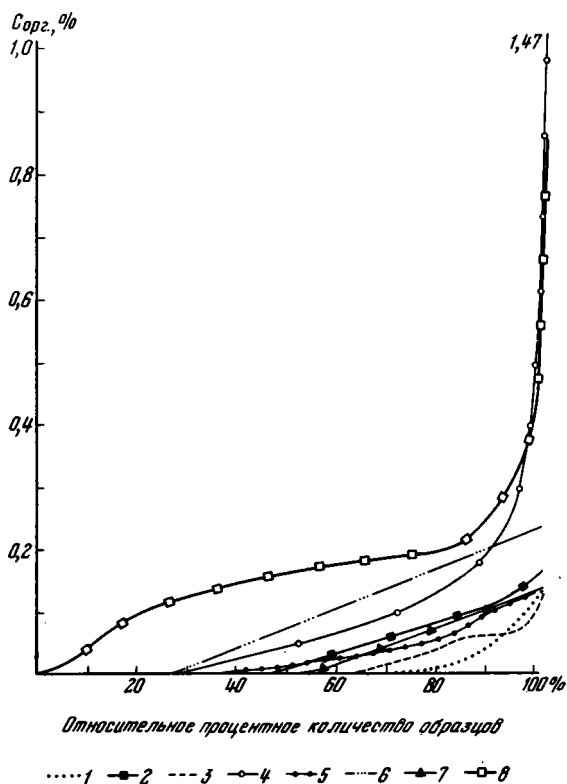
С этой точки зрения интересные данные получены в результате анализа распределения остаточного органического углерода (в весовых процентах) в породах самых различных фаций центрального Джекказгана (фиг. 36). А именно, получены два семейства кривых, среди которых рудоносные осадки подводной дельты (по степени обогащения их органикой) явно тяготеют не к континентальным или заливно-лагунным, а к собственно морским. Последнее свидетельствует, что в аридной климатической зоне на территории седиментационной ловушки существовали наиболее благоприятные и в известной мере "глубоководные" условия, в которых происходило накопление и сохранение органики в гранулометрически грубых песчаных осадках. Поэтому допускается, что в ловушке наряду с рудным веществом в осадках аванделты накапливалась и сохранялась от выгорания свежая органика.

Однако, чтобы правильно оценить роль свежего (первичного) органического вещества в осадках аванделты, необходимо кратко остановиться на особенностях физиологии гетеротрофных сульфатредуцирующих бактерий, которые в анаэробных условиях способны генерировать сероводород при обогащении осадков органикой. Очень интересные эксперименты в этом отношении проведены в Институте микробиологии АН СССР Н.Н. Ляликовой и Г.А. Соколовой (1965). По результатам микробиологического обследования месторождения установлено широкое распространение на нем сульфатредуцирующих бактерий. При этом оказалось, что шахтные воды Джекказгана содержат сульфаты, а характер среды их восстановительный (имеют достаточно низкий окислительно-восстановительный потенциал); pH всех обследованных проб изменялась в пределах 7,3-7,9.

¹ Определение остаточного органического углерода методом мокрого сжигания, равно как и форм железа, проведено сотрудниками химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э.С. Залманзон.



Фиг. 35. Распределение остаточного органического углерода в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV₂ и I₃.
 Содержание органического углерода (%): 1 - > 0,1; 2 - 0,1-0,05; 3 - > 0,05
 Остальные условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 36. Вариационные кривые процентного содержания остаточного органического углерода в породах различных фаций джезказганской свиты (центральное рудное поле Джезказгана)

1 — континентальные отложения (фация глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием — РП и фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры — ПЗ); 2 — фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря — ПВ и фация песчано-алевритовых осадков лагун — ПЛ; 3 — фация песчаных осадков кос и пересыпей — ПП; 4 — фация песчаных осадков подводной части дельты — ПР; 5 — фация песчаных осадков морских пляжей — МПП; 6 — фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря — МВ; 7 — фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря — МАКт и фация карбонатных осадков материкового моря МИКт; 8 — фация глинистых осадков материкового моря — МГт

Было, однако, неясно, имеется ли в породах органическое вещество, которое может усваиваться сульфатредуцирующими бактериями. В связи с этим был поставлен ряд лабораторных опытов, в частности, в аппарате Сокслета смесью спирта и бензола из жанайского известняка и из серых песчаников джезказганской свиты (шахты Покро и Петро) экстрагировалось органическое вещество. Оно представляло собой маслянистую битуминозную жидкость коричневого цвета, которую добавляли в пробирки со средой Ван-Дельдена (не содержащей органических веществ). После засева пробирок бактериями *Desulfovibrio desulfuricans*, культивировавшимися на минеральной среде с водородом, было замечено почернение всех пробирок в результате генерации сероводорода. Последнее означает, что в пробирках имело место развитие сульфатредуцирующих бактерий на органическом веществе, которое экстрагировалось из известняка и песчаников. Более того, бактерии *Desulfovibrio desulfuricans* развивались непосредственно на органическом веществе из рудоносных пород, без предварительного экстрагирования.

Результаты этих исследований позволили считать, что сульфатредуцирующие бактерии на месторождении Джезказган, очевидно, развиваются за счет органического вещества, содержащегося во вмещающих породах. С другой стороны, известно, что сульфатредуцирующие бактерии отличаются значительной выносливостью по отношению к меди и выдерживают концентрации до 20–50 мг/л (Booth, Mercer, 1963). Полученные данные позволили Н.Н.Ляликовой и Г.А. Соколовой (1965) высказать соображение, что образование сульфидного оруденения на месторождении Джезказган могло происходить за счет сероводорода микробиогенного происхождения. Иными словами, в далеком геологическом прошлом обеспечивалось развитие бактерий типа *Desulfovibrio desulfuricans* и генерация ими сероводорода для образования в Джезказгане сульфидов меди, свинца и цинка. Последнее происходило за счет органического вещества, ранее накопленного в осадках.

Следует подчеркнуть, что в этих экспериментах сульфатредуцирующие бактерии усваивали органическое вещество, экстрагированное или непосредственно содержащееся в породах, несмотря на его высокую степень углефикации (антрацит).

Вывод о возможной микробиогенной генерации сероводорода на месторождении Джек-казган сейчас может быть подкреплен расчетами потребного количества органического углерода (весовые проценты), которое было использовано сульфатредуцирующими бактериями, т.е. пошло на образование следующих сульфидов:

| Сульфидный минерал | Органический углерод, % |
|---|-------------------------|
| Галенит PbS | 0,23 (для свинца) |
| Халькозин Cu ₂ S | 0,38 (для меди) |
| Борнит Cu ₅ FeS ₄ | 0,61 (для меди) |
| Сфалерит ZnS | 0,74 (для цинка) |
| Халькопирит CuFeS ₂ | 1,51 (для меди) |
| Пирит FeS ₂ | 1,72 (для железа) |

↓
Понижение Eh

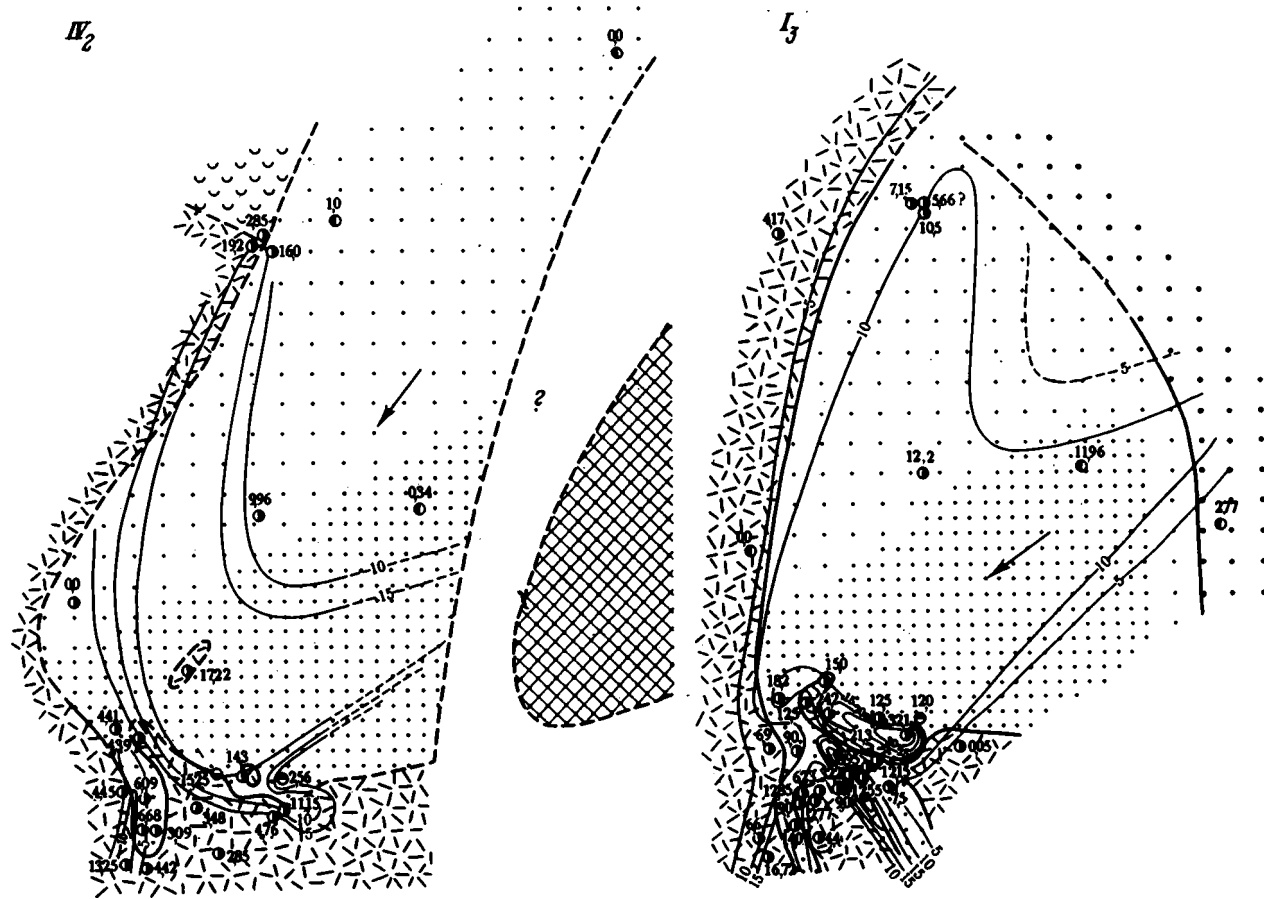
Расчеты проведены на основании уравнения $CaSO_4 + 2C + H_2O = H_2S + CO_2 + CaCO_3$ при условии, что содержание металла в породе равно 2%. Причем химическая генерация сероводорода по этому уравнению невозможна без значительных затрат тепла. Поэтому естественно, что осадочный процесс не имел возможности мобилизовать столь значительной энергии для превращения различных карбонатных форм рудных компонент в сульфидные. Потребную энергию для этого процесса можно, например, оценить по численным величинам энергий кристаллических решеток различных сульфидов, которая в эках равна (Сауков, 1950): пирит - 1132, сфалерит - 858, галенит - 717 и т.п.

Следует заметить, что все расчеты потребного органического углерода при микробиогенной генерации сероводорода выполнены для рядовых сульфидных руд Джекказгана при условии, что содержание в породе металла равно 2%. Также принималось, что весь выделившийся при деятельности бактерий сероводород был использован на образование того или иного сульфида. Причем для пирита в расчет принималось $2S^{2-}$, поскольку окисление сероводорода до серы (S^0) могло осуществляться автотрофными бактериями. Полученные расчетные данные потребного количества органического углерода для образования рядовых кондиционных руд Джекказгана вполне сопоставимы со значениями остаточного органического углерода в породах подводной дельты, которые установлены аналитически и соответствуют величинам 0,1-1,47%, максимум 2,23 %.

Из физиологии сульфатредуцирующих бактерий известно (Соколова, Каравайко, 1964; и др.), что до некоторого предела количество органического вещества в осадках и соответственно количество генерируемого сульфатредуцирующими бактериями сульфидионов пропорционально. Тогда, указанный ряд сульфидов отражает еще и изменение окислительно-восстановительных условий при образовании соответствующих сульфидов в диагенезе. Поэтому высказывается предположение, что этот ряд имеет существенное значение при объяснении последовательности формирования сульфидной минеральной зональности залежи.

Таким образом, новые данные по Джекказгану позволяют считать, что зона аван-дельты в стадию диагенеза осадков действительно являлась наиболее восстановительной среди всех прочих фаций, в том числе собственно подводно-дельтовых осадков. Это стало возможно благодаря накоплению в седиментационной ловушке свежего органического вещества и активности гетеротрофных сульфатредуцирующих бактерий в анаэробных условиях и, несомненно, явилось главной причиной образования в диагенезе различных аутигенных минералов, в том числе превращения различных карбонатных форм рудных компонент в сульфидные. Иными словами, только при микробиогенной генерации сероводорода в Джекказгане создались энергетически благоприятные условия для образования сульфидного оруденения меди, свинца и цинка. Это положение рассматривается как основа для познания механизма образования различных сульфидных минералов в диагенезе и их зонального распределения в залежи.

Не менее характерно распределение карбонатов в песчаниках изученных стратифицированных срезом. Специфической особенностью образования аутигенного карбоната является широкое распространение кальцита и полное отсутствие других карбонатов



Фиг. 37. Распределение общей карбонатности в песчаных осадках различной фациальной природы по подошвам циклов IV_2 и I_3 .
Условные обозначения см. по фиг. 26

железа и магния. Другой характерной особенностью аутигенных карбонатов является приуроченность кальцита к наиболее грубозернистым песчаникам зоны стыка подводной части дельты с породами фации кос и пересыпей, т.е. к тому же рудоносному участку, характеризующемуся интенсивным течением процессов диагенеза (фиг.37).

Тяготение кальцита к грубозернистым породам выражено столь отчетливо, что изолинии его содержания в деталях повторяют контуры гранулометрических максимумов пород дельтовой фации, включая и юго-западные языки подводно-дельтового русла, пропиленного среди фации кос и пересыпей. Совпадение изолиний гранулометрической характеристики и общей карбонатности пород наводит на мысль о диагенетической природе кальцита, так как непосредственное осаждение карбоната кальция в среде с повышенной гидродинамикой маловероятно. Более вероятным представляется его диагенетическое образование, связанное с диффузионным подтоком вещества из области с более мелкозернистым составом осадков, где первичное осаждение карбонатов было разрешено седиментационной средой. Движущей силой такого подтока могло быть, постепенное подщелачивание среды, возникающее за счет оттока CO_2 в северном направлении по "вентиляционным каналам" в область более грубых и проницаемых осадков подводной дельты и даже руслового аллювия.

Таким образом, на стратифицированных срезах четко выделяются соответствующие максимумы процентного содержания кальцита в песчаных породах дельты, которые фиксируют как положение сульфидных залежей, так и пути "транспортировки" карбонатного вещества в диагенетическую стадию из заливно-лагунной зоны. На каждом срезе отчетливо выявляются два "вентиляционных канала" (см. фиг. 37). Причем часть кальцита, несомненно, образовывалась как побочный продукт при микробиогенной генерации сероводорода. Ориентировочные расчеты показывают, что количество такого кальцита не превышало 30-40%. Другая, более значительная часть кальцита, "натягивалась" из заливно-лагунной зоны. Что касается времени садки кальцита, то наиболее вероятно это был ранний диагенез.

Некоторые геохимические особенности аутигенного сульфидообразования

Исследователи давно обратили внимание на избирательное осаждение растворимых солей металлов сульфид-ионом или сульфидом другого металла. Так, Антон (Anthon) еще в 1837 г. опубликовал результаты своих экспериментов по избирательному осаждению сульфидов. Он предложил следующий последовательный ряд металлов - Ag, Cu, Pb, Cd, Fe, Ni, Co, Mn, в котором любой сульфид может быть осажден из раствора только за счет сульфида, занимающего в ряду одно из последующих положений. Эта особенность металлов изучалась в дальнейшем Шюрманом (Schürmann), который в 1888 г. опубликовал свои результаты, тем самым значительно уточнив и расширив порядок металлов в серии (Pd, Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Sb, Sn, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, As, Tl, Mn). Однако Шюрмана интересовало главным образом определение места каждого металла в серии и он рассматривал ее как изменение "свойств" металлов. Действительное же объяснение последовательности металлов в серии связано с возрастающей растворимостью сульфидов в условиях эксперимента, на что впервые обратил внимание в 1907 г. Вейгель (Weigel). Он изучал растворимость сульфидов в дистиллированной воде¹.

В том же году Стоукс (Stokes, 1907) опубликовал результаты экспериментальных исследований, которые подтвердили положение в серии ряда металлов, в частности Ag, Cu, Pb и Zn. Его экспериментальные данные позволили также судить об активности указанных металлов при окислении пирита или марказита в гематит. Эксперименты проводились в запаянных тиглях в карбонатном или бикарбонатном растворе при нагревании. Исследования показали, что при реакциях с серебром и медью сера окисляется до серной кислоты (образование сульфатов), тогда как со свинцом и цинком реакция идет главным образом с образованием тиосульфатов. Иными словами, было показано, что процесс окисления пиритной серы осуществляется металлами различно и, возможно, проходит через промежуточную стадию тиосульфатов.

¹Приведенные данные заимствованы из статьи Уэлса (Wells, 1910).

В 1910 г. Уэлс (Wells) впервые указал не генетическое значение установленной серии металлов (закона или серии Антона¹) при геологических исследованиях. В частности, он отметил, что эта серия металлов имеет большое значение при рассмотрении вопроса образования сульфидных руд. Она указывает порядок отложения сульфидов из смеси солей металлов, когда такая смесь приходит в контакт с избытком сульфида, например, сульфида железа. Первые металлы серии будут осаждаться в начале, а раствор будет обогащаться последующими членами серии. Поэтому наблюдаемая в поле последовательность может указывать или направление течения растворов, которые формировали залежь, или направление, в котором следует искать более благородный металл. Подобные указания имеются и в более поздних работах других исследователей (Garlick, 1953; Mendelsohn, 1961). В частности, Гарлик отмечает: "Зональное распределение медных кобальтовых и железных сульфидов связано с положением древних береговых линий; металлы были осаждены в порядке нерастворимости соответствующих сульфидов. Таким образом, трудно растворимый медный сульфид осаждался непосредственно вблизи береговой линии, а более растворимый железный сульфид во внутренней части бассейна" (Garlick, 1953, стр. 11).

Следует заметить, что образование сульфидных залежей Джезказгана в песчаных осадках дельтовых выносов в диагенезе происходило, очевидно, без значительной миграции рудного вещества. Этому способствовало изначальное обогащение осадков органическим углеродом, а в процессе генерации сульфатредуцирующими бактериями сульфид-ионов происходило выделение углекислого газа. Последнее как раз благоприятствовало постепенному переходу в раствор различных рудных карбонатных соединений. Необходимо подчеркнуть, что одновременное течение указанных процессов — непрерывной генерации сульфид-ионов и растворения различных карбонатных соединений металлов — наиболее эффективно могло происходить только в стадию диагенеза осадков, т.е. при условии известной изоляции осадка от активного водообмена с наддонной водой. Только в этом случае при достаточном насыщении так называемых иловых вод (грубых песчаных осадков авандельты) углекислым газом в раствор постепенно переходили захороненные в осадках карбонатные соединения металлов. Например, оксикарбонат меди $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ практически нерастворим в воде, но в присутствии углекислого газа растворимость его повышается до 0,026 г на 100 мл раствора (Handbook.; 1955-1956). Из растворенного состояния металлы осаждались как трудно-растворимые сульфидные соединения. Однако порядок и последовательность этих превращений регулировалась, с одной стороны, растворимостью в иловой воде карбонатных соединений металлов, с другой стороны — растворимостью конечных продуктов — сульфидных соединений и окислительно-восстановительным потенциалом среды. При этом рН среды на основании рассмотренных выше данных и анализов шахтных вод Джезказгана (Ляликова, Соколова, 1965) была, скорее всего, слабо щелочной (рН > 7,5). Иными словами, природный показатель концентрации водородных ионов в дельтовой зоне Палео-Джезказгана соответствовал значению несколько более 7,5 и поэтому являлся весьма благоприятным для генерации в осадках дельты в диагенезе микробного сероводорода. Напомним, что величина рН воды в дельтовой зоне установлена благодаря наличию в Джезказгане седиментационной ловушки и накоплению в ней рудных компонентов в форме различной карбонатной взвеси.

Зависимость растворимости в воде различных сульфидных соединений железа, меди, свинца и цинка (Handbook .:.; 1955-1956) приведена из расчета на 100 мл раствора при температуре 18°C.

| Сульфиды | Растворимость |
|--------------------------------------|------------------|
| Дигетит (Cu_2S) | 0,00000000000001 |
| Халькозин (Cu_2S) | 0,00000000000001 |
| Борнит (Cu_5FeS_4) | - |
| Халькопирит (CuFeS_2) | - |
| Сфалерит (ZnS) | 0,000065 |

¹ В геологической литературе указанная серия металлов нередко называется серией Шюрмана.

Сульфиды

Растворимость

| | |
|---------------------------|----------|
| Галенит (PbS) | 0,000086 |
| Пирит (FeS ₂) | 0,00049 |
| Пирротин (FeS) | 0,00062 |
| Вуртшит (ZnS) | 0,00069 |

Этот ряд представляет собой часть серии Антона или даже отдельную генетическую группу сульфидов. Поскольку данных по растворимости борнита и халькопирита еще нет, то положение этих сульфидов в ряду Антона может быть намечено по следующим соображениям. Значения растворимости сфалерита и галенита очень близки друг другу. Они отличаются от растворимости пирита только на один порядок величин, при очень резком их отличии по растворимости халькозина. Это позволяет считать, что по значениям растворимости борнит и халькопирит являются промежуточными членами медно-железного ряда и, скорее всего, должны занимать положение в ряду Антона между халькозином и сфалеритом.

Образование даже относительно небольшого ряда сульфидных соединений контролировалось не только численными величинами растворимости соответствующих сульфидов, но и значениями окислительно-восстановительного потенциала, столь различными при образовании каждого из них.

Следует заметить, что на решающее значение окислительно-восстановительного потенциала при образовании сульфидного оруденения Джезказгана впервые обратил внимание исследователей Г.Г.Гудалин (1947). Н.М.Страхов (1964) также признает большую роль окислительно-восстановительного потенциала при формировании сульфидного оруденения, но только в сочетании с данными по растворимости соответствующих аутигенных сульфидных минералов.

Существование в природе основной парагенетической ассоциации медно-железных сульфидных минералов подтверждено, помимо широкого распространения ее на месторождениях типа медистых песчаников, многочисленными термодинамическими расчетами Гаррелса (1962) при низких температурах и давлениях.

Выяснение условий среды, благоприятных для микробиогенной генерации сероводорода (Eh, pH), выполнено Баас Беккигом с сотрудниками (1963). Так, Eh изменяется от +100 до -500 мв; pH от 4,2 до 9,9. Темпл (Temple, 1964) рассмотрел эти условия совместно с полями устойчивости различных сульфидов на термодинамических диаграммах Гаррелса (1962) и пришел к выводу об устойчивости продуктов микробиохимического синтеза. Иными словами, он обосновал возможность образования микробиохимически широко распространенных сульфидных минералов и подчеркнул их устойчивость в этих условиях.

Диаграммы Гаррелса (1962) указывают, что окислы, карбонаты и силикаты могут быть превращены в соответствующие сульфиды только в определенных условиях. Однако на диаграммах не указано тех конкретных химических реакций, которые должны иметь место. Развивая свою мысль по этому вопросу Темпл (Temple, 1964) отмечает, что указанные превращения справедливы только для расчетных концентраций, температуры и давления (например, температура 25°C, давление 1 атм, $P_{CO_2} = 10^{-3,5}$, общее содержание S = 10^{-1}) и при отсутствии других соединений, т.е. в системе Cu - H₂O - O₂ - S - CO₂. Поэтому специфическими особенностями, которые ограничивают применение на практике диаграммы Гаррелса, можно считать существование в природе более полной ассоциации сульфидных минералов - медных, медно-железных, свинцовых и цинковых, а также возможность микробиохимического синтеза их в анаэробных условиях.

Выше показано, что для качественной - сравнительной оценки окислительно-восстановительных потенциалов образования интересующих нас сульфидных минералов используются приведенные выше расчеты потребных количеств органического углерода или пропорциональных количеств генерируемого сульфатредуцирующими бактериями сероводорода. При этом сульфидные минералы расположены по мере возрастания потребных количеств органического углерода и образуют генетический ряд. Следует заметить, что Н.М.Страхов (1953) допускает при возрастании в осадках одной и той же гранулометрической характеристики содержания органического углерода соответствующее

устойчивое уменьшение окислительно-восстановительного потенциала при микробиогенной генерации сероводорода. К такому же выводу пришел Темпл (Temple, 1964), считая, что сульфатредуцирующий процесс понижает окислительно-восстановительный потенциал пропорционально продуцированию сульфид-ионов.

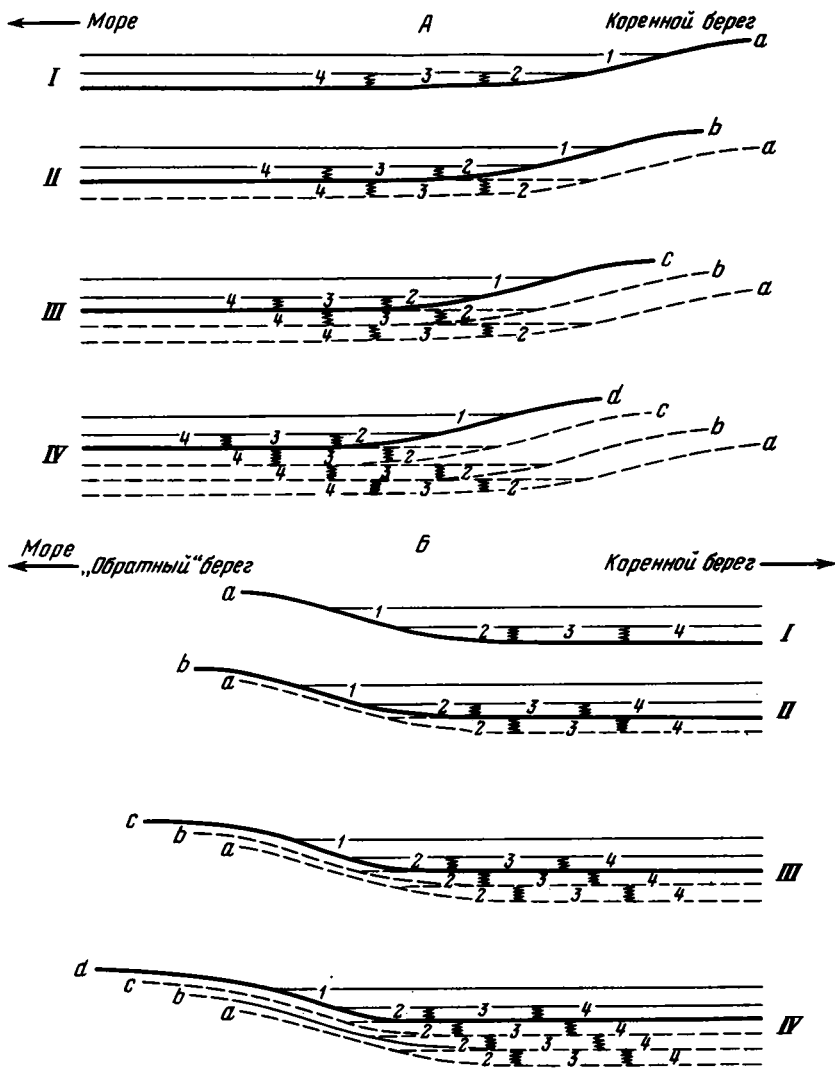
Таким образом, первый сульфидный минеральный ряд может вполне иметь генетическое значение и поэтому должен использоваться при объяснении "механизма" диагенетического рудообразования. Более того, нам представляется, что совместное рассмотрение двух указанных генетических рядов в сочетании с данными анализа первичных сульфидных парагенезов в залежах Джекказгана позволит наметить основные этапы рудного процесса в диагенезе.

Следует подчеркнуть, что все особенности формирования сульфидного оруденения Джекказгана рассматриваются на примере сравнительно тонкого стратифицированного прослоя осадка, т.е. так как показано на известной схеме Гарлика (фиг. 38). Толщина элементарного прослоя в гранулометрически тонких - глинистых осадках, очевидно, должна быть уменьшена; возможно, она соизмерима с толщиной рудного слоя мансфельдских сланцев (25-35 см). В гранулометрически грубых осадках - песчаных и галечных - мощность элементарного прослоя естественно увеличивается. Причем во времени (в процессе накопления рудоносных осадков регрессивного ряда фаций) имело место последовательное смещение седиментационной ловушки, т.е. указанных выше элементарных прослоев осадка в сторону моря, что и вызвало в конечном итоге смещение зон диагенетических сульфидных минералов в слое рудной залежи. Справедливость моделирования процессов сульфидообразования в сравнительно тонких элементарных прослоях оправдывается вследствие непрерывности колебательных движений, вызывавших смещение дельты и как бы периодическое возобновление осадочного процесса, и микробиогенной генерации сероводорода, которая столь характерна для раннего диагенеза осадков.

Предлагаемая общая схема осадочного аутигенного сульфидообразования выведена на основе изучения распределения рудных минералов в зональных залежах Джекказгана, а также в результате анализа относительных значений E_h при образовании конкретных сульфидных минералов и ряда растворимости этих сульфидов.

В раннем диагенезе в грубых осадках дельты происходило постепенное растворение различных карбонатных соединений металлов и переход их в труднорастворимые сульфиды. Растворению благоприятствовала попутная генерация углекислого газа при сульфатредукции. На первом этапе рудного процесса формировались самые труднорастворимые сульфиды, сначала халькозин, затем борнит и халькопирит. Иными словами, в элементарном прослое грубых песчаных осадков подводной дельты происходило образование латерального сульфидного ряда: халькозин - борнит - халькопирит. Причем вблизи "обратного берега" благодаря повышенным значениям E_h образовывались халькозиновые руды. Несколько дальше от берега при промежуточных значениях возникало боритовое оруденение; халькопирит формировался при еще более низких значениях E_h .

Выделение в элементарном прослое галенита и сфалерита начинает как бы второй этап рудного процесса, что связано с некоторым общим повышением значений E_h , по видимому, вследствие израсходования основной массы свежего органического вещества на образование огромных количеств медных и медно-железных сульфидов. При совместном нахождении в осадке карбонатов свинца и цинка их пространственное разделение в залежи с образованием соответствующих сульфидных минералов происходило исключительно благодаря различию окислительно-восстановительных потенциалов их образования. Свинец откладывался в зоне борнита, а также с халькопиритом. Он образовывал в элементарном прослое борнит-галенитовые и халькопирит-галенитовые руды. Смещение свинца ближе к обратному берегу связано с повышенными значениями E_h при его образовании. Сфалерит (по E_h) смешался дальше от обратного берега и локально садился в зоне собственно халькопиритовых руд. Благодаря близким значениям растворимости часть сфалерита генетически связывалась со свинцовыми рудами. Образование аутигенного пирита должно завершить рудный процесс, но вследствие установившейся тенденции общего повышения значений E_h в элементарном прослое (для второго этапа сульфидообразования) и благодаря израсходованию основной массы органического вещества возникновение собственно пиритных руд в Джекказгане редуцировалось. Иначе говоря, ограниченные "запасы" органического углерода в осад-



Фиг. 38. Схема Гарлика (Garlick, 1953), объясняющая формирование сульфидной минеральной зональности на месторождениях Роан-Антелоп (А) и Дзезказган (Б; Дружинин, 1968).

I-IV - фазы колебательного движения регрессивного ряда; 1 - пустая окисленная зона; 2 - зона медных сульфидов; 3 - зона медно-железных сульфидов; 4 - зона железных сульфидов

как подводной дельты Дзезказгана, а также предшествующее образование в залежах сульфидов свинца и цинка неблагоприятно сказывалось на возможности генерации в залежах зон собственно пиритного оруденения.

По мере накопления следующего элементарного прослоя дельтовых осадков сульфидный процесс возобновлялся. Благодаря устойчивому смещению дельты (осадки регрессивного ряда фаций) в сторону моря вновь образованные зоны различных сульфидных минералов смешались также в этом направлении. Поэтому в итоге зоны различного сульфидного минерального оруденения залежи как бы рассекали рудный слой под некоторым острым углом. Следует подчеркнуть, что пространственное размещение сульфидных зон в залежах Дзезказгана контролировалось исключительно положением в приморском ландшафте так называемого ископаемого обратного берега.

Таким образом, намеченная последовательность аутигенного диагенетического сульфидообразования объясняет существование в полиметаллических залежах Дзезказга-

на двух минеральных рядов – латерального и вертикального (снизу вверх): халькозин – борнит – халькопирит – пирит и $Cu-Pb-Zn$. Непосредственное подтверждение микробиогенной генерации сероводорода в Джезказгане получено благодаря установлению в рудах месторождения псевдоморфоз сульфидов по колониальным формам сульфитредуцирующих бактерий (Ахметов, Кошевенко, 1963).

Рассмотренные выше геолого-геохимические данные о стадиях и этапах сульфидного оруденения на месторождении Джезказган могут быть дополнены очень интересными результатами экспериментального синтеза сульфидных минералов. Трудно переоценить значение этих исследований, поскольку они выполнены с целью моделировать образование различных сульфидных минералов при микробиогенной или химической генерации сероводорода. Особенно ценно, что экспериментальные исследования проведены при обычной температуре ($20-30^{\circ}C$). За сравнительно короткий срок – несколько дней (максимум одна – три недели) из карбонатных или оксикарбонатных исходных минеральных соединений удалось получить не промежуточные метастабильные или колломорфные продукты, а мелкие кристаллы всех широко распространенных на месторождениях типа медистых песчаников сульфидных минералов. Кристаллическое строение полученных сульфидов подтверждено рентгено-структурными анализами на порошковых диаграммах и электронографически в сочетании с данными спектральных определений.

Следует подчеркнуть, что все эксперименты при микробиогенной генерации сероводорода по условиям опыта проводились в закрытых сосудах на различных минеральных питательных средах (молекулярный водород, лактат или ацетат), при различной концентрации сульфатов, например в искусственной морской воде. Такие условия близки "питанию" сульфатредуцирующих бактерий за счет свежего органического вещества и поэтому могут рассматриваться как попытка экспериментально моделировать природное диагенетическое сульфидообразование.

В экспериментах Баас Беккинга и Мура (Baas Becking, Moore, 1961) доказана возможность синтеза нижеследующих сульфидных минералов в виде мелких кристаллов при микробиогенной генерации сероводорода – ковеллина, дигенита, аргентита, сфалерита и галенита. Причем экспериментально получен именно аргентит, что опровергает данные Батемана (Bateman, 1950) и А.Н. Винчелл, Г. Винчелл (1953) об устойчивом существовании низкотемпературной полиморфной модификации акантита и переходе его в аргентит и обратно при $179^{\circ}C$.

Нужно констатировать, однако, что экспериментально Баас Беккингу и Муру не удалось синтезировать борнит и халькопирит. Черный осадок ни разу не показал на порошковых дебаграммах характерного сочетания линий для медно-железных сульфидов, а всегда отражал спектр линий ковеллина. Последнее объясняется авторами большими трудностями установления необходимых концентраций реагирующих веществ при микробиогенном синтезе сульфидных минералов. Эти трудности в известной мере удалось преодолеть Кутберт (Cutnbert, 1962), которая химически синтезировала борнит и халькозин, предварительно рассчитав количественные соотношения реагирующих компонентов. В заключение она отметила, что несколько повышенная концентрация железа, необходимая для синтеза халькопирита, редко встречается в природных водах. Она может иметь локальную концентрацию в непроницаемых слоях благодаря быстрому захоронению осадков, причем редуцирующее действие бактерий в закрытой системе должно обеспечить наиболее благоприятные условия для осаждения сульфидов. Кроме того, бактерии являются весьма эффективным источником сероводорода.

В 1963 г. Робертс (Roberts) опубликовал свои результаты по химическому синтезу халькопирита в водном растворе при низкой температуре. Он подчеркнул большую роль в этом процессе фактора концентрации ионов в растворе. Так, при равном количестве реагирующих ионов, например, меди и железа, может быть осажден только халькопирит. При этом в процессе синтеза проводился рентгено-структурный контроль вещества как непосредственно образованного после выпадения черного сульфидного осадка, так и после его выдерживания в дистиллированной воде при комнатной температуре в течение шести дней и трех недель. Результаты оказались тождественными, т.е. не было установлено никаких признаков окисления сульфида. В эксперименте с FeS при тех же условиях железо окислилось и образовало гидроокись, а вода по цвету стала красно-оранжевой. Следует подчеркнуть, что в столь быстром окислении сульфида железа тионовые бактерии не принимали участия.

Эти данные позволяют допустить, что сульфиды железа при выветривании коренных месторождений окислялись еще в области источников сноса. Поэтому в прибрежной части аридного морского бассейна Джезказгана, в том числе в собственно дельтовых осадках, железо накапливалось исключительно в виде окислов и гидроокислов. С другой стороны, устойчивость медно-железных сульфидов (халькопирита) подтверждает предположение о том, что при относительно коротких путях транспортировки обломочного материала в седиментационный бассейн Джезказгана можно допустить поступление рудного вещества (медно-железных сульфидов) в виде обломков. Однако основная масса рудных компонентов поступала в бассейн седиментации исключительно в форме взвеси различных карбонатных соединений.

Установление равного соотношения сульфида меди и железа при формировании халькопирита позволило Робертсу рассматривать FeS и CuS как своего рода условные составные части. Некоторое обогащение первоначальной смеси CuS приводило к образованию борнита. Такая условная модель образования сложных медно-железных сульфидов без фактического установления промежуточных фазовых продуктов позволила считать осаждение двух различных сульфидов (CuS и FeS) следствием отсутствия контроля со стороны pH раствора.

Не менее интересными следует считать эксперименты У.М.В Робертса по моделированию процессов перекристаллизации первичных сульфидных осадков при давлении 2000 атм и температуре 100–120°C. Такие эксперименты проводились со смесью халькопирита с борнитом и отдельно для халькопирита. Они выразились в появлении структур, близких типу "взаимных границ" (intergrowth). Минераграфическое изучение образцов показало, что такая смена термодинамических условий не сопровождается резкими изменениями вещественного состава исходных сульфидов и текстур. Поэтому считается, что новые данные подтверждают правильность использования минераграфических исследований руд для решения вопроса о стадийности аутигенного сульфидообразования на месторождениях типа медистых песчаников. Для Джезказгана последовательность выделения сульфидов намечена Т.А.Сатпаевой (1958). Она близка рассмотренной выше.

Новые данные по синтезу сульфидных минералов позволили объяснить различные по своей направленности превращения одних сульфидов в другие. К исследованиям такого типа следует отнести работы Цайса, Аллена и Мервина (Zies, a.o., 1916), Рея (Ray, 1930), Шоутена (Schouten, 1934) и др. Установлено, что определяющими факторами таких превращений являются: вещественный состав реагирующих компонентов, их концентрации, окислительно-восстановительный потенциал среды, а также параметры термодинамического контроля процесса. "Механизм" процесса связывается с диффузией в твердом состоянии, но поскольку она протекает очень медленно и распространяется только на несколько поверхностных слоев ионов, то наиболее вероятным представляется также частичное растворение веществ.

Что касается моделирования природных процессов формирования аутигенных сульфидных минералов в стадию диагенеза, то экспериментальные исследования подтверждают возможность превращения карбонатных и оксикарбонатных минеральных соединений металлов в соответствующие сульфиды при микробиогенной генерации сероводорода. Кроме того, эти данные указывают, что происходит образование кристаллических индивидов, минуя различные метастабильные – промежуточные фазы. Главными факторами контроля процесса сульфидообразования при низких температурах и давлениях следует считать окислительно-восстановительный потенциал среды и растворимость конечных сульфидных продуктов. Последний фактор контролируется, кроме того, концентрацией исходных веществ при формировании того или иного сульфидного минерала.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕОРИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ОТНОШЕНИЕ К ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМУ АУТИГЕННОМУ СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЮ

Как известно, вопросы генезиса месторождений со стратифицированными пластовыми сульфидными залежами являются сложными и дискуссионными. Поэтому, естественно, возникла потребность, кроме общего анализа основных положений различных теорий, использовать в качестве критерия правильности сделанных по Джезказгану выводов

новые данные о сульфидных парагенезах, полученных на основе термодинамических расчетов. Эти данные позволяют оценить с энергетических позиций возникающие в природе в определенных условиях ассоциации минералов, в том числе интересующие нас сульфиды меди, свинца и цинка. Иными словами, имеется дополнительный критерий для суждения о генезисе оруденения Джезказгана, — является ли оно сформированным в обстановке повышенных значений температуры и давления и активных концентраций веществ или имеет седиментационно-диагенетическое происхождение и контролировалось главным образом значениями окислительно-восстановительного потенциала и различной растворимостью конечных продуктов синтеза сульфидных минералов? Таким образом, привлекаемые к решению этой дискуссионной проблемы данные энергетических расчетов термодинамики, т.е. изобарно-изотермические (изобарные) потенциалы образования различных сульфидных минералов, применимые к обратимым и равновесным системам (ассоциациям сульфидных минералов), рассматриваются как дополнительный объективный критерий при оценке роли гидротермального или седиментационно-диагенетического оруденения.

Изобарный потенциал как мерило химического сродства элементов в общем случае представляет собой величину той энергии, которую нужно приложить к системе, чтобы остановить реакцию. Его величина не зависит от пути, по которому протекает реакция, а зависит лишь от свойств веществ, их начального и конечного состояния. Отрицательные значения изобарных потенциалов отражают самопроизвольное течение реакций. Если значение изобарного потенциала положительно, то самопроизвольное течение реакции невозможно. Но не всякая реакция при отрицательном значении изобарного потенциала может быть осуществлена, поскольку термодинамический расчет этого не учитывает. Поэтому отрицательное значение изобарного потенциала только указывает на потенциальную возможность осуществления данной реакции.

Вычисление изменения изобарного потенциала какой-либо химической реакции осуществляется различными методами. При температуре 25°C (298°K) величину изобарного потенциала принято называть стандартным потенциалом (ΔZ°).

$$\Delta Z^\circ = -RT \ln K_p = -1,3641 g K_p,$$

где: R — универсальная газовая постоянная, равная 4987 кал/град,

T — абсолютная температура,

K_p — константа равновесия химической реакции при постоянном давлении.

Стандартные изобарные потенциалы широко распространенных неорганических соединений, а также ионов приводятся в справочниках и руководствах по физической химии и термодинамике (Латимер, 1954; М.Х.Карапетьянц, М.Л.Карапетьянц, 1961). В области минералогии большую работу проделал Ф.А.Летников (1965), который определил изобарные потенциалы для 340 минералов вместо 63 известных ранее. Вычисление изобарных потенциалов проводилось Ф.А.Летниковым по уравнению Гиббса — Гельмгольца

$$\Delta Z_T^\circ = \Delta H_{298} - T\Delta S_{298},$$

где ΔH — изменение энтальпии,

T — абсолютная температура,

ΔS — изменение энтропии.

Ф.А.Летников (1965) отмечает, что величины изобарных потенциалов минералов рассчитаны им в предположении образования минералов из простых ионов. Поскольку в природных условиях процессы минералообразования в большинстве случаев идут с участием более сложных соединений, то естественно, что приведенные ниже значения изобарных потенциалов не отражают истинной картины. С другой стороны, материал, полученный при изучении природных объектов и проинтерпретированный с точки зрения величин изобарных потенциалов, позволяет утверждать, что при прочих равных условиях порядок выделения минералов диктуется значением вышеуказанных величин, так как она является результирующей и учитывает все экзо- и эндоэффекты, имевшие место при формировании данного минерала из простых ионов, через стадию комплексов, полимеров и т.д. Это обстоятельство позволяет считать величины изобарных потенциалов образования минералов надежным критерием для интерпретации результатов, полученных при изучении природных минеральных ассоциаций.

Изобарные потенциалы сульфидных минералов
(по Ф.А. Летникову, 1965)

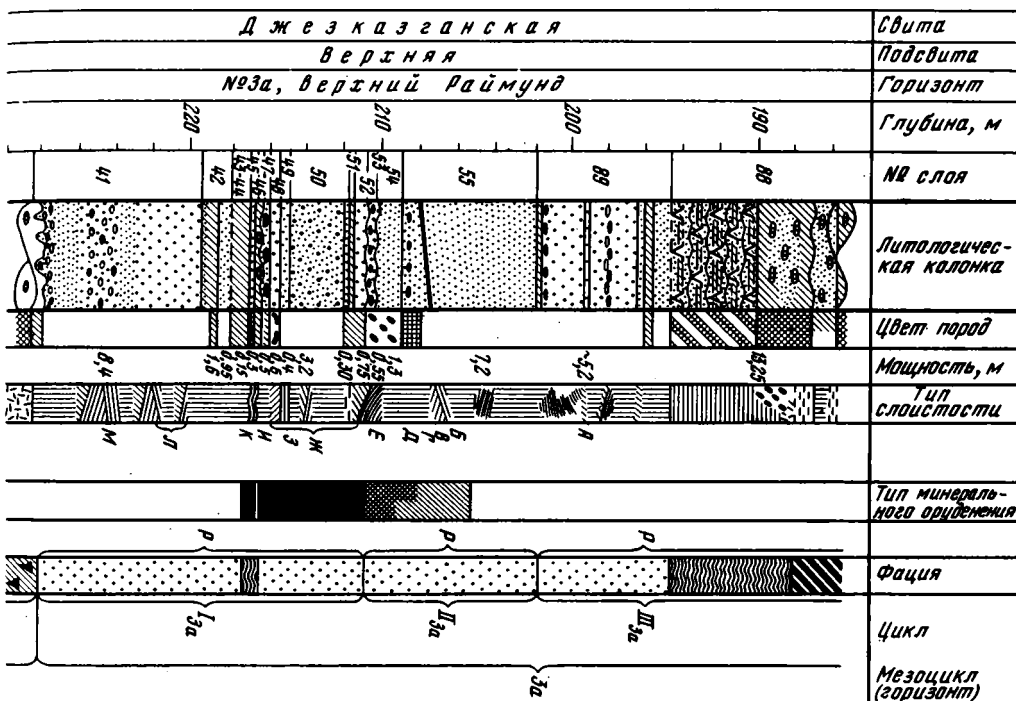
| Сульфиды | -ΔZ ккал/моль | |
|-----------------------------------|---------------|-------|
| | 300°K | 500°K |
| Сфалерит (ZnS) | 47,2 | 46,21 |
| Вуртцит (ZnS) | 44,2 | 43,47 |
| Пирит (FeS ₂) | 39,84 | 38,1 |
| Халькопирит (CuFeS ₂) | 31,42 | 30,14 |
| Галенит (PbS) | 22,15 | 21,89 |
| Пирротин (FeS) | 21,0 | - |
| Халькозин (Cu ₂ S) | 19,1 | 18,57 |
| Ковеллин (CuS) | 11,57 | - |

Действительно, расположив сульфидные минералы по мере уменьшения величин изобарных потенциалов (табл. 8), получим ряд, который выражает иную последовательность выщеления минералов, чем та, которая описана в монографии Т.А. Сатпаевой (1958). Иначе говоря, указанная последовательность выщеления минералов нехарактерна для Джекказгана и является почти обратной. В этом случае процесс сульфидообразования в Джекказгане, очевидно, не контролировался со стороны таких параметров, как температура, давление и, в известной мере, концентрация веществ. Таким образом, с энергетических позиций сформированная ассоциация сульфидных минералов в залежах Джекказгана не свойственна собственно гидротермальному процессу, а скорее является следствием седиментационно-диагенетического рудного процесса.

По данным В.И. Лебедева (1962), увеличение изобарного потенциала при изотермическом сжатии показывает, что для твердых кристаллических тел влияние температуры и давления неравнозначно. Главным фактором считается падение температуры. Например, изменение изобарного потенциала, которое связано с переменной температуры, вызывает значительно больший эффект - почти на целый порядок величин по сравнению с эффектом изменения давления. Поэтому при повышенных температурах в собственно рудном гидротермальном процессе даже незначительное и локальное изменение температуры вызывает резкое изменение в порядке выделения сульфидных минералов.

Аналогичное изменение может быть также вызвано незначительным изменением вещественного состава реагирующих рудных компонентов в растворе. Последнее показано на диаграмме состав - парагенезис в системе: Cu-Fe-S (Бетехтин и др., 1958) незначительными площадями полей у медно-железных минералов - борнита, халькопирита и кубанита. Указанные сульфиды на диаграмме занимают положение внутри четырехугольника: Cu-S-Cu₂S-Fe-S-FeS₂. Они образуются при каких-то промежуточных значениях концентраций серы в растворе. Незначительное увеличение содержания серы в растворе будет сопровождаться образованием сульфидов железа и сульфидов меди типа FeS₂, CuS. При некотором уменьшении содержания серы может произойти также образование сульфида меди (Cu₂S) и сульфида железа (FeS). В совокупности перечисленные факторы указывают на большое количество переменных величин, которые в итоге контролируют зональное распределение сульфидных минералов в залежах гидротермального типа.

В месторождениях типа медистых песчаников седиментационно-диагенетического генезиса собственно рудный (сульфидный) процесс не являлся длительным по времени. Он затягивался исключительно благодаря общей длительности накопления осадков рудного слоя, но не непрерывности переходов седиментационной стадии в последовательных прослоях в диагенетическую (сульфидную). Например, для Джекказгана процесс образования сульфидного оруденения и естественно зональности минералов в залежи,



фиг. 39. Циклический тип зональности медного оруденения месторождений Джекказган и Роан-Антелоп.

Тип медного оруденения: а - пирит; б - халькопирит; в - борнит; г - халькозин.

Фации: д - песчаные осадки подводной части дельты; е - песчано-алевроитовые осадки зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; ж - песчано-алевроитовые осадки заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры; з - глинистые осадки лагун и заливов; и - глинисто-алевроитовые осадки лагунно-заливного побережья или материкового моря; к - глинисто-алевроитовые осадки ряби мелководья лагунно-заливного побережья; л - глинисто-алевроит-песчаные осадки прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием; Р - фации регрессивного ряда; Т - фации трансгрессивного ряда.

Структурные признаки; 1 - конгломерат с гальками раймундовского типа; 2 - конгломерат с гальками подстилающих аргиллитов (внутриформационный конгломерат); 3 - песчаник среднезернистый; 4 - песчаник мелкозернистый; 5 - песчаник разнозернистый; 6 - алевролит; 7 - аргиллит; 8 - жила альпийского типа с кальцитом; 9 - жила альпийского типа с кальцитом и борнитом.

Тектурные признаки: 10 - границы слоя без размыва (прямая линия) и с размывом (волнистая линия); 11 - трещины усыхания; 12 - кальцитовые конкреции; 13 - горизонтальная слоистость; 14 - горизонтальная прерывистая слоистость; 15 - косая разнонаправленная слоистость; 16 - косая однонаправленная слоистость; 17 - волнистая слоистость; 18 - неслоистые и слоеватые породы; 19 - комковатая текстура; 20 - пятнистая текстура.

Цвет пород: 21 - красный; 22 - серый; 23 - чередование красноцветных и сероцветных пород; 24 - зеленый различных оттенков и зеленовато-серый; 25 - черный; 26 - пятнистая окраска.

А - жила кальцита, кливаж; Б - вкрапленность и единичные слои халькопирита; В - халькопирит с единичными слоями борнита; Г - жила с кальцитом и борнитом; Д - борнит с халькопиритом; Е - борнит, отдельные пятна халькопирита; Ж - халькозин; З - микронарушения; И - песчаник с редко рассеянной вкрапленностью халькозина и с халькозин-борнитовыми пятнами; К - пологоволнистая слоистость, $l \approx 22-24$ см, $h \approx 2$ см (халькозиновая руда); Л - единичные слои и редкая вкрапленность халькозина; М - органика и редкое рассеянное оруденение халькозинового типа; Н - ярко-розовые песчаники аркозового состава, косослоистые, со слоями магнетита и щебнем подстилающих аргиллитов; О - пустые "глинистые сланцы" кровли - темно-серые массивные аргиллиты; П - рудные "глинистые сланцы" - слоистые темно-серые аргиллиты с рассеянными пятнами сульфидов (халькозина, борнита и халькопирита, по плоскостям слоистости асимметричные знаки ряби, зональности типа Роан-Антелоп (23 структурный разрез); Р - "пустые глинистые сланцы подошвы" - массивные и неясно слоистые аргиллиты, содержащие пятна рассеянных сульфидов (халькопирита и пирита); С - сланцы подошвы (f. w. schist), испытывавшие стресс; Т - конгломераты подошвы (f. w. conglomerate), очень выдержанный слой; У - полевошпатовые кварциты со слоями магнетита

включая последовательные фазовые смещения прослоев при формировании осадков регрессивного ряда, не превышал среднего времени образования одного седиментационного цикла разреза (400 000 лет), поскольку сульфидное оруденение имеет циклическое строение (Дружинин, 1965а). Пример циклической стратификации меденосных отложений и цикличности сульфидного оруденения на месторождениях Джекказган и Роан-Антелоп показан на фиг. 39.

Седиментационная природа оруденения доказывается, кроме того, кулисообразным смещением сульфидных залежей в разрезе свиты в южном направлении и закономерным изменением морфологии залежей в связи с общей и устойчивой регрессией морского бассейна. Иначе говоря, регрессия морского бассейна сопровождалась превращением крупных и выдержанных сульфидных залежей в нижней части свиты в неустойчивый - лоскутный тип оруденения в ее верхах (Иванков, и др., 1957; Штрем, 1969).

Суммируя сказанное, можно считать, что в условиях низких температур и давлений осадочный (сульфидный) процесс при микробиогенной генерации сероводорода контролировался главным образом величинами окислительно-восстановительного потенциала среды и растворимостью образующихся сульфидных минералов. Щелочной харак-

тер иловых вод в диагенезе не изменялся микробиогенной генерацией сероводорода. В Джезказгане этому благоприятствовала также величина pH речной воды в дельте Палео-Джезказгана, которая была выше значения 7,5. Стабильность указанных условий в диагенезе, естественно, обусловила образование многочисленных залежей месторождения с устойчивой зональностью медно-железных сульфидов, а также сульфидов меди, свинца и цинка.

Таким образом, рассмотренные аспекты гидротермального сульфидообразования противоречат фактическим данным по сульфидным парагенезам Джезказгана. В сочетании с другими новыми данными по месторождению можно сделать заключение, что стремление группы геологов – Ф.И.Вольфсона, Ш.Е.Есенова, К.И.Сатпаева, Т.А.Сатпаевой, С.Ш.Сейфуллина, П.Т.Таживаевой, В.К.Шведко, В.И.Штифанова и других считать генезис пластового сульфидного оруденения гидротермальным является ошибочным.

Для полноты освещения столь сложного вопроса необходимо также остановиться на целом ряде других – косвенных данных, которые привлекаются исследователями для обоснования возможной связи сульфидного оруденения Джезказгана с гидротермальной деятельностью. Поэтому ниже кратко остановимся и подчеркнем непредставительность этих данных для месторождения (отдельные из них уже рассмотрены выше).

Наиболее полно интересующие нас вопросы изложены в монографии Ф.И.Вольфсона (1962). Они сводятся к следующему.

1. Для месторождений гидротермального генезиса характерна связь оруденения с определенными интрузивными массивами или группами интрузивных пород. Иногда выявляется даже совпадение времени образования рудных месторождений и интрузивных магматических масс или определенных дифференциатов, что доказывается одинаковым стратиграфическим положением магматических масс и рудных тел. В то же время существуют гидротермальные месторождения, которые образовались в более поздние стадии становления магматических очагов. Важным фактором в этом отношении является выяснение наличия переходов в пространстве или в минералогическом составе между магматическими породами и рудными месторождениями. Для различных рудных районов мира установлено преобладание определенного типа месторождений с характерными группами изверженных пород. Уточняя приведенные данные Ф.И.Вольфсон считает, что связь гидротермальных месторождений с интрузивными массивами, по современным представлениям, является недостаточной, если не будет доказано существование пород дорудной дайковой серии, которые являются жильными дериватами определенного комплекса магматических образований.

Прежде чем высказать свои соображения об этих основных положениях гидротермальной теории необходимо подчеркнуть, что за все время геологического изучения и эксплуатации месторождения Джезказган ни в рудоносной толще, ни в подстилающих слоях не было установлено интрузивных пород или так называемых рудоподводящих каналов. Однако ряд исследователей Джезказгана (К.И.Сатпаев, Т.А.Сатпаева, В.К.Шведко и др.) принимают типичные мелкие дайки нептунического типа в разрезе рудоносной джезказганской свиты (см. таблицу XXI) как прототип мелких рудоподводящих каналов. Действительно, описанные в разрезе свиты дайки имеют сравнительно небольшие размеры (их ширина не превышает 20–30 см), но они строго стратифицированы в разрезе. Другими словами, они приурочены к вполне определенным его частям – горизонтам (покро-8 и кресто-9), тогда как промышленное оруденение встречено во всех горизонтах свиты за исключением горизонта № 1 (таскудук) (см. главу III). По морфологическим особенностям и положению в разрезе дайки отражают имевшие место в определенные периоды джезказганского времени разрывы сплошности глинистых слоев, которые заполнялись более грубым песчаным материалом вместе с сульфидами (или без них) из выше – или нижележащих слоев. Природа нептунических даек связывается с древними землетрясениями на территории Джезказганской впадины. Иными словами, типичные по механизму образования нептунические дайки с локальным распространением по стратиграфическому разрезу, естественно, не могли служить подобием тех крупных рудоподводящих каналов, которые столь необходимы для концепции гидротермального оруденения.

Не менее интересно отметить (Вольфсон, 1962), что практика изучения условий формирования жильных пород и прежде всего даек диабазовых порфиритов указывает, что внедрение их во вмещающие породы происходит только в обстановке тангенциального растяжения. Отсутствие в Джезказганской впадине во время варисской складча-

тости условий тангенциального растяжения пород, очевидно, следует считать (при всех прочих благоприятных факторах) одной из причин отсутствия дорудных даек вообще. Таким образом, отсутствие в Джезказгане как магматических интрузий, так и дорудных даек исключает генетическую связь пластового сульфидного оруденения с гидротермальной деятельностью.

Что касается тектонического положения месторождения Джезказган как структуры типа наложенных мульд орогенной стадии развития Урало-Тянь-Шаньской геосинклинали (средне-верхнепалеозойское время), то на территории западной части Центрального Казахстана аналогичное положение занимают многие заведомо осадочные месторождения Атбасар-Терсакканской группы. Следует также подчеркнуть, что рудоносные отложения джезказганской свиты накапливались в среднекарбовое время. Эти отложения перекрываются красноцветными континентальными осадками верхнего карбона (жиделисайская свита) и нижнепермскими отложениями кенгирской свиты¹. Указанные отложения смяты в складки и нарушены дизъюнктивными дислокациями. Иначе говоря, между временем накопления осадков джезказганской свиты (средний карбон) и первыми фазами варисской складчатости или временем образования тектонических трещин в породах, столь необходимых для проникновения по ним гипотетических рудоносных растворов, существует значительный разрыв. Последнее рассматривается как неблагоприятный фактор для реализации в Джезказгане потенциальных возможностей гидротермального оруденения. Более того, анализ пространственного положения в породах рудоносной джезказганской свиты тектонических трещин различного типа и более крупных разрывных дислокаций (Сатпаев, 1935; Сейфуллин, Нуралин, 1964) не объясняет простираения зон различного сульфидного минерального оруденения в залежах (Наркелюн, 1962).

2. Сторонники гидротермальной теории считают благоприятным фактором для оруденения наличие глубинных разломов и других более мелких дизъюнктивных нарушений. Например, вдоль крупных дизъюнктивных дислокаций позднее могли внедряться штоки малых интрузий и дайковые образования. Более мелкие минерализованные жилы нередко рассматриваются как рудоподводящие каналы. Кроме того, подчеркивается структурный контроль оруденения.

Следует заметить, что в районе месторождения не встречено крупных дизъюнктивных нарушений типа долгоживущих разломов. Более мелкие разрывные дислокации типа взбросов и надвигов установлены на центральном рудном поле. На многочисленных профильных разрезах по буровым скважинам и шахтным полям указанные дислокации вызывают смещение пластовых сульфидных залежей с амплитудами порядка 3-15 м. Причем состав сульфидных минералов в жилах тождествен составу минералов в пластовых залежах. При отсутствии оруденения в слоях жилы обычно выполнены кальцитом, баритом. Природа образования минерализованных жильных выполнений такого типа связывается с латераль-секреционным процессом.

Относительно структурного контроля оруденения можно констатировать, что пластовые залежи встречены как в антиклинальных перегибах слоев, так и в типичных синклинальных. По простираению зоны различного сульфидного оруденения прослежены на многие сотни метров и даже километры. Иначе говоря, сульфидное оруденение в Джезказгане вследствие своей седиментационно-диагенетической природы не отражает элементов структурного контроля.

3. Околорудные изменения вмещающих пород являются не менее важным критерием для суждения о связи сульфидного оруденения с гидротермальной деятельностью. Эти изменения зависят от вещественного состава рудовмещающих пород и характера термальных растворов. Например, в среднетемпературных условиях, по данным Ф.И. Вольфсона (1962), при воздействии растворов на гранитоиды, кислые эффузивы, аркозовые песчаники, конгломераты и другие сходные по составу породы образуются березиты. В основном они состоят из серицита, кварца и пирита. Причем в направлении от рудной жилы в сторону собственно неизменных вмещающих пород происходит постепенная смена минерального состава в зоне околорудных изменений. В березитах большей частью удается выделить три зоны: 1) серицитизации, окварцевания и пиритизации (часто с карбонатом); 2) хлоритизации, серицитизации; 3) эпидотизации и карбонатизации (слабой). Причем образование хлорита связано с замещением цветных мине-

¹ Обоснование стратиграфического положения свит в разрезе рассмотрено в главе IV.

ралов, нередко также плагиоклазов. При залегании сульфидного оруденения гидротермального типа в средних по составу породах, например, в порфиритах и их туфах, в них широко развиваются процессы пропилитизации и прежде всего хлоритизация.

Таким образом, процессы метасоматических изменений в околорудных зонах, особенно при многостадийности минерализации, являются не только весьма сложными, но и достаточно контрастными в разрезах.

Присутствие в рудовмещающих толщах многочисленных пластов глин (аргиллитов), как, например, в Джезказгане, которые по признанию многочисленных исследователей являются весьма чуткими индикаторами при изменении термодинамических условий, несомненно, должны были бы образовать соответствующие ореолы вокруг гидротермального очага. Существование измененных пород в зонах гидротермальной деятельности подтверждено большим числом примеров из опыта изучения минералогии глин (Грим, 1959). В частности, в таких ореолах широко распространен следующий минеральный ряд: внутренняя часть ореола слагается серицитом, промежуточная зона представлена каолинитом, а наружная — монтмориллонитом и хлоритом, причем хлорит бывает наиболее обильным в наружной кайме. Переходы между зонами постепенные. По утверждению Р.Е.Грима шпешифика зональной последовательности глинистых минералов привлекла внимание исследователей к этой проблеме с целью изучения зависимости изменения состава глин от характера минерализации.

В Джезказгане встречены лишь незначительные по мощности (до 30 см) обесцвеченные красноцветные глинистые слои на контактах с пластовыми сульфидными залежами, а также полное или частичное обесцвечивание галек подстилающих красноцветов, которые захоронены в рудоносных осадках дельты. Однако эти изменения объясняются повышенной интенсивностью перераспределения веществ в диагенезе. По плоскостям дизъюнктивных дислокаций встречена характерная глинка трения, которая представлена в большинстве случаев зеленым хлоритом, отполированным до зеркального блеска. Последний образовался благодаря значительным напряжениям, которые сопровождали тектонические смещения блоков пород.

Суммируя сказанное, можно считать, что проведение в Джезказгане детальных литолого-фациальных исследований рудовмещающей толщи, а также изучение зонального расположения в залежах различных сульфидных минералов и последовательности их выделения в диагенезе позволяют отнести это широкоизвестное месторождение по природе полиметаллического сульфидного оруденения меди, свинца и цинка к седиментационно-диагенетическим. Следует также подчеркнуть, что новые данные по Джезказгану в совокупности с известным фактическим материалом, накопленным в процессе разведки и эксплуатации месторождения, не подтверждают общетеоретических положений гидротермальной теории.

Кроме рассмотренной гидротермальной теории оруденения Джезказгана, существуют еще две очень близкие теоретические концепции, которые связывают сульфидное оруденение месторождения с так называемыми эпигенетическими процессами (Германов, 1953, 1961, 1962; Перельман, Борисенко, 1962; Перельман, 1965; Холодов и др., 1971). Согласно последним замечаниям А.И.Перельмана (1965), обе концепции отражают сходные взгляды. Нам представляется, что указанные теоретические представления о сульфидном оруденении Джезказгана в значительной мере заимствованы ее авторами — А.И.Германовым, А.И.Перельманом, В.Н.Холодовым и другими у американского исследователя Е.С.Бастина (Bastin), который выдвинул их как рабочую гипотезу в 1926 г. для объяснения сульфидного полиметаллического оруденения на основе анализа большого фактического материала по сульфидным и нефтяным залежам Озаркского поднятия в штате Иллинойс (Bastin with the collaboration, 1926a, б; Bastin, 1926). Поэтому мы считаем необходимым остановиться на рассмотрении некоторых аспектов гипотезы Е.С.Бастина.

Выдвигая гипотезу эпигенетического бактериального образования сульфидных полиметаллических руд, Е.С.Бастин (Bastin, 1926) подчеркнул, что такой механизм формирования сульфидных залежей высказывается как гипотеза и нуждается в критическом рассмотрении при изучении некоторых типов руд — kupferschifer, медных залежей в красноцветных и других песчаниках, свинцовых и цинковых залежей в долине р.Миссисипи. Иначе говоря, Бастин был против априорного применения высказанных им теоретических соображений и требовал детальной проверки рабочей гипотезы, прежде чем она станет теоретической концепцией пластового сульфидного оруденения на том или ином полиметаллическом месторождении.

Основной предпосылкой для детального бактериологического анализа вод нефтяных месторождений в Иллинойсе послужили известные работы Рогерса (Rogers), который тщательно изучил химический состав и соленость подземных вод на ряде нефтеносных площадей Калифорнии и опубликовал эти данные в 1919 г. Фактически он установил зональность вод по химическому составу. А именно, поверхностные и приповерхностные воды региона оказались богаты сульфатами; воды, связанные с нефтью, почти совсем не содержали их. Указанное изменение солевого состава вод связывалось Рогерсом с редуцирующим действием нефти, т.е. с влиянием на воды отмершего органического материала нефтей. Естественно, необходимо было изучить воды ряда других нефтяных месторождений, чтобы установить генетическую связь редукции сульфатов в собственно нефтяных водах с подразумеваемым участием в этом процессе анаэробных сульфатредуцирующих бактерий.

При такой постановке вопроса осуществлялось методически правильное решение задачи, т.е. было признано целесообразным провести бактериологические исследования не на нефтяных площадях Калифорнии, а для эксперимента выбрать ряд нефтеносных площадей Иллинойса. Проведенные испытания подтвердили присутствие сульфатредуцирующих бактерий в подавляющем большинстве исследованных скважин, которые давали воду с низким содержанием сульфатов и различным содержанием сероводорода. Все воды, связанные с нефтью, по солевому составу оказались хлоридно-натриевыми. Они похожи на нормальную морскую воду, но отличаются от нее в основном очень малым содержанием сульфатов.

Иными словами, на основе большого фактического материала — бактериального и химического обследования вод нефтяных месторождений и сульфидных залежей свинца и цинка в породах пенсильванского возраста на Озаркском поднятии в штате Иллинойс Бастин (Bastin, 1926) выдвинул гипотезу бактериального сульфидообразования. Причем формирование месторождений такого типа он связывал исключительно с эпигенетическими процессами, хотя допускал на основании некоторых современных процессов сульфидообразования (Черное море) существование сингенетических сульфидных залежей (предположительно kupferschifer).

Гипотеза Бастина сводится к следующему. В глубоко залегающих проницаемых слоях находятся относительно неподвижные грунтовые воды, с которыми ассоциирует нефть в значительных количествах и за счет чего осуществляется "питание" сульфатредуцирующих бактерий. Поверхностные воды, содержащие большое количество сульфатов, в том числе растворимые соединения различных металлов, двигаются вниз по падению слоев и приходят в соприкосновение с глубинными грунтовыми водами. Там, где воды двух различных составов смешивались, создались оптимальные условия для развития сульфатредуцирующих бактерий и для осаждения различных металлов в сульфидной форме.

Таким образом, в гипотезе отчетливо намечается генетическая связь нефтяных и сульфидных залежей, которая должна сопровождаться: 1) пористостью нефтеносных пород; 2) обилием тяжелой нефти и битумов во многих рудах; 3) сходством состава современных глубинных вод в рудоносных слоях с составом вод нефтяных залежей. Причем воды нефтеносных площадей отличаются обилием сульфатредуцирующих бактерий и сероводорода. В водах рудоносных слоев также содержится сероводород, хотя и менее обильно, а в некоторых из них присутствуют сульфатредуцирующие бактерии.

Однако в этой концепции имелось некоторое сомнение, вследствие возможного занесения сульфатредуцирующих бактерий в нефтеносные породы из почв или поверхностных источников. По этой причине исследовался ряд обводненных скважин, реки и почвы на территории нефтеносных площадей Иллинойса, которые оказались свободными от сульфатредуцирующих бактерий. Последнее опровергло ошибочное мнение некоторых исследователей, а, с другой стороны, подтвердило давно известный вывод Ван-Дельдена о том, что эти микроорганизмы нетерпимы к чистой воде (Bastin, Greer, 1930).

Следует подчеркнуть, что бактериальная гипотеза сульфидного оруденения объясняет "механизм" отложения металлов. С проблемой источников металла она связана косвенно, поскольку предполагает наличие в грунтовых водах, просачивающихся в глубь земной коры, соединений металлов в форме, пригодной для осаждения их сероводородом. Последнее естественно исключает растворы, в которых металлы находятся в равновесии с радикалами серы, и следовательно исключает вероятность непосредственного участия в оруденении магматического источника. В этом усматривается отличие теории эпигенетического гидротермального оруденения от эпигенетического бактериального сульфидного оруденения.

С другой стороны, по мере прогрессивного возрастания поверхностной эрозии илль благодаря процессам регионального воздымания территории происходила миграция зоны сульфидообразования. При смещении зоны отложения сульфидов ранее сформированные руды могли оказаться погруженными или же находились в зоне действия поверхностных вод. Таким образом, происходило либо формирование устойчивого сульфидного оруденения, либо сульфидные соединения металлов растворялись и "судьба" рудных компонентов зависела от дальнейших путей миграции. Кроме того, благоприятным фактором сохранения сульфидного оруденения считается неперенное наличие непроницаемых пород в подошве и кровле рудного слоя.

По мнению микробиологов С.И.Кузнецова, М.В.Иванова и Н.Н. Ляликовой (1962), указанные положения концепции эпигенетического сульфидного оруденения Бастина могут действительно рассматриваться как гипотеза, которую следует иметь в виду при изучении генезиса осадочных сульфидных руд. Гипотеза Бастина подтверждена в известной мере при изучении роли микроорганизмов в формировании в залежах Джезказгана вторичного халькозина (Ляликова, Соколова, 1965). Эти исследования показали, что сульфатредуцирующие бактерии способны усваивать органическое вещество не нефтяного ряда, а непосредственно содержащееся в самих рудоносных породах, тем самым способствуя восстановлению сульфатов до сероводорода. Такой "механизм" генерации сероводорода в зоне гипергенеза вполне объясняет вторичное осаждение меди, например, образование супергенного халькозина.

Не имея возможности подробнее остановиться на анализе многих частных вопросов указанной концепции эпигенетического сульфидного оруденения, примененной к Джезказгану, можно все же констатировать, что ряд аспектов этой теории находится в явном противоречии со следующими известными факторами.

1. В подстилающих рудоносных породах виле-намюра, также как и в промышленно-рудоносных породах джезказганской свиты среднекаменноугольного возраста на территории одноименной впадины и прилегающих к ней участков, никем из исследователей не отмечалось признаков битуминозности пород, не говоря уже о генетическом соседстве сульфидных залежей и месторождений нефти.

2. А.И. Перельман и Е.Н. Борисенко не аргументируют представлений о первичной красноцветной природе отложений рудоносной джезказганской свиты. Декларируются ими и источники восстановительной среды в эпигенетических процессах - нефть, газ и битуминозные породы (Перельман, 1965). Произвольно допускается интенсивная переработка красноцветов подземными водами. В процессе такой переработки возникли горизонты с многочисленными проявлениями содового катагенеза. Однако указанные геохимические процессы не могут объяснить вторичного "озеленения" в разрезе свиты плотных устойчивых пластов аргиллитов мощностью до 12 м. С другой стороны, известно, что породы свиты не несут никаких признаков, связанных с воздействием на них содовых вод.

ВЫВОДЫ

1. Изучение особенностей седиментационной стадии накопления осадков в начальный момент формирования нескольких циклов разреза (по подошвам регрессивных рядов фаций) позволило сделать заключение, что в дельте Палео-Джезказгана почти все джезказганское время устойчиво существовала седиментационная ловушка. Именно в ней вместе с грубым обломочным материалом происходило накопление рудных компонентов - меди, свинца и цинка в форме взвеси карбонатов и оксикарбонатов.

Геохимический анализ диагенетической стадии формирования тех же осадков (по подошвам нескольких седиментационных циклов) позволил утверждать, что природа окраски пород меденосного разреза Джезказгана является седиментационно-диагенетической. Это обстоятельство дает право использовать окраску пород как дополнительный первичный генетический признак при исследовании разрезов. Объяснение первичной окраски пород рудоносного разреза связывается с седиментационным распределением в различных осадках свежего органического вещества, которое в основной своей массе является аллохтонным. Обогащение осадков органическим углеродом доказывает на основании аналитического изучения распределения в породах остаточного

органического углерода. Причем наибольшее количество органического углерода среди осадков континентальной и лагунно-дельтовой групп накопилось в авандельте, т.е. в седиментационной ловушке вместе с грубым обломочным материалом и рудным веществом. Это обстоятельство обусловило активную деятельность гетеротрофных сульфат-редуцирующих бактерий и явилось главной причиной перераспределения вещества в диагенезе, в том числе и рудных компонентов.

2. Выяснение особенностей седиментационной стадии накопления в осадках дельты Джезказгана рудных компонентов позволяет сделать ряд теоретических обобщений.

Миграция рудных компонентов (медь, свинец, цинк) вблизи источников сноса, расположенных в гумидной климатической зоне (вертикальная климатическая зональность), происходила в речном потоке в сульфатной форме. Вблизи контакта с аридной климатической зоной (зоной седиментации) благодаря обогащению речных вод растворенными карбонатами произошло раздельное осаждение рудных компонентов в виде взвеси еще в русле реки. Причем, по данным Е.Е.Беляковой (1961), медь осаждалась в форме взвеси основных карбонатов при $\text{pH} \geq 7,0$; свинец в форме взвеси карбонатов при $\text{pH} \geq 7,2$; цинк также в форме карбонатной взвеси при $\text{pH} \geq 7,5$. Указанное раздельное осаждение рудных компонентов в речном потоке является хорошим примером осадочной химической дифференциации, которая установлена Л.В.Пустоваловым (1940). Однако вследствие высокой динамической активности руслового потока Палео-Джезказгана результаты дифференциации были вскоре уничтожены потоком.

Уничтожение результатов химической дифференциации рудных компонентов в русловом потоке доказывается существованием в дельте Палео-Джезказгана седиментационной ловушки, в которой произошло действительное накопление основной массы рудной взвеси вместе с грубым обломочным материалом. Причем в седиментационной ловушке имело место валовое обогащение грубых песчаных осадков дельты рудными компонентами. Степень такого обогащения намного превышала кларковые содержания этих элементов в породах соответствующего гранулометрического типа. Фашиальный профиль меденакпления в Джезказгане показан на фиг. 30.

Новые данные по Джезказгану позволяют утверждать, что в седиментационную стадию в аридной климатической зоне в области дельты или в прибрежной части морского материкового бассейна благодаря их гидродинамической активности исключалась какая-либо химическая дифференциация рудных компонентов, которую отмечает Н.М.Страхов (1962, 1964).

3. Анализ закономерностей образования в диагенезе аутигенно-минералогической зональности сульфидных минералов позволяет считать, что только при микробиогенной генерации сероводорода создались необходимые и благоприятные условия для химической дифференциации медно-железных сульфидов, а также меди, свинца и цинка. При этом минеральной дифференциации рудных компонентов с образованием сульфидной зональности благоприятствовало различие окислительно-восстановительного потенциала в осадках в стадию диагенеза и различная растворимость конечных продуктов сульфидного синтеза.

Различие окислительно-восстановительных потенциалов при образовании соответствующих сульфидов в диагенезе установлено эмпирически. При этом медно-железные сульфиды, а также сульфиды свинца и цинка расположились в ряд: галенит - халькозин - борнит - сфалерит - халькопирит - пирит, который отражает уменьшение значений окислительно-восстановительного потенциала при их образовании. Этот ряд, несомненно, имеет генетическое значение.

Таким образом, установление диагенетической природы образования сульфидных минералов в залежах Джезказгана позволяет считать месторождение по генезису седиментационно-диагенетическим. Последнее подтверждается, кроме того, циклическим типом строения сульфидных залежей (Дружинин, 1965в). По механизму образования сульфидного оруденения месторождение является микробиохимическим. Поэтому существующий в Джезказгане фашиальный контроль в размещении основного пластового сульфидного оруденения следует понимать как первичное валовое обогащение грубых песчаных осадков подводной дельты рудным веществом в карбонатной и оксикарбонатной форме с последующей химической дифференциацией его в диагенезе и образованием в тех же осадках авандельты залежи с зональным распределением сульфидных минералов.

Установление фашиального контроля в размещении основного сульфидного оруденения на месторождении Джезказган позволяет предложить следующее определение зон-

нальности сульфидных минералов для месторождений типа медистых песчаников. Рудное тело представляет собой слой или группу слоев определенной фашиальной принадлежности, в котором латерально и в вертикальных разрезах устанавливается закономерная и последовательная смена зон первичных медно-железных сульфидных минералов: халькозин - борнит - халькопирит - пирит или пирит - халькопирит - борнит - халькозин, возможно и сульфидов ряда: $Cu-Pb-Zn$.

4. Анализ общих закономерностей пространственного размещения зон различного сульфидного оруденения в залежах месторождения позволяет утверждать, что при прочих благоприятных для оруденения факторах наибольшее удаление в сторону ископаемого морского бассейна зон собственно халькозинового оруденения обусловлено специфическими чертами ландшафта приморской полосы - наличием так называемого обратного ископаемого берега (фашия песчаных осадков кос и пересыпей) на пути речной артерии к морю. При этом можно говорить об применимости схемы Гарлика (см. фиг. 38) для объяснения зонального размещения сульфидов в залежах Джезказгана. В отличие от месторождения Роан-Антелоп (Замбия), для месторождения Джезказган схема Гарлика должна быть повернута на 180° . При этом фазовые смещения берега происходили также в сторону ископаемого морского бассейна и береговая линия, в данном случае "обратный" ископаемый берег, в регрессивную фазу колебательного движения перемещалась все дальше и дальше на песчаные осадки кос и пересыпей, иными словами, все дальше и дальше от ископаемого коренного берега. Поэтому песчаные осадки кос и пересыпей в Джезказгане получили специфическое название "обратного" ископаемого берега, в отличие от коренного.

5. Рудоносные отложения джезказганской свиты имеют циклический тип строения, который наравне с циклическим строением всей терригенной каменноугольной толщи обусловлен колебательными движениями земной коры в период региональной регрессии морского бассейна. Поэтому становление и устойчивое существование в джезказганское время специфической приморской обстановки и наличие фашиального контроля в размещении руд с характерным линейным расположением сульфидных зон в залежах позволяют сомневаться в существовании других типов зонального распределения в залежах сульфидных минералов - концентрического и эллиптического.

Естественно, что по мере регрессии морского бассейна рудные залежи в разрезе верхнеджезказганской подсвиты становились более мелкими, разделенными безрудными породами. Последнее подтверждается картами размещения сульфидного оруденения, построенными Л.Ф.Наркелюном (1962) и Э.А.Штремом (1969) для разных горизонтов свиты. Генетически сульфидное оруденение локализовано также на авандельтовых участках. Это позволяет считать, что последовательность зон различного сульфидного оруденения в залежах всей джезказганской свиты соответствует типу Чамбиши (халькозин - борнит - халькопирит - пирит).

Таким образом, вскрытый механизм осадочного сульфидообразования указывает на генетическую связь осадконакопления с различными тектоническими движениями, в том числе с колебательными движениями земной коры. Сказанное подтверждается общими закономерностями формирования рудовмещающих пород и зонального размещения в разрезах сульфидных минералов, что иллюстрировано на профильных разрезах (фиг.40).

Пространственное размещение медных сульфидных минералов на месторождениях Роан-Антелоп и Джезказган объяснено схемой Горлика и подтверждается принадлежностью рудовмещающих осадков к фашиям регрессивного ряда. Более того, новые данные позволяют считать, что схема Гарлика является своеобразным развитием известных положений Н.А. Головкинского (1869) о формировании слоистых осадочных структур благодаря колебательным движениям земной коры. Поэтому на месторождениях седиментационно-диагенетического генезиса вследствие существования двух стадий рудного процесса (седиментационной и диагенетической) следует принять, что, наряду с гидродинамической дифференциацией терригенных компонентов в аридном приморском ландшафте, формирование зональности медно-железных сульфидов происходило также по закону Н.А. Головкинского, но в литогенезе. Иными словами, новые данные по Джезказгану и Роан-Антелоп расширяют сферу применимости закона Н.А. Головкинского, а с другой стороны, не ограничивают время его действия процессами седиментогенеза, а включают и диагенез осадков, изначально обогащенных рудными компонентами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведенные в Джекказгане комплексные литолого-фациальные исследования позволили установить на месторождении фациальный состав немых и фаунистически охарактеризованных меденосных и красноцветных отложений каменноугольного возраста. Выяснено, что эти отложения формировались в аридной зоне в прибрежной части материкового моря при его устойчивой и непрерывной регрессии. Полученные новые данные позволили, в свою очередь, показать приуроченность основного пластового сульфидного оруденения к песчаным осадкам подводной части дельты (разрез джекказганской свиты – средний карбон) и к песчаным осадкам морских пляжей и зоны подводных течений материкового моря (разрез отложений итаузской свиты – визе-намор). Иными словами, в Джекказгане установлено наличие фациального контроля размещения в недрах пластовых сульфидных руд. Осадочное происхождение оруденения подтверждается, кроме того, кулисообразным смещением сульфидных залежей к югу в разрезе джекказганской свиты. Интересно отметить, что все рудоносные осадки формировались только в регрессивные фазы колебательных движений земной коры, когда в прибрежной полосе осуществлялось наиболее полное расчленение рельефа. Для всех фаций каменноугольных отложений Джекказгана (регрессивных и трансгрессивных) проведено сравнительно-литологическое сопоставление их с современными и ископаемыми аридными или гумидными аналогами.

С целью изучения генетических особенностей Джекказгана, т.е. причин локализации сульфидного оруденения в грубых песчаных осадках подводной дельты, разработана циклическая стратификация меденосных и красноцветных отложений. На ее основе сопоставлены в деталях разрезы центрального рудного поля месторождения и различных частей одноименной впадины.

Кроме того, циклическая стратификация разреза явилась основой для изучения естественных парагенезов пород в латеральных направлениях и в вертикальной стратиграфической последовательности. Установлена закономерная смена фаций в регрессивных и трансгрессивных рядах седиментационных циклов. При этом выявлены два характерных типа фациальной связи пород: двусторонний – взаимный тип связи и прямой – односторонний.

Первый тип связи определил фации, которые, сгруппировавшись определенным образом друг с другом, образовали два фациальных центра. Характерно, что фациальные ряды седиментационных циклов образуются только из этих фациальных центров. Иными словами, на основе анализа естественных парагенезов фаций разработана генетическая схема образования седиментационных циклов каменноугольных отложений с различным фациальным составом. При этом выяснена закономерная смена роли фациальных центров в общем разрезе. Так, последовательная смена в разрезе роли фациальных центров рассматривается как направленное накопление осадков во впадине, что, в свою очередь, позволило выделить в разрезе крупные этапы накопления – мегациклы (свиты).

Выяснение парагенезов пород в разрезе дало возможность расчленить терригенные каменноугольные меденосные отложения Джекказгана на две меденосные и одну красноцветную формации. Формационное расчленение разреза, кроме того, обосновано анализом тектонических колебательных движений земной коры, которые происходили на фоне непрерывного прогибания впадины. Эти движения по мезоциклам разреза имели периодический и затухающий характер. Более того, анализ колебательных движений земной коры обосновал правильность расчленения отложений на горизонты, подсвиты и свиты. Последняя тектономическая единица рассматривается как геотектономический цикл (итаузский – визе-намор, джекказганский – средний карбон и жиделисайский – верхний карбон).

Таким образом, детальное фациально-циклическое исследование меденосных отложений Джезказгана позволило впервые обосновать стратиграфическое и формационное расчленение немой и фаунистически охарактеризованной меденосной толщи, в частности, выделить меденосные отложения визе-намюра как самостоятельную свиту (формацию), которую предложено называть "итаузской". Иначе говоря, анализ тектонических движений прошлого в сочетании с данными фациально-циклического исследования разреза позволил обосновать естественные перспективы развития Джезказгана - выделить в разрезе новую меденосную формацию. Установлены также закономерности циклического строения фаунистически охарактеризованных отложений визе-намюра и дан прогноз на циклическое строение толщи, не вскрытой бурением.

Новые данные формационного расчленения разреза позволяют считать, что горизонтальные границы формаций будут иметь жесткое стратиграфическое положение. Латерально формации будут замещаться, очевидно, в соответствии с "зубчатостью слоя", по определению Н.А. Головкинского (1869). Таким образом, указанные три формации образуют в разрезе вертикальный формационный ряд. Что касается латерального формационного ряда, то для его установления необходимо проведение к югу от Джезказгана большого объема геологоразведочных работ.

Суммируя новые данные, можно считать, что перспективы развития производительных сил Джезказгана следует связывать с детальной разведкой сероцветной аридной меденосной формации типа "Итауз", а также с меденосностью дельтовых осадков в нижней половине горизонта таскудук (джезказганская свита), также в северо-западной части Джезказганской впадины и, возможно, в северо-восточной части соседней Кумолинской впадины.

Непосредственно к юго-западу от центрального Джезказгана перспективы меденосности в толще пород джезказганской свиты связываются с мелкими сульфидными залежами типа небольших седиментационных ловушек. Следует также отметить, что для этих залежей может не наблюдаться столь отчетливого кулисообразного смещения в разрезе, поскольку положение мелких седиментационных ловушек скорее всего не контролировалось тектонической устойчивостью ландшафта, как, например, главной седиментационной ловушки на южном борту впадины. Пространственное размещение залежей определялось исключительно особенностями палеогеографического размещения фаций в заливно-лагунной полосе. В этом случае особое значение приобретает детальный фациальный и циклический анализ разрезов, который следует дополнять построением детальных палеогеографических карт.

2. Новые данные по Джезказгану подтверждают большое значение исследований В.М. Попова, который впервые на основе общегеологических представлений высказался за осадочное происхождение пластового стратифицированного полиметаллического сульфидного оруденения и показал, что жильные сульфиды по механизму образования связаны с латераль-секреционным процессом, столь характерным для жил альпийского типа. Более того, В.М. Попов на примере Джезказгана вскрыл специфические особенности обстановки накопления рудоносных осадков, особо подчеркнув роль дельтовых осадков в полузамкнутом, отшурованном заливе - Джезказганской впадине, рассмотрел схему возможного циклического строения рудоносных отложений Джезказгана и ряд других вопросов.

Хорошим примером подтверждения результатов исследований В.М. Попова в Джезказгане и группы рудничных геологов-осадочников (Г.Д. Младенцев, Л.Ф. Наркелюн и др.) является разработка в деталях фациального профиля меденосности, который характерен для формирования осадков регрессивных рядов фаций рудоносной свиты.

По новым данным, источником терригенного материала и рудного вещества (меди, свинца и цинка) являлась горная страна, сложенная главным образом комплексом осадочных образований жаксыконской серии (Сарысу-Тенизское поднятие). Этот комплекс включал полиметаллическое сульфидное оруденение. Близкое расположение горной страны от непосредственного бассейна седиментации, помимо общегеологических представлений, доказываемых составом и размерностью обломочного материала, в частности, незавершенным характером минеральной дифференциации. Несмотря на то, что седиментационный бассейн носит все признаки аридного климата, питающая область находилась в иной климатической зоне. Она располагалась в гумидной обстановке, ибо только в этом случае находит себе объяснение поступление в бассейн огромных масс пресной воды, которая перемешала грубозернистый материал джезказганской свиты. Сочетание источников сноса в гумидной зоне с примыкающим аридным морским бас-

сейном седиментации лишней раз свидетельствует об относительной высокогорности питающей области, т.е. о естественном существовании вертикальной климатической зональности.

В западной части Центрального Казахстана Джезказганская впадина являлась лишь северной прибрежной частью огромного мелководного бассейна, который целиком располагался в аридной климатической зоне. В регрессивные фазы циклической седиментации территория впадины превращалась в область аккумуляции главным образом осадков подводной части дельты. Следует подчеркнуть специфический тип джезказганской дельты, которая характеризуется обилием грубозернистого материала при хорошей выдержанности по простиранию генетических комплексов пород. По-видимому, это связано с наличием плашových аллювиальных потоков, столь характерных для палеозойского и более раннего времени и отсутствующих среди более молодых, в том числе среди современных континентальных образований (Рухин, 1960). Иными словами, в Джезказганский бассейн устремлялись мощные аллювиальные потоки, стекавшие с горной страны и пересекавшие узкую полосу приморской равнины.

Подводно-дельтовый поток растекался по всей впадине. По периферии он обрамлялся сложной системой кос и пересыпей, а также лагун, которые благоприятствовали образованию в авандельтовой части седиментационной ловушки. Важно подчеркнуть наличие устойчивой, как барьер, полосы кос, пересыпей и лагун не только по флангам дельтового потока, но и впереди фронтальной стороны подводной дельты. Такое устойчивое фронтальное обрамление дельты песчаными осадками кос и пересыпей на юге и латерально на западе рассматривается в палеогеографическом плане как "обратный" ископаемый берег.

В периоды трансгрессий моря (трансгрессивные ряды фаций) в нижней части разреза свиты на территории впадины отлагались тонкозернистые осадки морского происхождения, в средней и верхней частях разреза — более мелководные тонкозернистые осадки заливно-лагунного типа. Такой характер замещения осадков в разрезе при наличии устойчивой регрессии материкового моря свидетельствует о значительной ширине полосы заливов и лагун, которые в палеогеографическом плане располагались непосредственно между подводной дельтой и морским бассейном. Не вызывает сомнений, что материковое море отделялось от заливно-лагунного побережья песчаными отложениями типа бара. Существование последнего также препятствовало глубокому проникновению морских вод на континент. Такая обстановка с седиментационной лавушкой в дельте выделяется как тип "Джезказган".

3. Изучение вещественного состава пород позволило показать, что песчаники Джезказгана являются типичными граувакками, в минеральном составе которых преобладают обломки кислых эффузивов. Последнее объясняет почему песчаные породы отличаются исключительной бедностью набора минералов тяжелой фракции. Более того, специфическая особенность вещественного состава пород позволяет утверждать, что анализ минералов тяжелой фракции с целью стратиграфической корреляции разрезов не может считаться рациональным в Джезказгане.

Метод фашиально-циклического анализа разрезов хорошо зарекомендовал себя при выяснении тенденции изменения минерального состава песчаных пород в меденосном и красноцветном разрезе Джезказгана. Он помог выделить три минеральные ассоциации песчаных пород, которые закономерно сменяют одна другую в разрезе. Для песчаных пород, итаузской свиты характерен собственно граувакковый состав, песчаники джезказганской свиты занимают промежуточное положение, песчаными породам жиделисайской свиты отвечает ассоциация полевошпатовых граувакк. Глинистые породы всего изученного разреза имеют однообразный состав и относятся к группе гидрослюдов с примесью хлорита.

Выделение в разрезе минеральных ассоциаций песчаных пород с помощью детальной фашиальной и циклической характеристик толщи обусловлено главным образом однообразием состава и сложностью строения разреза, который формировался при непрерывном накоплении осадков в прибрежной части аридного морского бассейна. Следует подчеркнуть, что детальное литолого-фашиальное изучение меденосных отложений Джезказгана позволило установить первичную седиментационно-диагенетическую природу окраски пород, которая может использоваться при анализе разрезов как существенный дополнительный генетический признак.

4. Различия палеогеографии приморских участков на месторождениях Джезказган и Роан-Антелоп позволило выделить благоприятные для меденакпления обстановки типов

"Джезказган", "Итауз" и "Роан-Антелоп". Выделение их связано с индивидуальными особенностями приморской полосы. А именно, в джезказганское время на территории одноименной впадины существовало устойчивое заливно-лагунное побережье с дельтой крупной реки (обстановка типа "Джезказган"), в итаузское время - полузамкнутый залив с дельтой крупной реки и устойчивой зоной морских течений (обстановка типа "Итауз"). На месторождении Роан-Антелоп существовало лагуно-заливное побережье с многочисленными древними остаточными холмами кварцитов (обстановка типа "Роан-Антелоп"). Новые данные (при наличии фациального контроля оруденения) позволяют подчеркнуть важность изучения не общих ландшафтных особенностей территории для восстановления благоприятных условий накопления рудоносных осадков, наоборот, требуют проведения детальных палеогеографических реконструкций. Что касается различия в гранулометрической характеристике рудоносных пород на указанных месторождениях, то последнее может быть объяснено индивидуальными особенностями обстановок накопления рудоносных осадков в меньшей мере региональной регрессией или трансгрессией морского бассейна.

5. Изучение положения зон различного сульфидного оруденения в залежах на фоне детального фациального и циклического анализа рудовмещающей толщи позволило представить "пространственную модель" формирования сульфидной зональности, которая дополнена многочисленными геохимическими данными аутигенного минералообразования в диагенезе. Это позволило рассматривать известные положения Н.А.Головкинского (1869) как объясняющие образование зон различного сульфидного оруденения на месторождениях Роан-Антелоп и Джезказган.

Нельзя согласиться с мнением В.С. Домарева, Браммера, Гарлика и других геологов о формировании зон сульфидного оруденения в стадию седиментогенеза. На большом фактическом материале по Джезказгану показано, что в седиментационную стадию в ловушке отсутствовала какая-либо химическая дифференциация рудных компонентов. Более того, установление двух этапов аутигенного рудообразования объясняет возникновение в залежах Джезказгана парагенезов сульфидных минералов и позволяет утверждать существование химической дифференциации рудных компонентов только в диагенезе. Иначе говоря, только в диагенезе в Джезказгане произошло разобшение рудных компонентов в пространстве и во времени, которое завершилось возникновением указанных сульфидных минеральных рядов (в вертикальном разрезе и латерально).

Изучение различных сульфидных минеральных парагенезов на месторождениях Джезказган и Роан-Антелоп (халькозин - борнит - халькопирит - пирит или пирит - халькопирит - борнит - халькозин) показывает, что для каждого типа диагенетического парагенеза характерен ряд общих и индивидуальных признаков, которые способствовали образованию рудной залежи.

К числу общих признаков следует отнести наличие: 1) источников рудного вещества в области сноса обломочного материала; 2) путей транспортировки его в бассейн седиментации (главным образом речными артериями или артерией); 3) геохимического превращения рудных компонентов в речном потоке в аридной климатической зоне из сульфатной формы в труднорастворимую карбонатную и оксикарбонатную (при очень коротких путях транспортировки допускается перемещение речным потоком какой-то части рудных компонентов как обломков сульфидов); 4) непрерывного процесса накопления осадков при колебательных движениях земной коры на фоне общей регрессии, трансгрессии или относительной тектонической стабилизации морского бассейна. Следует также подчеркнуть, что при микробиогенной генерации сероводорода большое значение имеет диагенетическая цементация рудной залежи кальцитом; этот процесс завершает по времени сульфидообразование и в итоге только способствует защите сульфидного оруденения от агрессивного действия грунтовых вод.

К числу индивидуальных признаков относятся обстановка седиментационного накопления рудного вещества и ее геохимическая характеристика, в частности, специфика первичного распределения в осадках органического вещества. Геохимические черты обстановки осадконакопления имеют унаследованный характер; они контролируют в диагенезе пространственное размещение зон полиметаллического сульфидного оруденения.

6. Тектоническая история формирования Джезказганской впадины в каменноугольное время представляется достаточно сложной. Можно сказать, что в визе-намюрское время территория впадины являлась юго-восточной частью более крупной синклинальной

структуры. Становление впадины как самостоятельной структурной единицы началось в раннеджезказганское время благодаря дифференциальным тектоническим движениям, которые имели характер горизонтальных волн с достаточно прямолинейным фронтом. Эти движения существовали все джезказганское время. Поэтому Джезказганскую впадину можно рассматривать как типичную конседиментационную структуру.

Накопление терригенных осадков во впадине происходило на фоне непрерывного воздымания региона (устойчивой регрессии морского бассейна) и сопровождалось колебательными движениями земной коры. Анализ колебательных движений по мезоциклам (горизонтам) каменноугольных отложений позволил считать, что эти движения в Джезказгане были периодическими и затухающими. Таким образом, для формирования многоярусного сульфидного оруденения Джезказгана особое значение имели дифференциальные тектонические движения и колебательные движения земной коры. Устойчивость в Джезказганской впадине дифференциальных тектонических движений обусловила специфическое размещение главных гидродинамически активных осадков подводной дельты. В этом отношении движения имели унаследованный характер в отличие от колебательных движений земной коры, которые определяют наложенный характер размещения осадков.

Сравнительно-структурный анализ меденосных формаций в Джезказганской впадине (западная часть Центрального Казахстана) и на месторождении Роан-Антелоп (медный пояс Замбии) показывает, что формации занимают определенное положение в конкретных разрезах, отвечая соответствующему этапу тектонического развития регионов, а именно, орогенной стадии развития геосинклинали (Джезказган) и орогенной стадии развития платформы (медный пояс Замбии). Последнее имеет существенное значение для перспективного планирования геологоразведочных работ на медь, свинец и цинк (месторождения типа медистых песчаников).

7. Изучение геохимии рудных компонентов позволило считать, что в гумидной зоне источников сноса происходило активное химическое и микробиологическое разрушение сульфидных минералов. Они окислялись и переходили в раствор в виде сульфатов. Как показал Н.М.Страхов (1962), речные воды аридных областей, как правило, пересыщены карбонатом кальция. Поэтому, как только хорошо растворимые сульфаты меди, свинца и цинка достигали речного стока аридной зоны, они переходили в карбонатные и оксикарбонатные соединения. Последние вследствие низкой растворимости выпадали в осадок и увлекались вместе с грубым обломочным материалом в зону разгрузки речной артерии. Иными словами, в речном потоке Палео-Джезказгана, по данным Е.Е.Беляковой (1961), происходила химическая дифференциация рудных компонентов, которую выделял Л.В.Пустовалов (1940). Однако ее результаты были уничтожены при дальнейшей транспортировке взвеси речным потоком.

В условиях подводной дельты наиболее резкое изменение скоростей потока имело место в авандельтовой части, где происходила разгрузка основной массы обломочного материала. Вместе с ним в авандельте (седиментационной ловушке) накапливались и дисперсные компоненты: рудные карбонатные соединения, органическое вещество, гидроокислы железа и др.

В диагенезе произошло перераспределение рудных компонентов в тех же грубых песчаных осадках подводной дельты и образование аутигенной сульфидной минеральной зональности в залежи. В этом заключается смысл фациального контроля сульфидного оруденения в Джезказгане. Механизм перераспределения рудных компонентов связывается с генерацией сероводорода сульфатредуцирующими бактериями за счет первичного обогащения осадков авандельты органическим веществом. Общее интенсивное перераспределение веществ в авандельте подтверждается возникновением целой гаммы аутигенных минералов при почти полной редуцированности этих процессов на соседних участках латерального обрамления. Главными факторами контроля диагенетического зонального перераспределения медно-железных минералов, а также меди, свинца и цинка в залежах Джезказгана следует считать различные величины окислительно-восстановительного потенциала в грубых песчаных осадках авандельты и различную растворимость конечных сульфидных соединений (ряд Антона).

Многочисленные эксперименты микробиогенного и химического синтеза сероводорода и сульфидных минералов подтверждают кратковременность рудного процесса и получение сульфидных минералов в мелкокристаллической форме. Поскольку эти эксперименты, как правило, проводились в "закрытых системах", то они являются лабораторной моделью природных изолированных анаэробных условий жизнедеятельности ге-

теротрофных сульфатредуцирующих бактерий в стадию диагенеза осадков. Диагенетическая природа сульфидных минеральных зон в залежах Джезказгана подтверждается циклическим типом их строения. Поэтому можно считать доказанной седиментационно-диагенетическую природу пластового сульфидного оруденения Джезказгана. По механизму образования оруденение является микробиохимическим.

Диагенетическая цементация рудных залежей кальцитом и наличие в меденосной толще Джезказгана глинистых и алевроитовых слоев различной мощности (морского и заливно-лагунного происхождения), а также осадков типа береговых такыров, способствовали надежной изоляции залежей в постседиментационный период от действия агрессивных вод.

Таким образом, главными и необходимыми факторами для формирования в терригенных осадках пластовых полиметаллических сульфидных залежей следует считать: 1) источники сноса рудных компонентов; 2) речную артерию как транспортирующее звено для движения компонентов в область седиментации; 3) соответствующую обстановку осадконакопления; 4) аридный климат в области осадконакопления; 5) соответствующее тектоническое положение области седиментации, которое обеспечило бы непрерывное накопление осадков. Кроме того, необходимы благоприятные тектонические движения (для образования многоярусного сульфидного оруденения), колебательные движения земной коры; 6) микробиогенную генерацию сероводорода в раннем диагенезе, способную обеспечить перераспределение рудных компонентов (медь - свинец - цинк) в осадках, например, в авандельте, т.е. вызвать дифференциацию их и привести к образованию зонального размещения в сульфидной залежи. Кроме того, сульфатредуцирующий процесс благоприятствует запечатыванию залежи кальцитом.

Невыполнение хотя бы одного из указанных условий приводило к ликвидации всех других благоприятных факторов и нарушало образование сульфидного оруденения типа медистых песчаников.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметов И.К., Кошевенко М.К. 1963. Микроорганизмы в рудовмещающих породах Джекказгана и характер их оруденения. - Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 7.
- Баас Беккинг Л.Г.М., Каплан И.Р., Мур Д. 1963. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. - В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ.
- Белякова Е.Е. 1961. Закономерности водной миграции меди, свинца и цинка и их значение для поисковых целей. - Сов. геол., № 1.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. 1958. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. 1964. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., "Недра".
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Ботвинкина Л.Н. 1953. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, угольная серия, (№ 4).
- Ботвинкина Л.Н. 1956. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Ботвинкина Л.Н. 1959. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Ботвинкина Л.Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях различных климатических областей. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донбасса. М., Изд-во АН СССР.
- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др. 1959. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1, 2. М., Изд-во АН СССР.
- Быков Г.Е. 1935. К статиграфии красноцветных толщ Северного Казахстана. - Зап. Всеросс. мин. об-ва, т. 64, вып. 1.
- Вассоевич Н.Б. 1948. Эволюция представлений о геохимических фациях. - В кн.: Литологический сборник, т. 1. Л.-М., Гостоптехиздат.
- Вернадский В.И. 1912. Минералогия. М.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. 1953. Оптическая минералогия. М., ИЛ.
- Вольфсон Ф.И. 1962. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат.
- Гаррелс Р.М. 1962. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ.
- Германов А.И. 1953. О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Германов А.И. 1961. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. - Изв. высш. учебных заведений, серия геол. и разведка, № 8.
- Германов А.И. 1962. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

- Головкинский Н.А. 1869. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. – В кн.: Материалы для геологии России, т. 1. СПб.
- Голубовский В.А., Голубовская Т.Н. 1964. Вулканогенные образования в пестроцветных верхнепалеозойских отложениях Джезказганского района. – В кн.: Вопросы региональной геологии. М., Изд-во МГУ.
- Городецкая Н.С. 1948. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 3.
- Грим Р.Е. 1959. Минералогия глин. М., ИЛ.
- Гудалин Г.Г. 1947. Вопросы геологии и генезиса Джезказгана. – Горный ж., № 9.
- Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. 1947. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 12).
- Домарев В.С. 1958. Медистые породы. – В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. Л., Гостоптехиздат.
- Дружинин И.П. 1963а. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии. – Докл. АН СССР, т. 149, № 6.
- Дружинин И.П. 1963б. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты. – Литология и полезные ископаемые, № 1.
- Дружинин И.П. 1964. Закономерности циклического строения пестроцветных отложений джезказганской свиты. – Изв. высших учебных заведений, серия геол. и разведка, № 7.
- Дружинин И.П. 1965а. К вопросу генетической классификации седиментационных циклов меденосных отложений Джезказгана. – В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня. Фрунзе.
- Дружинин И.П. 1965б. Парагенезы фаций в пестроцветных меденосных отложениях Джезказгана. – В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня, Фрунзе.
- Дружинин И.П. 1965в. Циклический тип зональности медного оруденения на месторождении Джезказган. – Докл. АН СССР, т. 160, № 3.
- Дружинин И.П. 1966. О формационном положении меденосных отложений Джезказгана. – Докл. АН СССР, т. 171, № 6.
- Дружинин И.П. 1967. Медь Джезказгана. – Природа, № 3.
- Дружинин И.П. 1968. Роль палеогеографических реконструкций и тектоники для выяснения некоторых закономерностей сульфидного оруденения Джезказгана. – В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., "Наука".
- Жемчужников Ю.А. 1947. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С. 1956. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. – Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5.
- Заварицкий А.Н. 1950. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. – В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А.Н. 1956. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А.Н., Гоньшакова В.И. 1945. Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. М., Metallургиздат.
- Зайцев Ю.А., Габай Н.Л., Голубовский В.А. и др. 1961. Геологическое строение Джезказганского района. – В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Иванков Л.И., Куликовский А.С., Младенцев Г.Д. и др. 1957. О некоторых особенностях геологии Джезказганского месторождения и новых факторах, полученных рудничной геологической службой. – Труды Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 9.
- Иностранцев А.А. 1872. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. – Труды СПб. об-ва естествоиспытателей, т. 3.
- Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. 1961. Таблицы некоторых термодинамических свойств различных веществ. М., Госхимиздат.
- Кац М.Я. 1966. Новые методы исследования в гравитационном поле. – Труды ГИН АН СССР, вып. 158.
- Кленова М.В. 1948. Геология моря. М., Учпедгиз.
- Колотухина С.Е. 1958. Фации нижнего карбона в хребте Каратау. – Изв. высших учебных заведений, геол. и разведка, № 9.

- Копелиович А.В., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1961. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. 1957. Стадии формирования и изменения терригенных пород. - Докл. АН СССР, т. 116, № 2.
- Крашенинников Г.Ф. 1957. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во МГУ.
- Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. 1962. Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР.
- Кумпан А.С. 1960. (Выступление). - В кн.: Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Латимер В.М. 1954. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., ИЛ.
- Лебедев В.И. 1962. О роли высоких давлений при метаморфизме. - В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР.
- Летников Ф.А. 1965. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии. М., "Недра".
- Литвинович Н.В. 1956. О стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Джезказганской и Тенизской впадин. - Сов. геология, сб. 52.
- Лобова Е.В. 1960. Почвы пустынной зоны СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Лучицкий И.В. 1966. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, "Наука".
- Ляликова Н.Н., Соколова Г.А. 1965. Микробиологическая характеристика некоторых рудных месторождений Центрального Казахстана. - Микробиология, т. 34, № 2.
- Мануилова Н.С. 1954. К некоторым вопросам, касающимся генезиса медистых песчаников Джезказгана. - Зап. Всес. мин. об-ва, т. 83, № 4.
- Мураховская Е.И., Тажигаева П.Т. 1956. К стратиграфии палеозоя Джезказгана по данным спорово-пыльцевого анализа. - Вестник АН КазССР, № 4 (133).
- Наливкин Д.В. 1955-1956. Учение о фациях. т. 1, 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Наркелю Л.Ф. 1960. Вопросы геологии и генезиса медистых песчаников Джезказгана. - Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 1.
- Наркелю Л.Ф. 1962. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. М., Изд-во АН СССР.
- Наркелю Л.Ф., Юргенсон Г.А. 1968. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников. - Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Нуралин Н.Н., Сафаргалиев Г.С., Сейфуллин С.Ш. и др. 1964. Еще раз к вопросу о генезисе Джезказганского месторождения. - Геол. рудных м-ний, № 1.
- Обручев В.А. 1890. Геологический очерк песчаных образований Закаспийской низменности. - Горный ж., т. 1, № 1.
- Пейх В. 1969. Стратиграфия и литология жаксыконской серии центральной части Сарысу-Тенизского поднятия. Автореф. канд. дисс., М., МГУ.
- Перельман А.И. 1965. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., "Недра".
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. 1962. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. - В кн.: Вопросы геохимии. М., Изд-во АН СССР.
- Половинкина Ю.Ир., Егорова Е.Н., Аникеева Н.Ф., Комарова А.Е. 1948. Структуры горных пород, т. 1 Магматические породы. М.-Л., Госгеолиздат.
- Попов В.М. 1941. Медистые песчаники Центрального Казахстана. В кн.: Успехи геологического изучения Казахской ССР за 20 лет. М.- Алма-Ата, Изд-во Казах. фил. АН СССР.
- Попов В.М. 1951. О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Попов В.М. 1955а. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории Северной Киргизии и Центрального Казахстана. - В кн.: Материалы первой научной сессии Академии наук Киргизской ССР. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Попов В.М. 1955б. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноватых толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. - Труды Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 6.

- Попов В.М. 1956. Вопросы генезиса медистых песчаников в Северной Киргизии и Центральном Казахстане. – Изв. АН КиргССР, вып. 2.
- Попов В.М. 1959. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Пустовалов Л.В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. 1–2. М.–Л., Гостоптехизд Резолюции Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. 1958. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Рухин Л.Б. 1960. Проблемы образования древних аллювиальных отложений. – В кн.: Вопросы седиментологии. М., Госгеолтехиздат.
- Сапожников Д.Г. 1938. К вопросу о возрасте джезказганской свиты. – Докл. АН СССР, т. 20, № 5.
- Сапожников Д.Г. 1948. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 93, серия геол., (№ 28).
- Сатпаев К.И. 1935. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района: генезис, состав и запасы медных руд района. – В кн.: Большой Джезказган. М.–Л., Изд-во АН СССР.
- Сатпаева Т.А. 1958. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Сауков А.А. 1950. Геохимия. М., Госгеолтехиздат.
- Сейфуллин С.Ш. 1957. Основные геологические особенности медных месторождений Джезказганского рудного района. – Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (26)
- Сейфуллин С.Ш., Нуралин Н.Н. 1964. Геолого-структурные условия формирования месторождения Джезказган. Алма-Ата, "Наука".
- Соколова Г.А., Каравайко Г.И. 1964. Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. М., "Наука".
- Страхов Н.М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н.М. 1962. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1964. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. – Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Страхов Н.М., Пушкина З.В., Ратеев М.А. и др. 1965. Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. – Труды ГИН АН СССР, вып. 115.
- Тажибаева П.Т. 1961. К литологии джезказганской серии пород. – В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Феофилова А.П. 1954. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. – Докл. АН СССР, т. 94, № 5.
- Херасков Н.П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Холодов В.Н., Головин Е.А., Каледа Г.А. 1971. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях. – Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Шадлун Т.Н. 1950. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. – В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5–6.
- Шатский Н.С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шлыгин Е.Д. 1929. Новые месторождения меди в южной части Кокчетавского района. – Вестник Геол. ком., т. 4, № 3.
- Шлыгин Е.Д. 1931. Среднепалеозойские отложения Кокчетавского района (Северный Казахстан) и их полезные ископаемые. – Изв. Глав. геол.-развед. упр., т. 50, вып. 7.
- Штрем Э.А. 1969. Минеральная зональность в залежах месторождения Джезказган. – Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Шутов В.Д. 1962. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы). – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Шутов В.Д., Дружинин И.П. 1963а. О фашиально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. – Литология и полезные ископаемые, № 3.

- Шутов В.Д., Дружинин И.П. 1963б. О фашиальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джекказгана. - В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР.
- Шутов В.Д., Дружинин И.П. 1968. О некоторых закономерностях образования сульфидного оруденения на месторождении Джекказган. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., "Наука".
- Ягочкин И.С. 1932. Медистые песчаники и сланцы (мировые типы). - Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 185.
- Яковлева М.Н. 1952. Экспериментальные исследования к вопросу накопления меди в осадочных породах. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 6.
- Alexander G.B., Heston W.M., Iler R.K. 1954. The solubility of amorphous silica in water. - J.Phys.Chem., v.58.
- Baas Becking L.G.M., Moore D. 1961. Biogenic sulfides. - Econ. Geol., v.56, N 2.
- Bastin E.S. 1926. A hypothesis of bacterial influence in the genesis of certain sulphide ores. - J.Geol., v.34, N 8.
- Bastin E.S. with collab. 1926a. The presence of sulphate reducing bacteria in oil field waters. - Science, v.63, N 1618.
- Bastin E.S. with collab. 1926b. The problem of the natural reduction of sulphates. - Bull.Amer.Assoc. Petrol.Geologists, v.10, N 12.
- Bastin E.S., Greer F.E. 1930. Additional data on sulphatereducing bacteria in soils and waters of Illinois oil fields. - Bull. Amer.Assoc. Petrol. Geologists, v.14, N 12.
- Bateman A.M. 1950. Economic mineral deposits, 2-nd ed. N.Y.
- Booth G.H., Mercer S.J. 1963. Resistance of copper of some oxidizing and reducing bacteria. - Nature, v.199, N 4893.
- Brummer J.J. 1955. The geology of the Roan-Antelope orebody. - Bull.Inst. Mining and Metallurgy, N 580.
- Cuthbert M.E. 1962. Formation of bornite at atmospheric temperature pressure. - Econ. Geol., v.57, N 1.
- Discussion 1955. - Bull.Inst.Mining and Metallurgy, N 582, 584.
- Druzinin I.P. 1964. Die Untersuchung der buntfarbenen kupferführenden Schichten der Dzezkazgen-Suite nach der fazieszyklischen Methode. - Ber.Geol. DDR, Bd. 9, H. 2.
- Druzhinin I.P. 1967. The role of paleogeographic reconstruction in the establishment of certain regularities in the sulfide mineralization of Dzezkazgan. - VII Internat. Sedimentol. Congr. Theses. Edinburg.
- Garlick W.G. 1953. Reflections on prospection and ore genesis in Northern Rhodesian. - Bull.Inst. Mining and Metallurgy, N 563.
- Gressly A. 1838, 1840, 1841. Observation geologique sur le Jura. Soleurius. - Neue Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. fds. Naturwiss. Nrichatel, t. 2,4,5.
- Handbook of Chemistry and Physics, 37 ed. 1955-1956. Cleveland.
- Iler R.K. 1955. The colloid chemistry of silica and silicates. Cornell Univ. Press. Ithaca.
- Mendelsohn F. 1961. The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. London.
- Ray J.E. 1930. Synthetic sulfide replacements of ore minerals. - Econ. Geol., v.25, N 4.
- Roberts W.M.B. 1963. The low temperature synthesis in aqueous solution of chalcopyrite and bornite. - Econ.Geol., v.58, N 1.
- Schouten C. 1934. Structures and textures on synthetic replacements in "open space". - Econ.Geol., v.29, N 6.
- Stokes H.N. 1907. Experiments on the action of various solution on pyrite and marcasite. - Econ.Geol., v.2, N 1.
- Temple K.L. 1964. Syngeneses of sulfide ores: an evaluation of biochemical aspects. - Econ.Geol., v.59, N 8.
- Walther J. 1893-1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, Bd.1-3, Jena.
- Weller J.M. 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. - J. Geol., v.38, N 2.
- Wells R.C. 1910. The fractional precipitation of sulphides. - Econ. Geol., v. 5, N 1.
- Zies E.G., Allen E.T., Merwin E.H. 1916. Some reactions involved in secondary copper sulfide enrichment. - Econ. Geol., v. 11, N 6.

ТАБЛИЦА I

1. Зарисовка крупной косою однонаправленной слоистости в среднезернистых песчанниках, залегающих в виде отдельной линзы. Латерально и в вертикальных разрезах осадки руслового аллювия замещаются песчаными осадками подводной части дельты. Пектас, горизонт № 3а (верхний раймунд).

2. Верхняя часть почвенного ритма – собственно почва (литогенетический тип РП-1) – зеленый алевролит, участками глинистый, с неопределенными по форме кальцитовыми конкрециями (серое). Зеленый цвет ископаемых почв встречается в разрезах Джезказгана очень редко. Скв. 825, горизонт таскудук, цикл VI₁.

3. Резкий контакт красноцветной почвы типа РП-1 и песчаных осадков подводной части дельты (литогенетический тип РП-1). Фашиальная граница внизу одновременно является границей седиментационных циклов: нижний цикл – V_{2а}; верхний – VI_{2а} (песчаные осадки подводной дельты). В последних хорошо заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях и диагенетическое нарушение слоистости вследствие некоторого проседания слоев. Формирование столь необычного нарушения, очевидно, связано с "выходом" газовых пузырей при гниении остатков органических тканей. Скв. 3963, горизонт № 2а (покро-8).

ТАБЛИЦА II

1. Схема строения почвенного ритма (Р_М). Нижняя часть ритма – серый среднезернистый неслоистый песчаник (подпочва). Сортировка обломочного материала плохая. Хорошо заметны псевдоморфозы кальцита (белые), по-видимому, по остаткам корней растений, а также затеки в полости глинистого материала. Верхняя часть ритма – собственно почва (тип РП-1) – красноцветный алевролит, который резко выделяется в разрезах яркой окраской. Поэтому ритмичность строения ископаемых почв Джезказгана дополнительно подчеркивается пестрым характером разреза. Текстура почв – комковатая с многочисленными псевдоморфозами кальцита (белое), очевидно, также по остаткам корней растений. Последнее создает причудливый ветвистый рисунок породы. Многократно повторяясь в разрезе почвенные ритмы образуют слой, мощность которого измеряется метрами или первыми их десятками. Скв. 3963, горизонт № 3 (нижний раймунд), цикл III₃.

2. Резкий контакт двух почвенных ритмов – серого песчаника подпочвы (верх) и красного алевролита – почвы типа РП-1. На контакте видны замывы и затеки грубого песчаного материала в размытую верхнюю часть подстилающего почвенного ритма. Нижняя часть подпочвы слоевата; неправильно-горизонтальная слоистость намечается по расположению кальцитовых конкреций.

ТАБЛИЦА III

Фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры – ПЗ

Схема строения такырного ритма первого литогенетического типа (ПЗ-1), который встречается в регрессивных рядах фаций

1. Мелкозернистый песчаник с мелкими сериями косоволнистой слоистости, залегающей в основании нижнего элемента ритма выше некоторого размыва подстилающих осадков. Слоистость однонаправленная; нередко она имеет прерывистый характер.

2. Средний элемент ритма. Мощность серий косоволнистой слоистости уменьшается; слоистость как бы затушевывается. Появляются мелкие серии и группы горизонтальных слоев и кальцитовые конкреции. Белое пятно на снимке – диагенетическая кальцитовая конкреция, протравленная соляной кислотой. Характерно, что образование конкреционного стяжения не нарушило слоистой текстуры породы. Так, в центре пятна хорошо заметны элементы горизонтальной слоистости. В левой части снимка видна более поздняя кремнистая конкреция. Ее формирование завершилось размывом сплошности слоев.

3. Верхняя граница среднего элемента, проведенная по кровле песчаного прослоя, где хорошо заметен некоторый размыв. Выше располагается верхний элемент такырного ритма, для которого характерны элементы взмучивания и кальцитовые конкреции по плоскостям наложения.

4. Верхний элемент такырного ритма. В его нижней части хорошо заметна горизонтальная слоистость и кальцитовые конкреции, которые ориентированы по плоскостям наложения или же группируются вблизи трещин диагенетического нарушения слоистости. В неслоистой глинисто-алевроитовой части элемента (вверху) размещение конкреций становится неопределенным.

ТАБЛИЦА IV

Фация песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ

Схема строения сокращенного такырного ритма первого литогенетического типа (ПЗ-1)

1а и 1б. Нижние песчаные элементы такырного ритма. 1а - брекчия с характерными угловатыми обломками подстилающих красноцветных алевролитов и аргиллитов. Во многих обломках хорошо заметна слоистость. Цемент песчаный разнозернистый. 1б - нижняя часть ритма - мелкозернистый песчаник с мелкими сериями косою однонаправленной слоистости, мелкой косоволнистой и волнистой мульдобразной слоистостью.

2. Средний (переходный) элемент ритма. Косая слоистость здесь постепенно затухивается вследствие общего "затухания" гидродинамики среды. Порода становится алевроитовой, появляются кальцитовые конкреции, ориентированные по плоскостям наложения. Верхняя глинисто-алевроитовая часть такыра в ритмах сокращенного типа, как правило, редуцирована. Мощность ритмов этого типа в Джезказгане обычно не превышает 50 см.

ТАБЛИЦА V

Фация песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ

Схема строения такырного ритма второго литогенетического типа (ПЗ-2). Ритмы встречаются только в регрессивных рядах фаций

1. Основание нижнего песчаного элемента ритма. Здесь имеется некоторый размыв, очевидно, связанный с процессами субэразального выветривания. Почти изоклиальная изогнутость слоев в основании элемента обусловлена диагенетическими процессами уплотнения и задавливания обломочного материала в многочисленные карманы. Выше располагается единичная мелкая косослоистая серия.

2. Песчаник нижнего элемента ритма. Некоторые участки породы слоеваты или имеют мелкие серии (группы) горизонтальных слоев; наблюдается волнистая слоистость и мелкие размывы. Кроме того, можно встретить пачечное строение серий

3. Средний (переходный) элемент ритма. Здесь хорошо заметно пачечное строение серий, элементы взмучивания, трещины усыхания, кальцитовые конкреции и мелкие диагенетические нарушения слоистости.

4. Верхний элемент такырного ритма, по структурным и текстурным особенностям, расположению кальцитовых конкреций аналогичный верхнему элементу в такырах первого генетического типа (см. табл. III).

ТАБЛИЦА VI

Фация песчано-алевроитовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ и фация алевроито-песчаных осадков приморских озер - АО

1. Контакт двух такырных ритмов типа ПЗ - 2. На контакте заметно отсутствие размыва подстилающих осадков. В правой части снимка имеет место некоторый за-

мыв песчаного материала в трещину усыхания. Повышенная гидродинамика среды (в подошве верхнего такырного ритма) имеет неустановившийся режим. Центральный Джезказган, скв. 3920, горизонт № 4 (кресто-9), цикл IV₄.

2. Сокращенный такырный ритм третьего литогенетического типа (ПЗ-3). На снимке представлен нижний элемент ритма - мелкозернистый песчаник с мелкой слабо срезанной вогнуто-выпуклой симметричной слоистостью. Отчетливо заметно пачечное строение слоя. Центральный Джезказган, карьер Златоуст-Беловский, горизонт № 2 (златоуст), цикл II₂.

3. Нижний песчаный элемент ритмов четвертого типа. Такие такырные ритмы формировались на озерных осадках в трансгрессивные этапы циклической седиментации. Внизу и вверху снимка хорошо заметны мелкие серии косой однонаправленной слоистости, в то время как разделяющая часть породы имеет неправильную горизонтальную слоистость. Чередование мелких серий косой однонаправленной и горизонтальной слоистости образует сложный тип диагональной слоистости.

4. Подстилающий гравелит, представленный единичной крупной косослоистой серией, которая определяет начальный этап трансгрессии (литогенетический тип АО-2). Подстилает гравелит мелкозернистый песчаник с горизонтальной равномерной правильной ритмической слоистостью, которая обусловлена чередованием песчаных и алевритовых слоев.

ТАБЛИЦА VII

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Песчаник средне-, крупнозернистый, серый и буро-серый, с крупной косой перекрестной прямолинейной (по форме серийных швов) разнонаправленной слоистостью. На снимке (особенно в нижней части) хорошо заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях. Центральный Джезказган, карьер Златоуст-Беловский, горизонт № 1 (таскудук), цикл V₁. Эти еще недостаточно отсортированные песчаники определяют собой первое появление на центральном Джезказгане осадков подводной дельты.

2, 3. Песчаник серый среднезернистый и серый конгломерат. В породах отчетливо заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в косых слоях. В песчаниках установлено вкрапленное борнит-халькопиритовое оруденение. Обращает на себя внимание резкое различие мощностей слоев. Так, в конгломерате мощности слоев на порядок больше, чем в песчанике. Последнее, очевидно, связано с различием гидродинамики потоков. Крутые углы наклона слоев в сериях вызваны повышенной крутизной наклона слоев в разрезе. Итауз, скв. 1580, горизонт N (итаузская свита), цикл п.

ТАБЛИЦА VIII

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Песчаник серо-зеленый, среднезернистый, с крупной косой слоистостью, которая обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Сары-Оба, скв. 825, горизонт № 1 (таскудук), цикл VIII₁.

2. Темно-серый крупнозернистый песчаник; в нижней части - раймундовский конгломерат с крупной косой слоистостью. Внизу слоистость подчеркивается расположением гравия и галек, вверху - гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Периодическое повторение в разрезе слоя конгломератов раймундовского типа и песчаников определяет столь характерные для подводно-дельтовых осадков Джезказгана ритмичные размыты. Сары-Оба, скв. 825, горизонт № 3 (нижний раймунд), цикл I₃.

3. Серый конгломерат раймундовского типа и среднезернистый песчаник с крупной косой перекрестной разнонаправленной слоистостью. Серийный шов изогнутый, слои в сериях прямолинейные. Положение слоев в конгломерате определяется ориен-

тировкой гравия и галек. Почти горизонтальное положение слоев в верхней серии обусловлено тем, что плоскость раскола зерна проходит параллельно простиранию слоев в серии. В песчанике, в меньшей мере в конгломерате, заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях. Различный вещественный состав и гранулометрическая сортировка обломков, а также изогнутое положение серийного шва определяют характерное положение в разрезе ритмичного размыва. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3 (нижний раймунд), цикл I₃.

ТАБЛИЦА IX

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Серо-бурый среднезернистый песчаник с косою слоистостью. Последняя обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях и, кроме того, подчеркивается ориентировкой гравия и гальки. Сары-Оба, скв. 825, горизонт № 3 (нижний раймунд), цикл I₃.

2. Серый косослоистый конгломерат. Слоистая текстура, кроме гранулометрической сортировки обломочного материала в слоях, отчетливо подчеркивается расположением гравия и галек. Центральный Джезказган, скв. 3921, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл I_{3а}.

3. Серый среднезернистый косослоистый песчаник. Повышенная мощность слоев определяется гранулометрической сортировкой обломочного материала. Ритмичное чередование слоев (светлых более грубых и темных с тонким обломочным материалом) образует характерное пачечное строение слоя. Центральный Джезказган, скв. 3921, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл I_{3а}.

4. Серый среднезернистый песчаник с косою слоистостью; последняя выражается гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях и подчеркивается расположением гравия. В нижней серии слои почти горизонтальные, поскольку плоскость раскола зерна проходит почти параллельно простиранию слоев в серии. В верхней серии наклон слоев крутой; с.ш. - серийный шов. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд); цикл. II_{3а}.

ТАБЛИЦА X

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Песчаник среднезернистый, темно-серый, с крупной косою перекрестной прямолинейной разнонаправленной слоистостью. Последняя, кроме гранулометрической сортировки обломочного материала в слоях, дополнительно подчеркивается обогащением слоев борнитом (черные слои). Расположение халькопирита в породе пятнистое (светлые пятна). Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3 (верхний раймунд), цикл II_{3а}.

2. Серый конгломерат с крупной косою перекрестной прямолинейной разнонаправленной слоистостью. В нижней серии слоистость обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях, ориентировкой гравия, а также дополнительно подчеркивается обогащением слоев борнитом. Светлые пятна - зоны повышенной карбонатности в породе. В верхней серии слои почти горизонтальные, поскольку плоскость раскола зерна проходит параллельно простиранию слоев. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл II_{3а}.

3. Серый среднезернистый песчаник с косою перекрестной прямолинейной разнонаправленной слоистостью. Хорошо заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях. Расположение гравия подчеркивает ориентировку косых слоев. Единичные слои верхней серии в плоскости раскола ориентированы по простиранию; с.ш. - серийный шов. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл I_{3а}.

4. Серый косослоистый конгломерат. Слоистость обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях, а также ориентировкой гравия и гальки. В конгломерате имеется вкрапленное халькопиритовое оруденение. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл П_{3а}.

ТАБЛИЦА XI

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1,2. Песчаники серые, среднезернистые, косослоистые, с гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Верхняя часть песчаника (2) слоевата - литогенетический тип ПР-2. Черные зоны - богатое борнитовое оруденение. Светлые полосы и пятна на снимке (1) - зоны повышенной карбонатности. Светлые участки на снимке (2) - богатое вкрапленное халькопиритовое оруденение. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а, (верхний раймунд), цикл П_{3а}.

ТАБЛИЦА XII

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Серый среднезернистый косослоистый песчаник с гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Ритмичное чередование светлых грубых слоев и темных с более тонким обломочным материалом создает характерное пачечное строение серии. Центральный Джезказган, скв. 3920, горизонт №4 (кресто-9), цикл I₄.

2. Зеленовато-серый среднезернистый песчаник с косои слоистостью. Последняя обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Изогнутое положение слоев связано с их оползанием, очевидно, вследствие землетрясений, которые имели место в Джезказгане во время накопления осадков горизонта № 4 (кресто-9). Центральный Джезказган, скв. 3963, цикл I₄.

3. Зеленый крупнозернистый песчаник с гравием. Слоистость косая, мелкая, слабо срезанная, прямолинейная и разнонаправленная. На снимке заметно как бы ритмичное чередование мелких слоеватых серий (А) и однонаправленных косых серий (Б). В косых сериях гранулометрическая сортировка обломочного материала в слоях выражена отчетливо. В двух слоеватых сериях (А) отдельные прерывистые слои только намечаются. Ориентировка слоев здесь подчеркивается также уплощенными зернами гравия, причем расположение их почти параллельно серийным швам. Последнее указывает, что плоскость раскола зерна проходит приблизительно параллельно простиранию слоев в этих двух сериях. Такой характер падения слоев обусловлен веерообразным падением их в смежных сериях (в плане в пределах 180°), что является характерным для осадков подводной дельты. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 5 (покро-5), цикл I₅.

4. Зеленовато-серый среднезернистый песчаник с гранулометрической сортировкой обломочного материала в слоях. Горизонтальное положение слоев связано с ориентировкой плоскости раскола зерна, которая проходит приблизительно параллельно простиранию слоев. Центральный Джезказган, скв. 3920, горизонт №5 (покро-5), цикл П₅.

ТАБЛИЦА XIII

Фация песчаных осадков подводной части дельты - ПР
(литогенетический тип ПР-1)

1. Песчаник темно-серый, среднезернистый, с крупной косои перекрестной прямолинейной разнонаправленной слоистостью, которая, кроме гранулометрической сортировки обломочного материала в слоях и положения гравия и гальки, дополнительно подчеркнута обогащением их халькозином (черные слои). Крупная светлая полоса на

снимке – участок повышенной карбонатности породы. Центральный Джезказган, скв. 3921, горизонт № 5 (покро-5), цикл III₅.

2. Зеленовато-серый среднезернистый песчаник и конгломерат (верхняя серия). Слоистость косая, крупная, перекрестная, прямолинейная и разнонаправленная. Она обусловлена гранулометрической сортировкой обломочного материала в слойках (нижняя серия) и подчеркнута также расположением гравия и мелкой гальки. Положение конгломерата в разрезе соответствует ритмичному размыву в толще осадков подводной дельты. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 6, цикл I₆.

3. Зеленовато-серый среднезернистый косослоистый песчаник; в нижней части – конгломерат. Хорошо заметна гранулометрическая сортировка обломочного материала в слойках. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 6, цикл.

4. Серый конгломерат. Галька и гравий красноцветов с осветленными каемками подчеркивают косую слоистость и определяют положение ритмичного размыва в разрезе слоя. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл I₇.

ТАБЛИЦА XIV

Фация песчаных осадков подводной части дельты – ПР
(литогенетический тип ПР-2)

1. Серый среднезернистый косослоистый песчаник с отчетливой гранулометрической сортировкой обломочного материала в слойках. Внизу серии слоистость дополнительно подчеркивается расположением уплощенных зерен гравия. Горизонтальное положение слойков в серии обусловлено ориентировкой плоскости раскола зерна. Внизу серии угол наклона слойков увеличивается; верхняя часть серии слоевата – литогенетический тип ПР-1. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл I₇.

2. Серый мелкозернистый песчаник (неслоистый). В породе имеется вкрапленное халькопиритовое оруденение; такой же тип оруденения и во внутрипластовых секущих трещинах. Центральный Джезказган, скв. 3920, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл II_{3а}.

3. Серый среднезернистый песчаник с недостаточно устойчивыми фрагментами ко-сой разнонаправленной слоистости и гранулометрической сортировкой обломочного материала в слойках. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл I_{3а}.

4. Серый среднезернистый песчаник (слоеватый). Черные расплывчатые пятна – богатое борнитовое оруденение; светлые зоны характеризуются повышенной карбонатностью. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл II_{3а}.

5. Косая слоистость в обнажении подводно-дельтовых осадков. Направление падения слойков в сериях и положение серийных швов напоминают диагональный тип слоистости. Однако, в отличие от временных потоков, эти осадки имеют характерную гранулометрическую сортировку обломочного материала в слойках. Кроме того, образование сложного типа слоистости в подводно-дельтовых осадках обусловлено веерообразным падением слойков в смежных сериях (в плане в пределах 180°). Для наглядности в правой части зарисовки показана роза косой слоистости по замерам углов падения слойков с обнажений.

ТАБЛИЦА XV

Фация песчаных осадков кос и пересыпей – ПП
(литогенетический тип ПП-1)

1. Зеленовато-серый конгломерат с косой слоистостью. Последняя обусловлена обогащением слойков неокатанными – угловатыми обломками различной величины из подстилающих тонкозернистых красноцветов. Расположение обломков в слойках недостаточно упорядоченное.

В нижнем крупном обломке хорошо заметна единичная мелкая серия пологоволнистой слоистости. Центральный Джезказган, скв. 4004, горизонт № 2а (покро-8), цикл II_{2а}.

2. Бурый конгломерат с косой "разнонаправленной" слоистостью, обусловленной расположением уплощенных неокатанных обломков подстилающих красноцветов, а также неравномерным распределением в породе алевритового материала. В средней части

снимка слои становятся прерывистыми, а в верхней — приобретают некоторую волнистость; отдельные слои имеют даже обратное падение. Такой характер косои слоистости указывает на неустойчивый гидродинамический режим, а в палеогеографическом плане эти осадки соответствуют близости латерального перехода песчаных осадков кос и пересыпей в песчаные осадки подводной дельты. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл III₇.

3. Песчаник бурый, мелкозернистый. В средней части снимка отчетливо устанавливается серый шов (с.ш.) двух косослоистых серий с однонаправленной слоистостью. Последняя обусловлена неравномерным распределением в породе алевритового материала и гидроокислов железа, а также незначительным различием цвета кластических зерен. Центральный Джезказган, скв. 3963, жиделисайская свита, горизонт № 1, цикл II_{1gd}.

4. Песчаник буро-серый, мелкозернистый, с мелкой косои параллельной прямолинейной однонаправленной слоистостью. Внизу видна группа слоев пологокосои серии. Слоистость обусловлена обогащением слоев алевритовым материалом, отчасти гидроокислами железа. Центральный Джезказган, карьер Златоуст-Беловский, горизонт № 1 (таскудук), цикл III₁.

ТАБЛИЦА XVI

Фация песчаных осадков кос и пересыпей — ПП
(литогенетический тип ПП-2)

1. Песчаник бурый, мелкозернистый, с единичными мелкими сериями косои и косоволнистой слоистости, которая обусловлена неравномерным распределением алевритовой фракции, гидроокислов железа, а также различием цвета кластических зерен. Положение различных видов слоистости в породах данного литогенетического типа неустойчивое. Центральный Джезказган, скв. 3963, жиделисайская свита, горизонт № 1, цикл II_{1gd}.

2. Песчаник мелкозернистый, бурый. В левой части снимка заметна косослоистая серия со слоями, которые обогащены алевритовым материалом и гидроокислами железа. Справа внизу выделяются "каравай" тех же песчаников по резкому обогащению этих участков гидроокислами железа и карбонатом кальция. Указанные образования имеют конкреционную природу. Центральный Джезказган, скв. 3963, жиделисайская свита, горизонт № 1, цикл I_{1gd}.

3. Зеленовато-серый среднезернистый песчаник с отдельными элементами неправильно-горизонтальной слоистости и бурым железистым "караваем" (темное пятно). Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл II₇.

ТАБЛИЦА XVII

Фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря — ПВ

1. Литогенетический тип ПВ-1. Ритмичное чередование серых мелкозернистых песчаников и коричневых алевролитов. На снимке представлена нижняя часть ритма, в основании которого имеется небольшой размыв. Здесь наблюдается скопление гравия подстилающих красноцветов. В средней части породы также заметны отдельные неокатанные обломки. Слоистость мелкая, косая, однонаправленная и неправильно-горизонтальная, которая обусловлена обогащением слоев тонким алевритовым материалом, гидроокислами железа, а также различием цвета кластических зерен. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл II₇.

2. Литогенетический тип ПВ-1. Нижняя песчаная часть ритма залегает на подстилающих породах без резкого размыва. Слоистость песчаника неправильно-горизонтальная, прерывистая, в нижней части ритма с элементами волнистости. Внизу заметна верхняя часть подстилающего ритма — коричневый алевролит со слабо срезанной вогнуто-выпуклой симметричной волнистой слоистостью. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл II₇.

3. Литогенетический тип ПВ-2. Песчаник бурый мелкозернистый. Слоистость мелкая волнистая, слабо срезанная, вогнуто-выпуклая, симметричная, обусловленная обога-

дением слоев более тонким – алевритовым материалом. Центральный Джезказган, карьер Златоуст–Беловский, горизонт № 1 (таскудук), цикл IX₁.

4. Литогенетический тип ПВ–2. Песчаник темно–серый, мелкозернистый, со слабо срезанной вогнуто–выпуклой симметричной слоистостью. В верхней части снимка видна группа слоев другой серии. Слоистость дополнительно подчеркивается халькозизмом. Резко выделяются белые участки повышенного содержания карбоната кальция. Заметны также незначительные позднедиагенетические нарушения слоистости. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 3а (верхний раймунд), цикл I_{3а}.

5. Литогенетический тип ПВ–2. Песчаник, аналогичный описанному выше, также с распределением сульфидного оруденения по слоистости. Нат.вел. Центральный Джезказган. Снимок заимствован из монографии Т.А. Сатпаевой (1958, фиг. 19).

ТАБЛИЦА XVIII

Фация песчано–алевритовых осадков зоны волновой ряби
заливно–лагунного побережья частично материкового
моря – ПВ

1. Литогенетический тип ПВ–3. Песчаник мелкозернистый, серо–бурый, с мелкой волнистой перекрестной мульдобразной симметричной слоистостью. Она вызвана обогащением слоев бурым алевритовым материалом. Центральный Джезказган, карьер Златоуст–Беловский, горизонт № 1 (таскудук), цикл V₁.

2,3. Литогенетический тип ПВ–4. Нижняя часть ритма – мелкозернистый зеленова–то–бурый или серый (3) песчаник с мелкой косоволнистой слоистостью. Последняя обусловлена неравномерным распределением по слоям алевритового материала и гидроокислов железа. Верхней части ритма на снимках нет; она обычно представлена бурым алевритом с мелкой пологоволнистой и горизонтальной слоистостью. Центральный Джезказган, скв. 3963 (2), жиделисайская свита, горизонт № 1, цикл III_{1gd}; карьер Златоуст–Беловский (3), горизонт № 1 (таскудук), цикл III₁.

4,5. Литогенетический тип ПВ–6. Тонкое ритмичное чередование мелкозернистого песчаника и бурого слоеватого алеврита. Слоистость песчаника непараллельная, пологоволнистая, косоволнистая типа ряби течения и косая. Мощности серий мелкая. Слоистость обусловлена обогащением слоев алевритовым материалом и гидроокислами железа. В породах встречены раннедиагенетические кальцитовые стяжения конкреционного типа. На снимке (4) видна верхняя песчаная и слоеватая алевритовая части подстилающего ритма, а также нижняя – песчаная часть следующего ритма. Снимок (5) характеризует только нижнюю – песчаную часть ритма. Центральный Джезказган, карьер Златоуст–Беловский, горизонт № 1 (таскудук), цикл IX₁.

ТАБЛИЦА XIX

Фация алеврито–песчаных осадков приморских озер – АО

1,2. Песчаник буро–серый, мелкозернистый. Слоистость горизонтальная, равномерная ритмическая и правильная. Слойки однородные, границы их достаточно резкие. Слоистость обусловлена различием в цвете кластических зерен, присутствием мелких листочков слюды или других минералов тяжелой фракции, распределенных по плоскостям наложения, а также некоторым количеством тонкого глинистого материала. Ритмичное чередование песчаных и алевритовых слоев дополнительно подчеркивается на участках (А) тонкими слоями гипса (литогенетический тип АО–1). Выше залегает единичная крупная (очень крупная редко) косослойчатая серия, также с характерным пачечным строением, но без слоев гипса в кровлях пачек. Верхняя часть (В) образца (1) – подошва единичной крупной косослойчатой серии, которая определяет начальный этап трансгрессии. Средние части образцов (Б) на снимках (1 и 2) являются переходными. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 4 (кресто–9), цикл III₄ (1); скв. 3920, горизонт № 2а (покро–8), цикл VI_{2а} (2).

3. Песчаник серый мелкозернистый. Слоистость также горизонтальная, равномерная, ритмическая и правильная. Она подчеркивается тонкими черными слоями мартита – литогенетический тип АО–1 (А). Литогенетический тип АО–2 (В) соответствует начальному этапу трансгрессии. В этом случае переходный участок Б отсутствует. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 4 (кресто–9), цикл II₄.

ТАБЛИЦА XX

Фация глинистых осадков лагун и заливов - ПГт
(литогенетический тип ПГт-2)

1. Коричневый аргиллит со скрытогоризонтальной слоистостью, которая проявляется при расколе на плитки или же после полировки образца по сколу перпендикулярно границам слоя. Слоистость подчеркивается дополнительно мелкими кальцитовыми стяжениями конкреционного типа. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 7, цикл П₇.

2. Красный глинистый алевролит (литогенетический тип ПГт-1) с дисперсным обогащением обуглившимся растительным материалом. На снимке видно включение в породе углистого вещества, вокруг которого заметна каемка обесцвечивания. Увел. 258, с анализатором. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 4 (кресто-9), цикл I₄.

Фация песчаных осадков морских пляжей - МПП
(литогенетический тип МПП-1)

3. Песчаник серый, мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью. Последняя проявляется благодаря слабому различию зернистости обломочного материала в слоях, а также вследствие обогащения их борнитом. Вверху образца заметны крупные конкреции борнита. Итауз, скв. 1517, итаузская свита, горизонт N.

4. Тот же пляжевый песчаник, на плоскостях наложения которого отчетливо видны обуглившиеся остатки растительности из семейства Calamites.

Фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря - МВ
(литогенетический тип МВ-3)

5. Чередование серых мелкозернистых песчаников и серо-голубых аргиллитов. Песчаные прослои в подошвах содержат гравий подстилающих аргиллитов и имеют единичные горизонтальные слойки. Заметны диагенетические нарушения. Центральный Джезказган, карьер Златоуст-Беловский, горизонт № 1, цикл П₁.

Фация песчаных осадков зоны морских течений - МП
(литогенетический тип МП-4)

6. Песчаник серый, мелкозернистый, с хорошей сортировкой обломочного материала. Слоистость мелкая, косая, параллельная, прямолинейная и однонаправленная. Слойки в сериях S-образные (сходящиеся внизу и вверх). Слоистость обусловлена за счет обогащения слойков глинистым материалом. Итауз, скв. 1580, итаузская свита, горизонт M₁, цикл п-7.

7. Темно-серый конгломерат с мелкой косою параллельной прямолинейной и однонаправленной слоистостью. Слойки в сериях S-образные (сходящиеся внизу и вверх). Слоистость проявляется благодаря различию зернистости обломочного материала, а также подчеркивается уплощенными зернами гравия. Конгломерат содержит вкрапленное халькопиритовое оруденение. Итауз, скв. 1517, итаузская свита. Крутой наклон серийных швов (с.щ.) на снимке вызван соответствующими углами залегания слоев в разрезе скважины.

ТАБЛИЦА XXI

Примеры нарушения слоистости пород на различных стадиях их изменения (в диагенезе и эпигенезе)

1. Размыв песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря - литогенетический тип ПВ-1 (правая часть снимка) грубыми песчаными осадками типа временных пролювиальных потоков. Центральный Джезказган, скв. 3963, горизонт № 2а (покро-8), цикл V_{2а}.

2. Диагенетическое нарушение слоистости для группы глинистых слоев в результате оползания. Центральный Джезказган, карьер Златоуст-Беловский, горизонт № 2а (покро-8), цикл III_{2а}.

3. Нептуническая дайка в песчано-алевритовых осадках заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры (литогенетический тип ПЗ-2). Дайка образовалась, по-видимому, вследствие землетрясений, которые имели место во время накопления осадков горизонта № 4 (кресто-9). При этом грубый песчаный материал был заделен в образовавшуюся трещину из вышележащего песчаного слоя осадков подводной дельты. Центральный Джезказган, скв. 3920, горизонт № 4 (кресто-9), цикл III₄.

4. Ангидритовая конкреция в красноцветных континентальных осадках нижнежиделисайской подсветы. Хорошо заметна деформация горизонтальных слоев (фация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры, литогенетический тип ПЗ-2). В периферийной части конкреции при ее микроскопическом изучении установлены реликты зерен крупнокристаллического гипса, что свидетельствует о глубокой переработке первичного сульфатного материала в эпигенезе. Центральная часть Джезказганской впадины, скв. 99.

5. Тектоническая брекчия, сцементированная кальцитом. Западный борт Джезказганской впадины, скв. 4585, глубина 239,4-245,5 м.

ТАБЛИЦА XXII

1. Реликты анальцима в виде псевдоморфоз кальцита по цеолиту. Кальцит выполняет центральную часть поры, "запечатывая" кристаллики анальцима, сидящие на эффузивном обломке. Песчаник горизонта № 2 (златоуст). Увел. 150, николи скрещены.

2. Реликты анальцима в виде псевдоморфоз альбита по цеолитам. Центральная часть поры выполнена вторичным кварцем. Песчаник горизонта № 2 (златоуст). Увел. 150, николи скрещены.

3. Конформное растворение обломка эффузивной породы в песчанике горизонта № 2а (покро-8). Увел. 60, при одном никеле.

4. Конформное - взаимное растворение зерна кварца и филлитового обломка. По контакту последнего видна новообразованная гидрослюдистая каемка. Песчаник горизонта № 3 (нижний раймунд). Увел. 60, при одном никеле.

5. Регенерационная каемка альбита на обломочном карбонатизированном зерне. Регенерационная кайма имеет полисинтетически-двойниковое строение, причем железистая оболочка, окаймлявшая обломочное зерно, рассекает новообразованную пристройку. Песчаник горизонта № 3а (верхний раймунд). Увел. 150, николи скрещены.

ТАБЛИЦА XXIII

1. Щелевидная пора между обломками вулканогенных пород, выполненная бластическим агрегатом кварца и альбита. Песчаник горизонта № 3а (верхний раймунд). Увел. 150, николи скрещены.

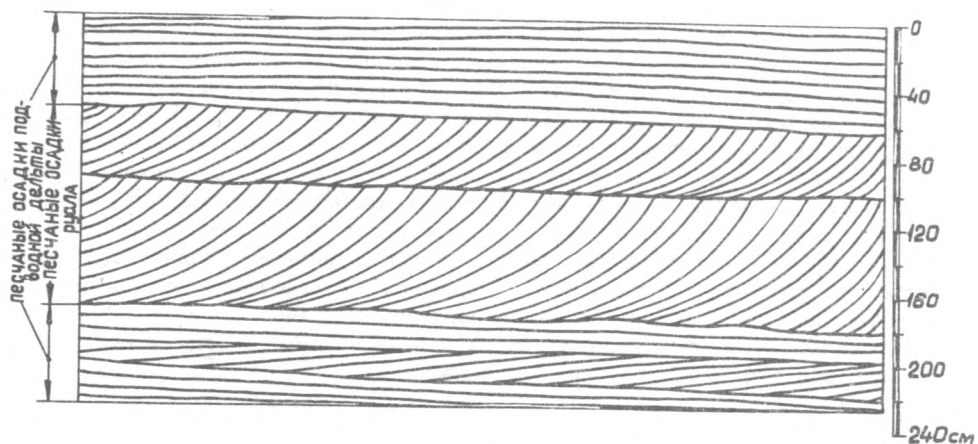
2. То же при одном никеле.

3. Регенерация обломочного кварца. Регенерационная оболочка переходит в радиальных порах в бластированный агрегат кварца. Песчаник горизонта № 2а (покро-8). Увел. 80, николи скрещены.

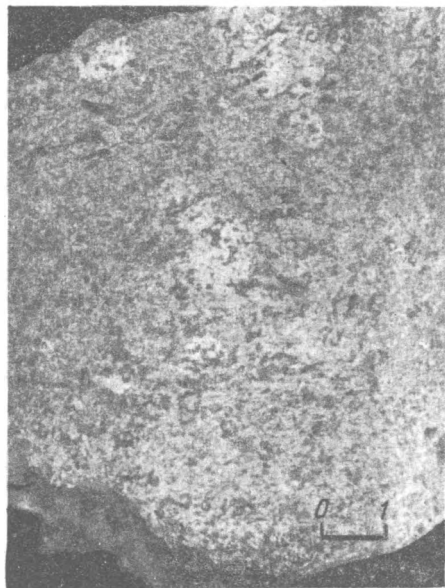
4. Гравитационно-направленная коррозия. Растворение обломочного зерна кварца на контакте с гидрослюдистым агрегатом. Характерна фестончато-таблитчатая форма растворенной части зерна. Песчаник горизонта № 2а (покро-8). Увел. 60, николи скрещены.

5. Метасоматическое замещение поровым карбонатом смежного обломочного зерна. Отчетливо виден первично-округлый контур обломка. Песчаник горизонта № 3 (нижний раймунд). Увел. 60, николи скрещены.

Таблица I



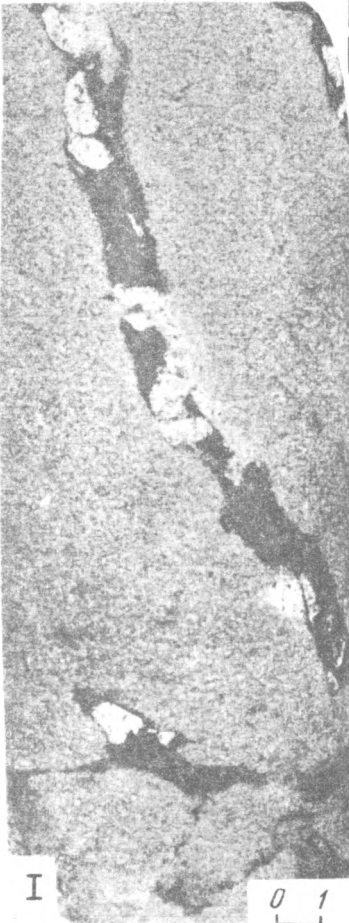
I

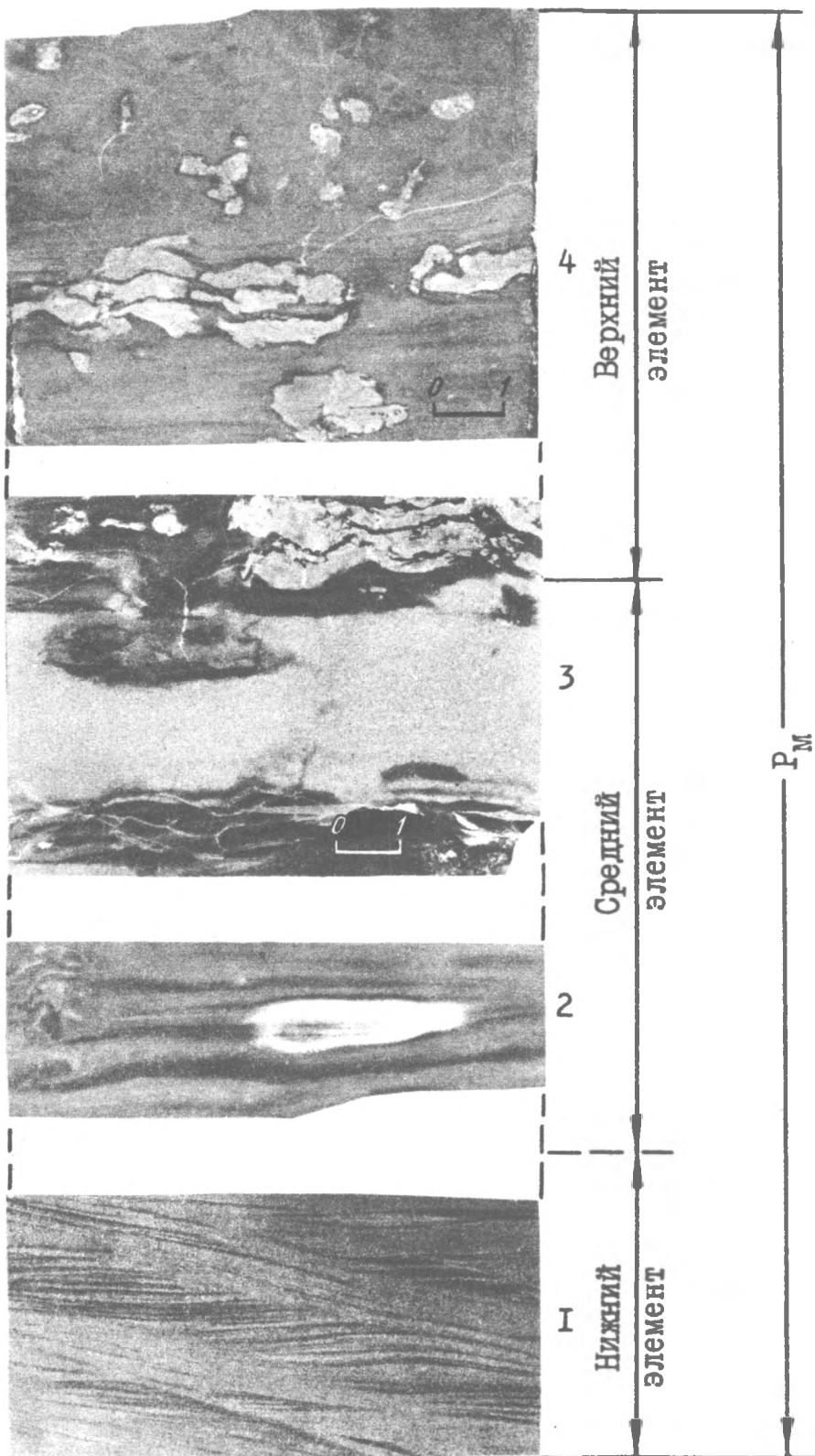


2

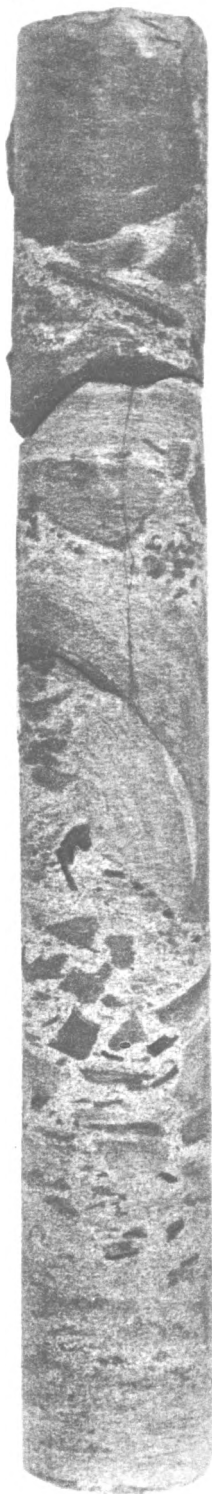


3





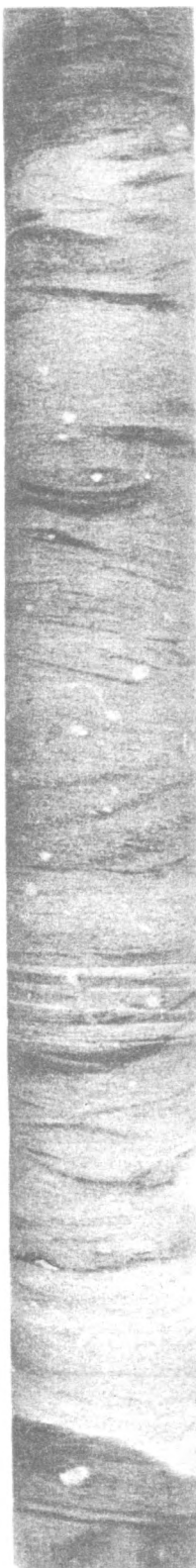
1а

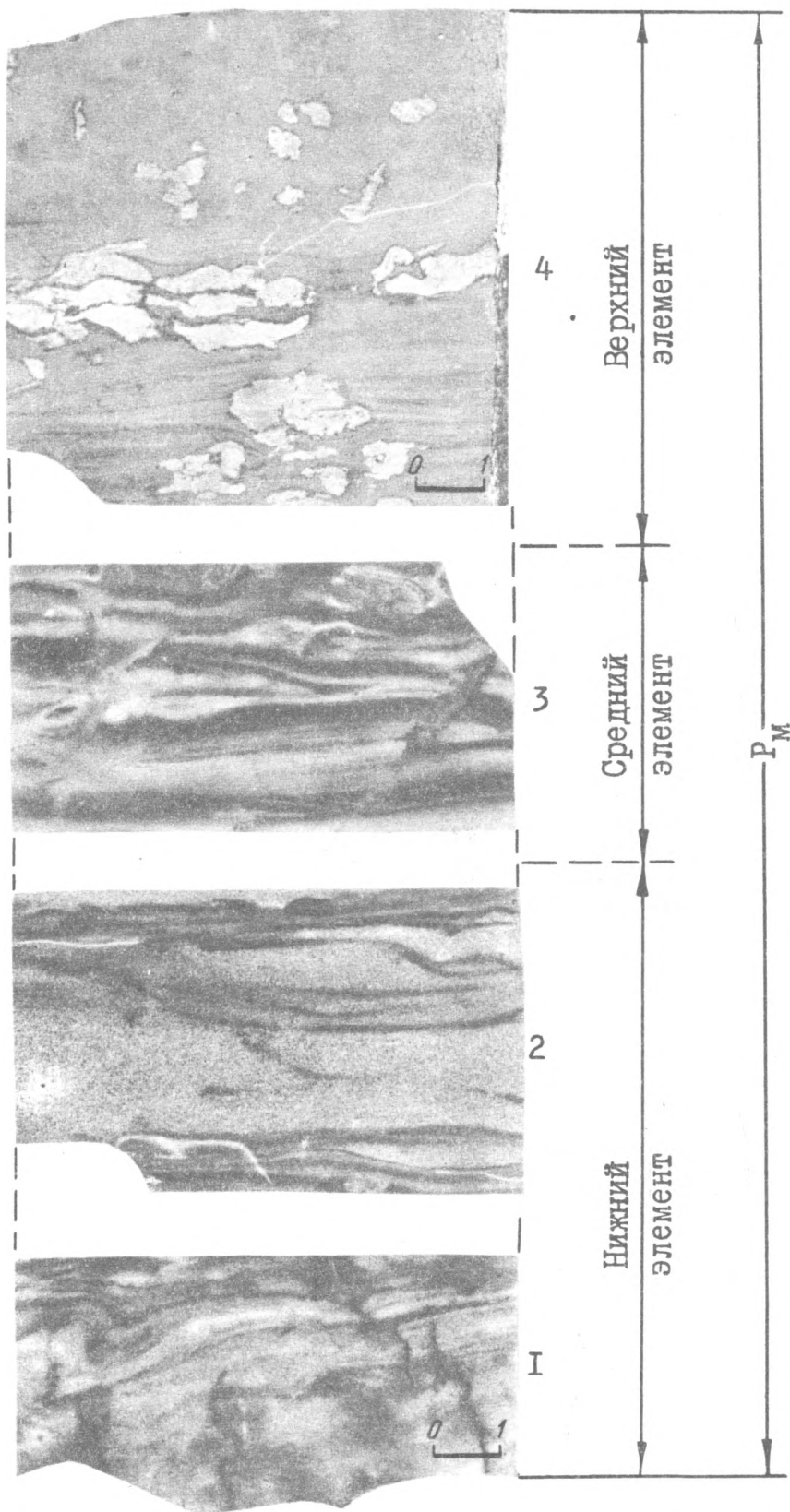


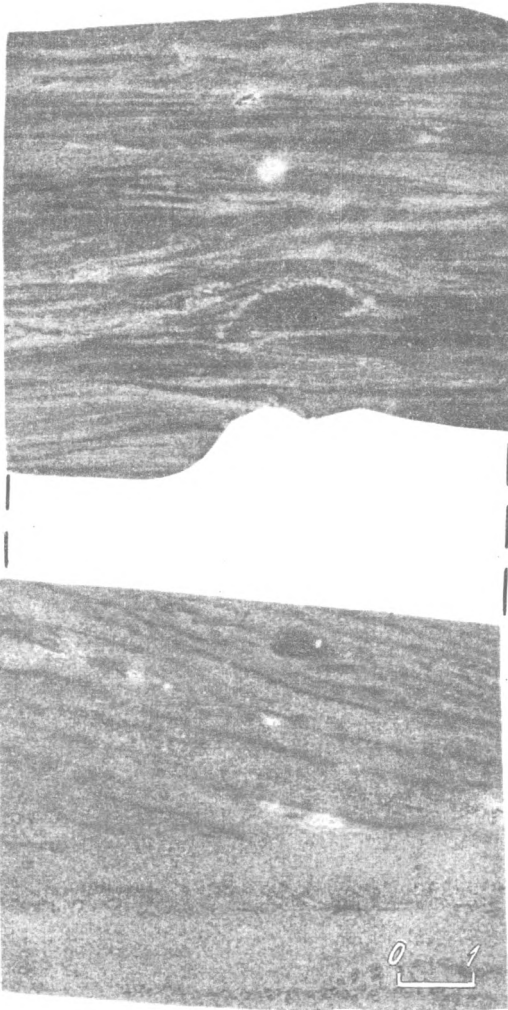
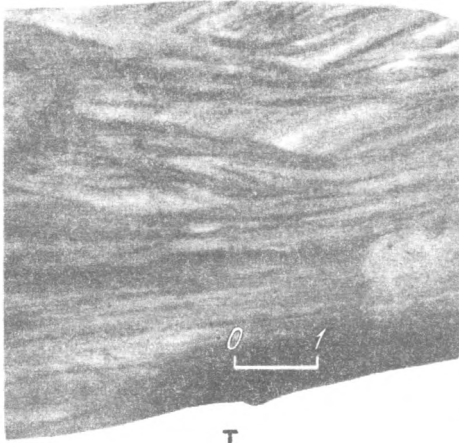
2



1б

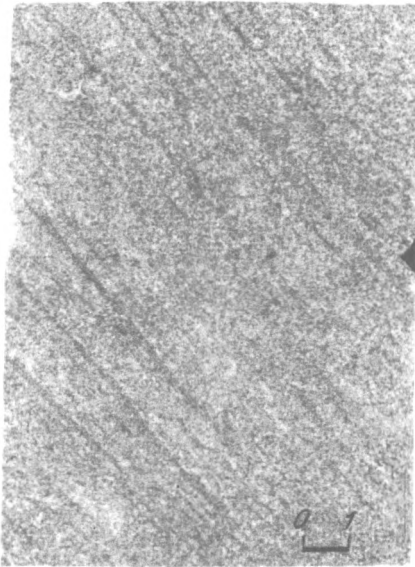




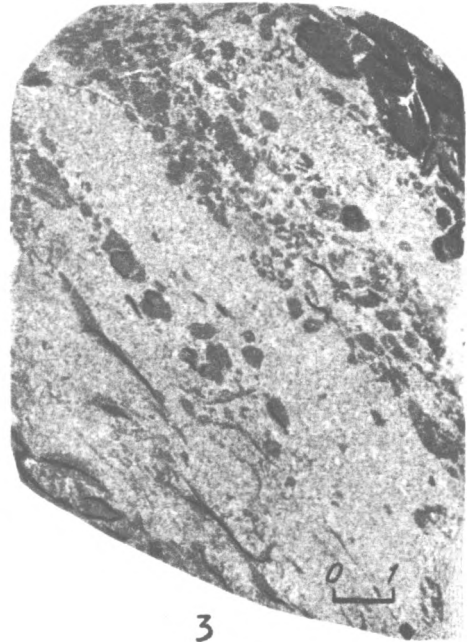




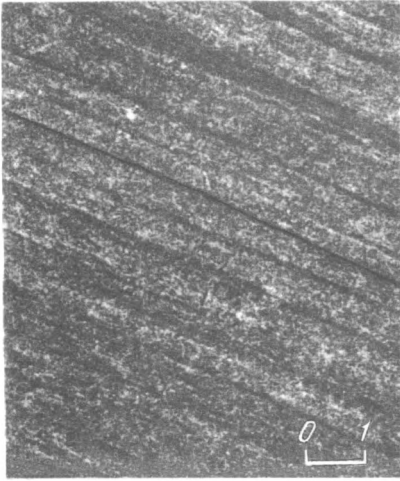
I



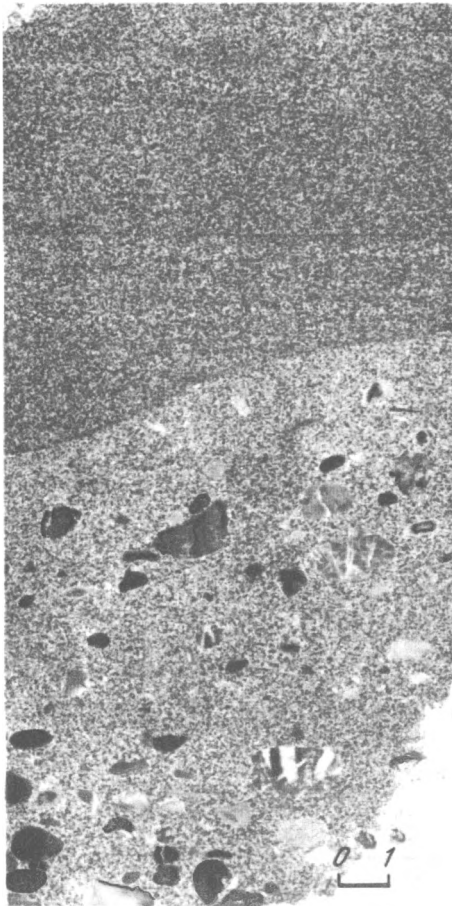
2



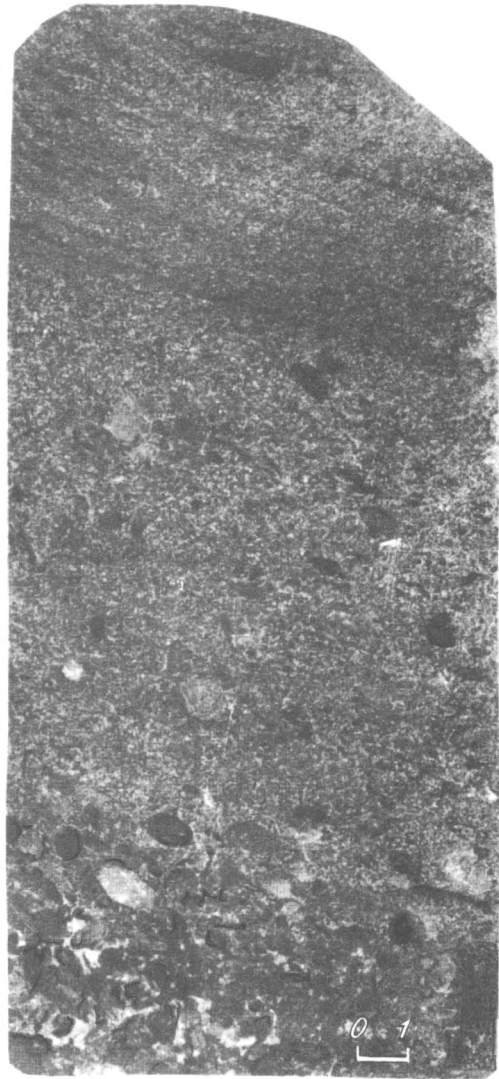
3



I



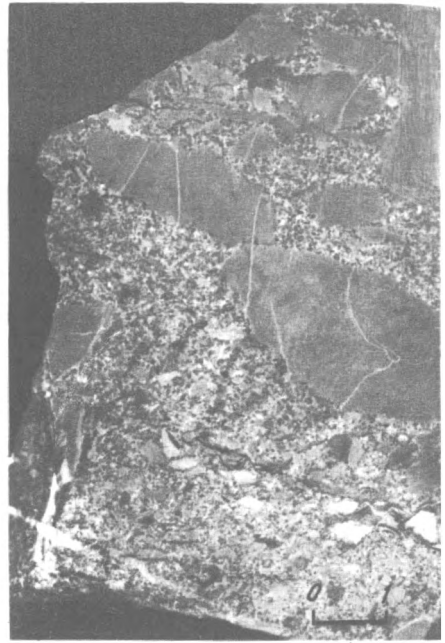
3



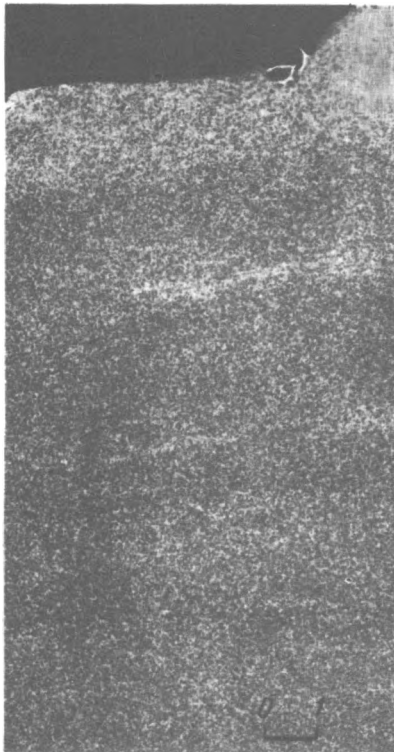
2



I

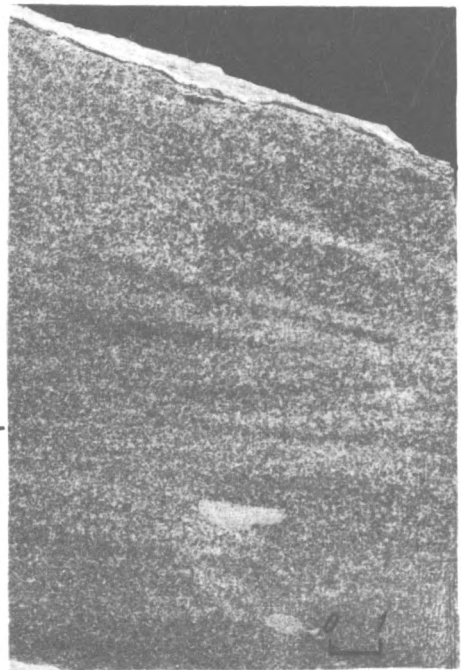


2

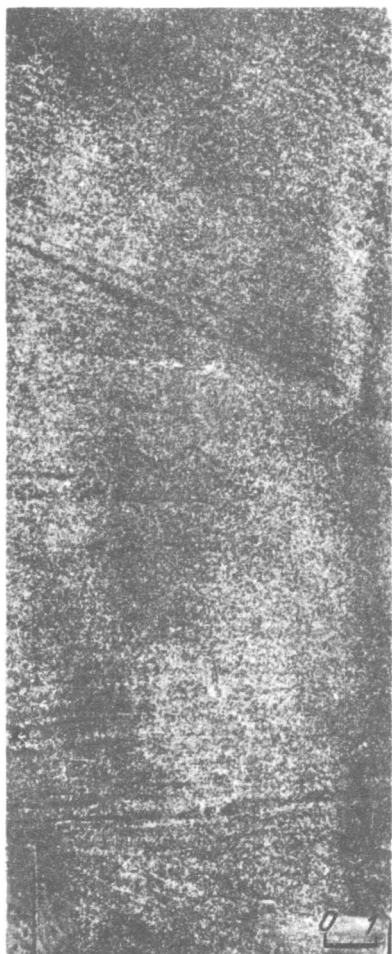


3

С. Ш.



4



I



2

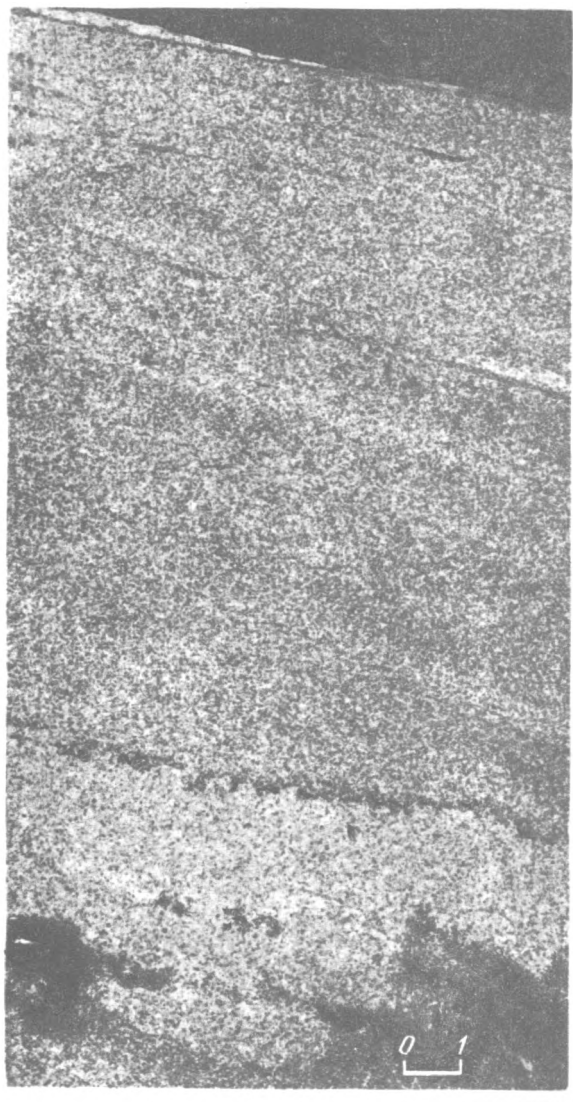
с. III.



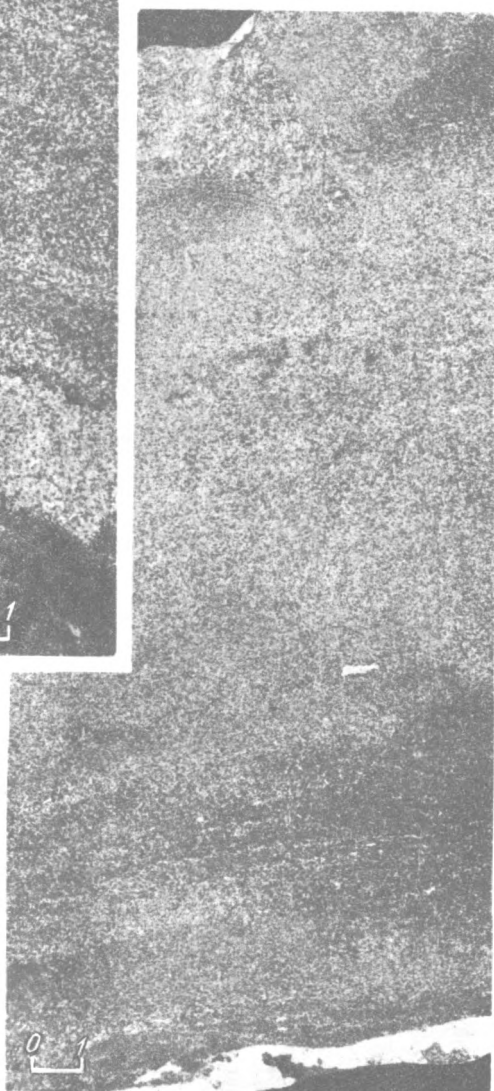
3



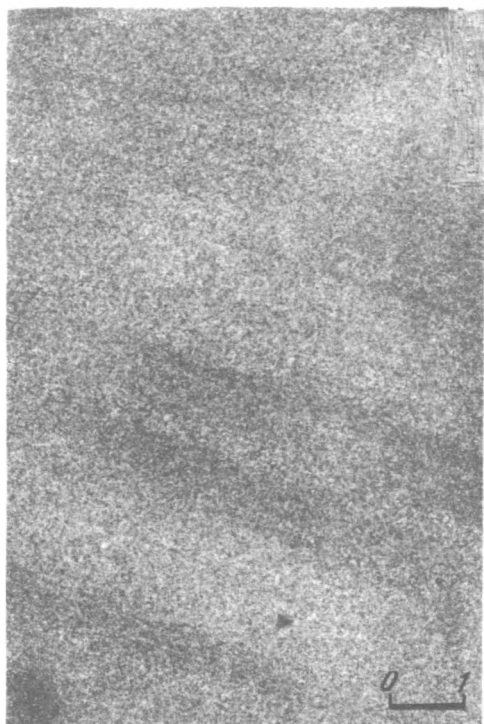
4



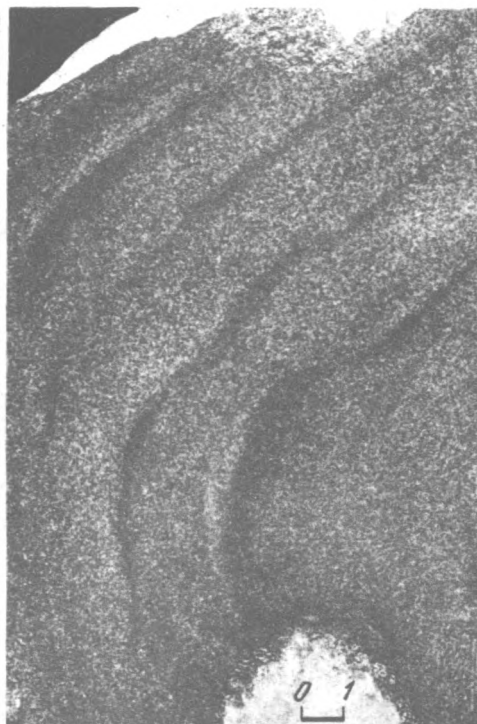
I



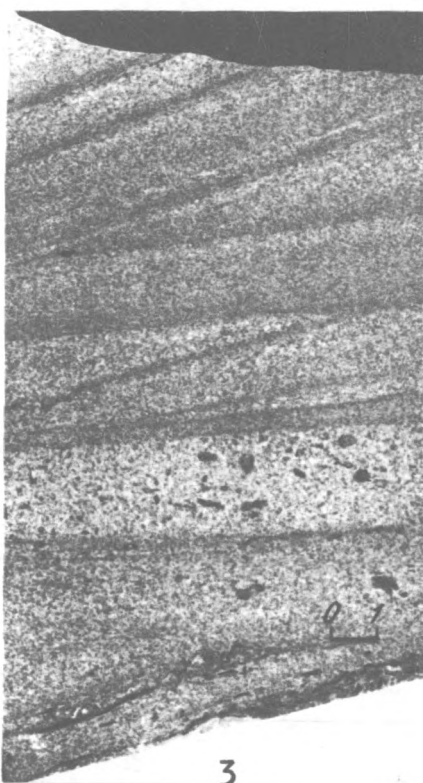
2



I



2



3

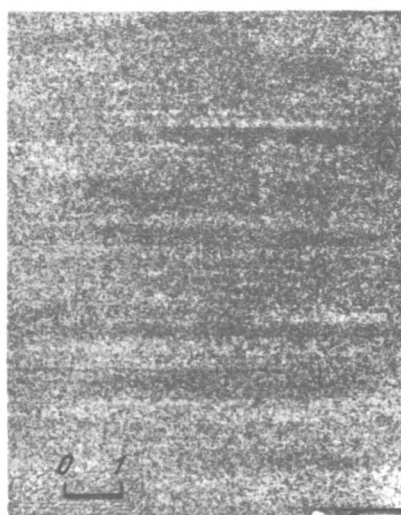
Б

А

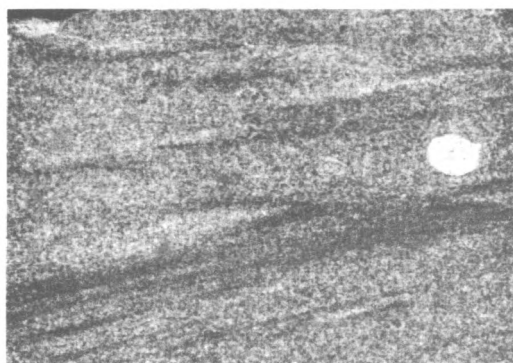
Б

А

Б



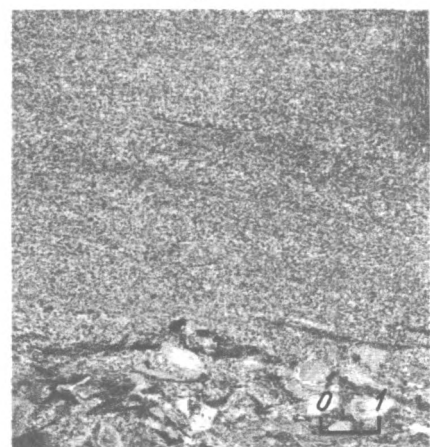
4



2



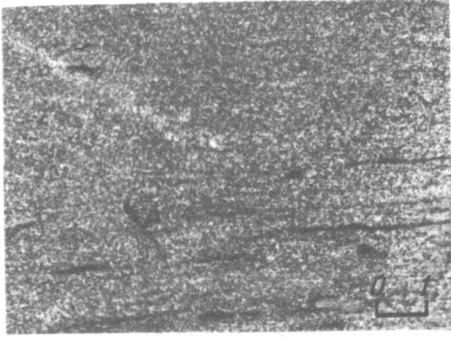
I



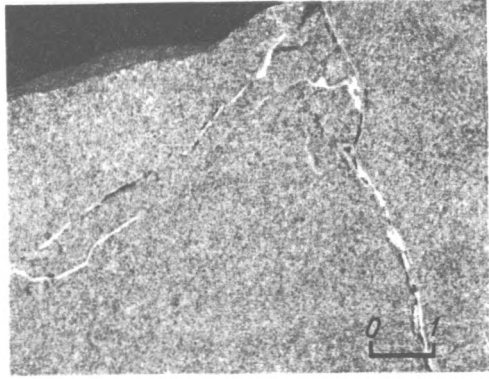
3



4



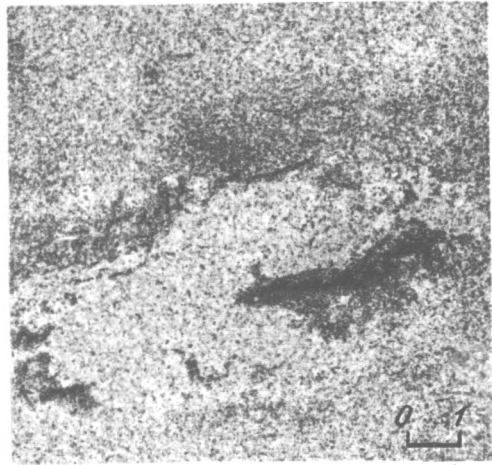
I



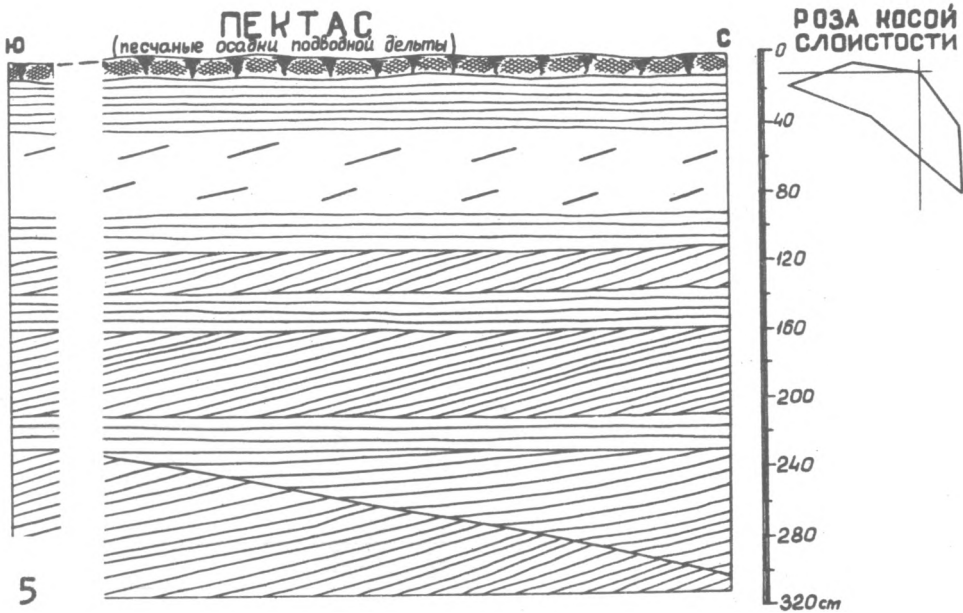
2

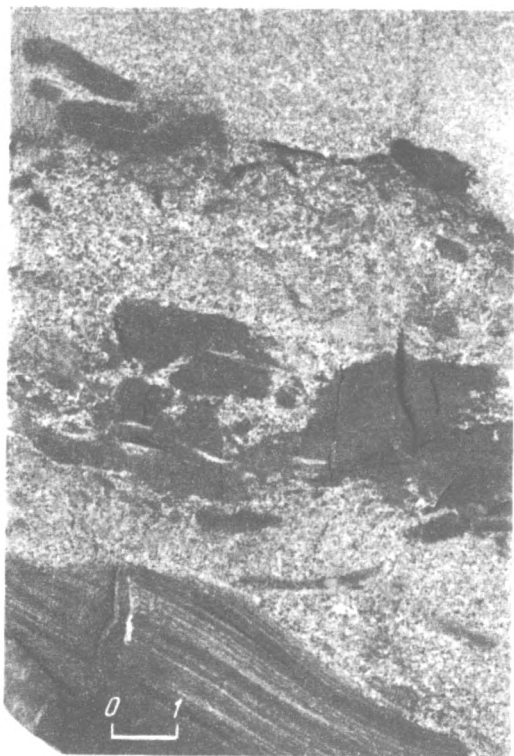


3



4



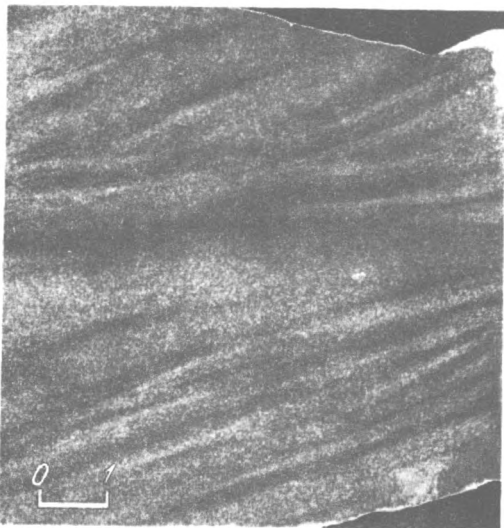


I



2

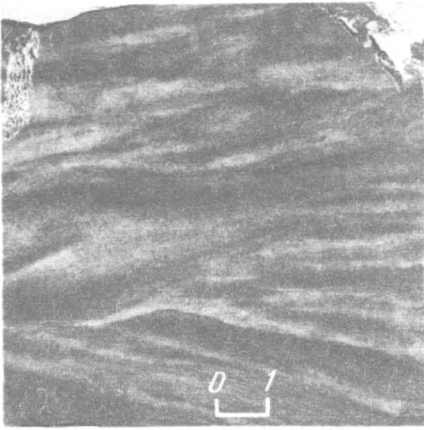
С. Ш.



3



4



I



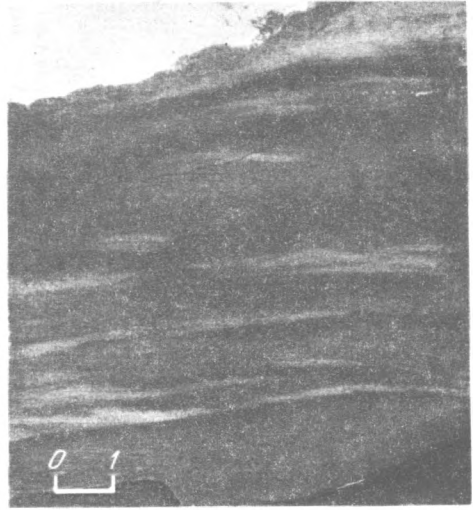
2



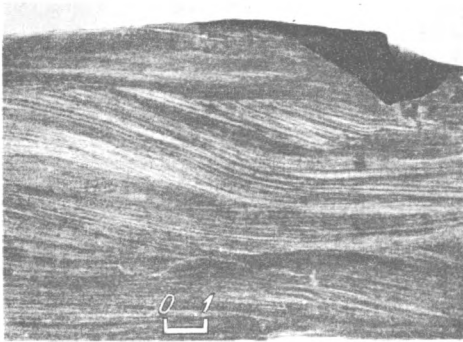
3



I



2



3



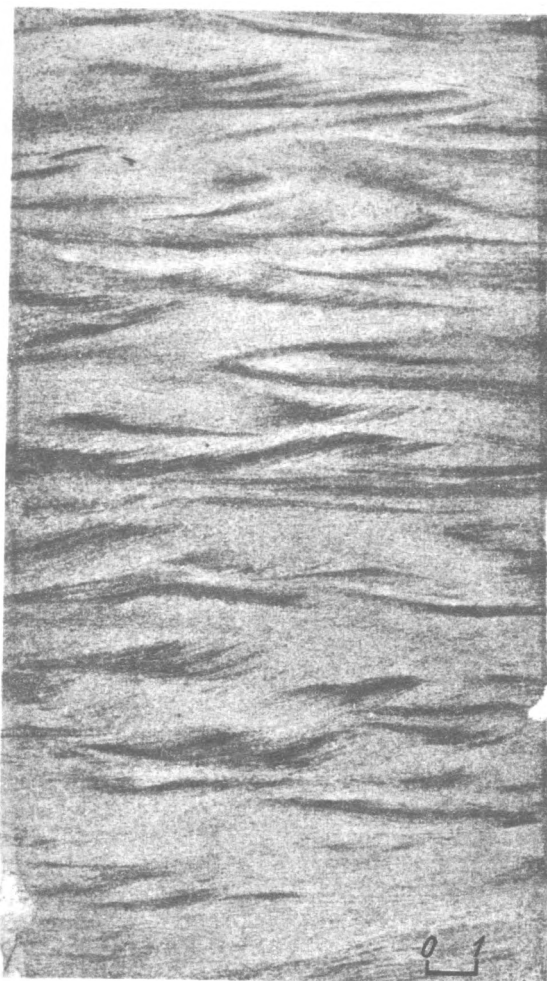
5



4



I



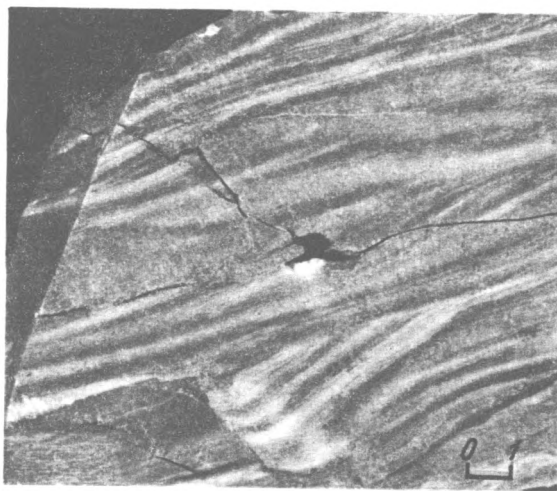
2



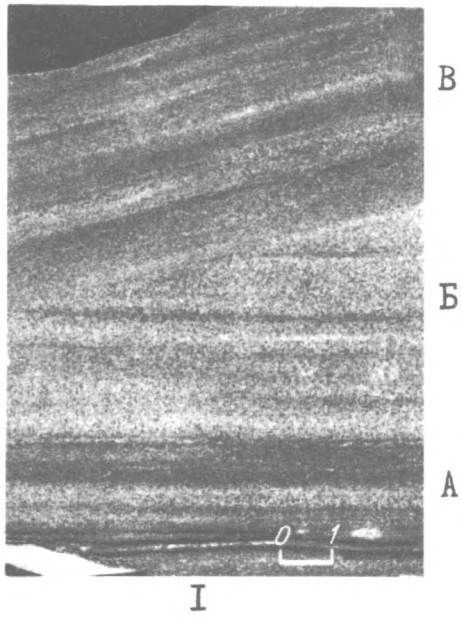
3



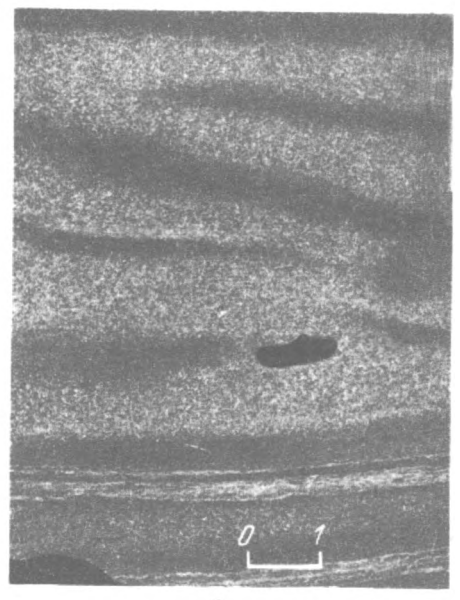
4



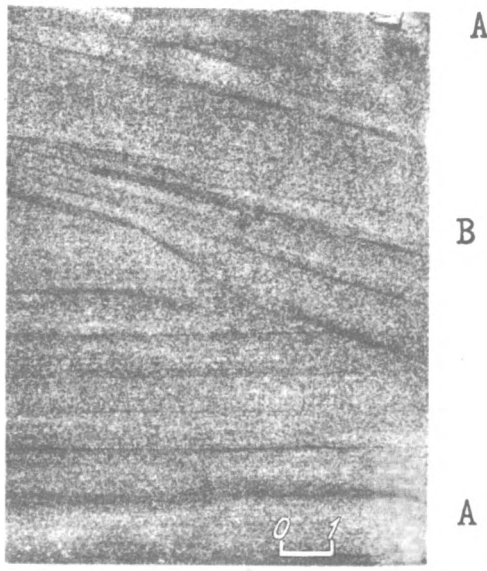
5



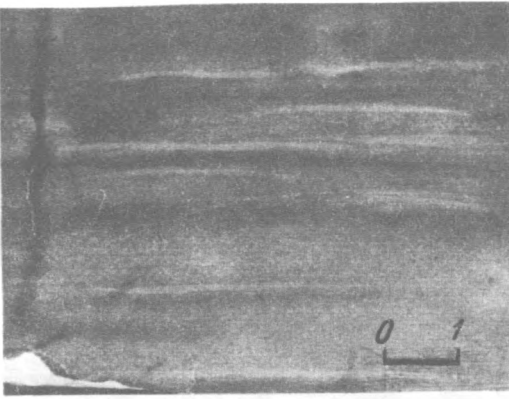
I



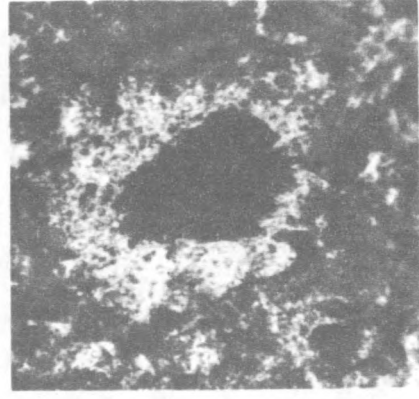
2



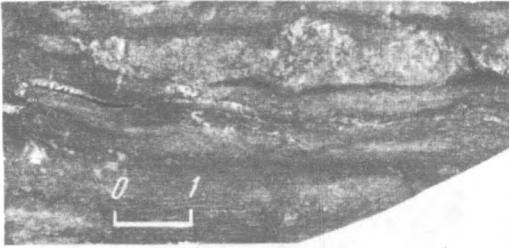
3



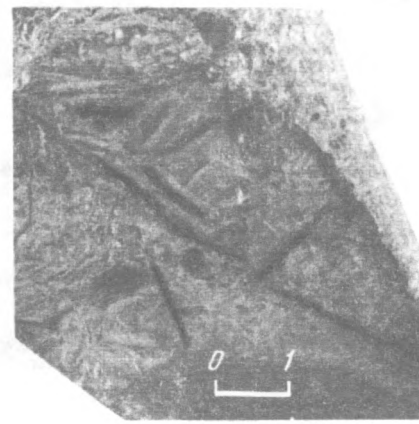
I



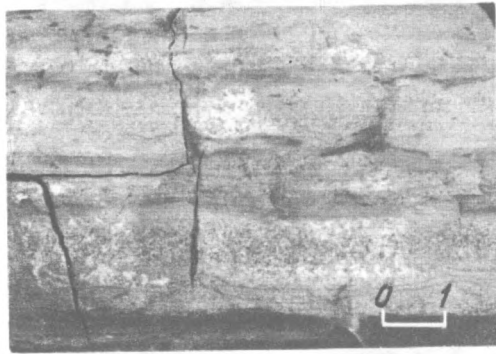
2



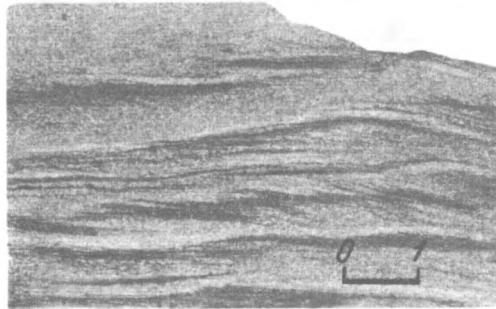
3



4



5



6



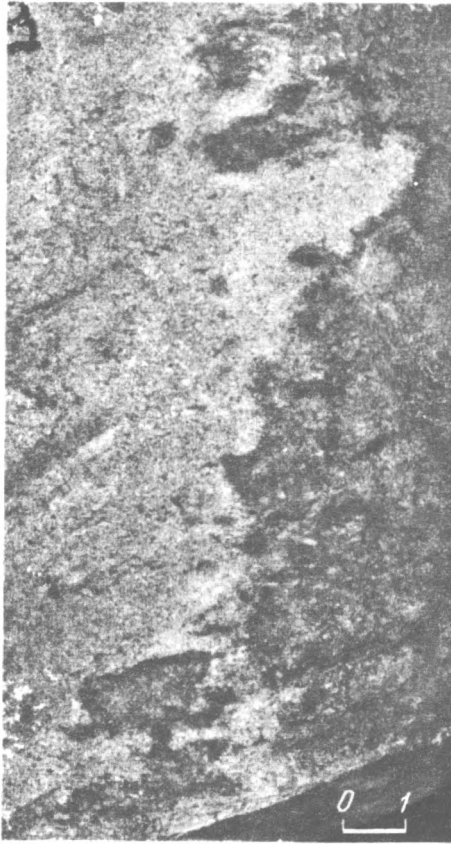
7

С. Ш.

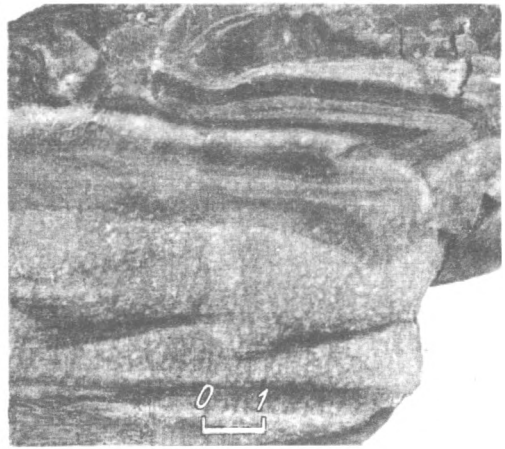
С. Ш.

С. Ш.

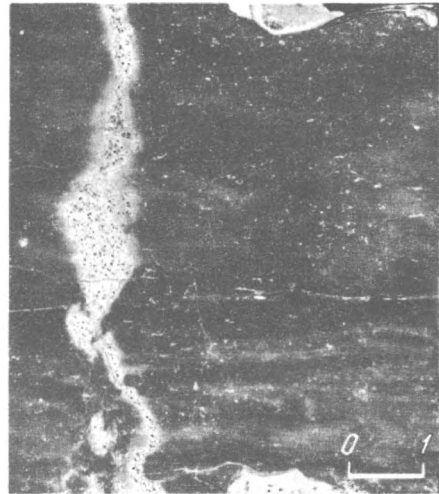
С. Ш.



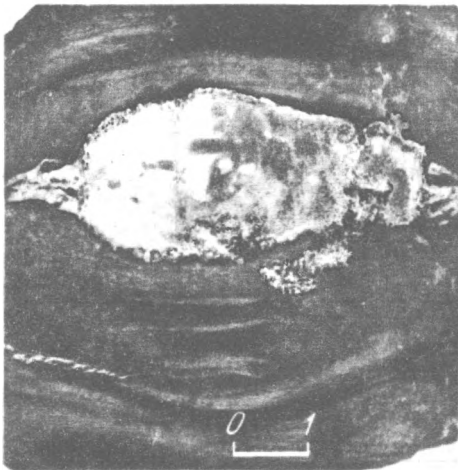
I



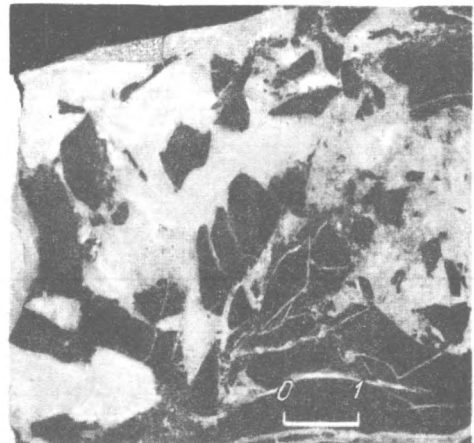
2



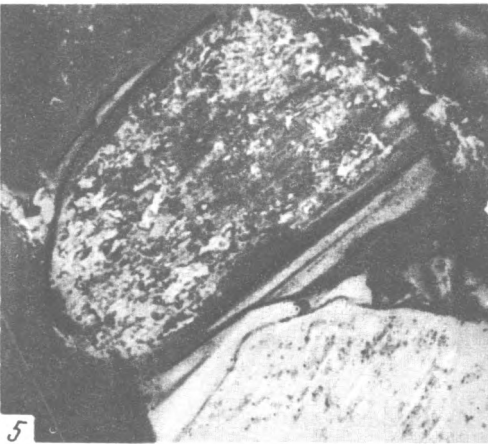
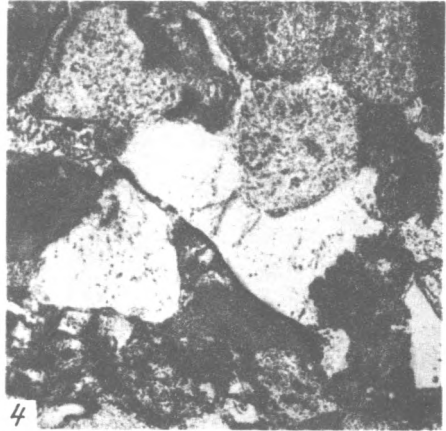
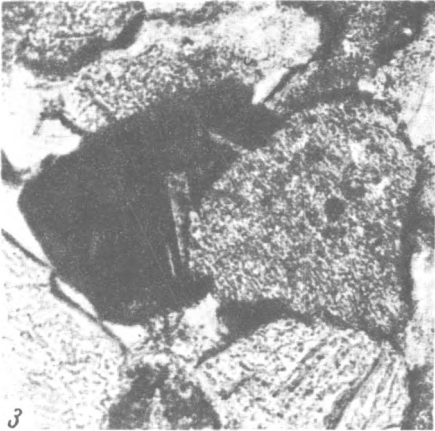
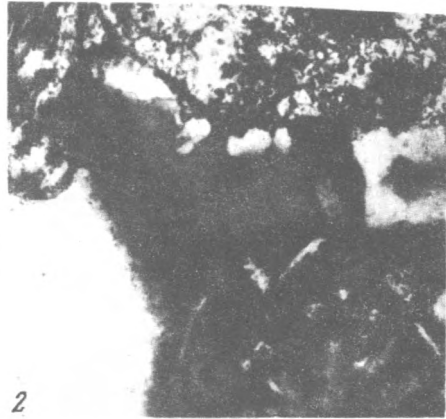
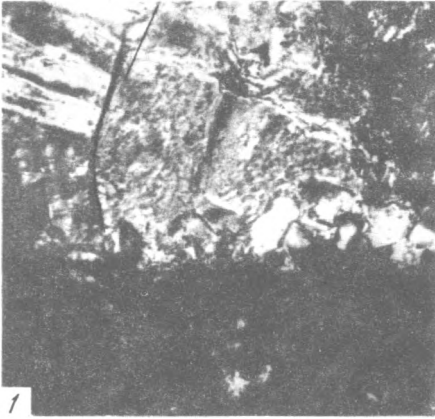
3

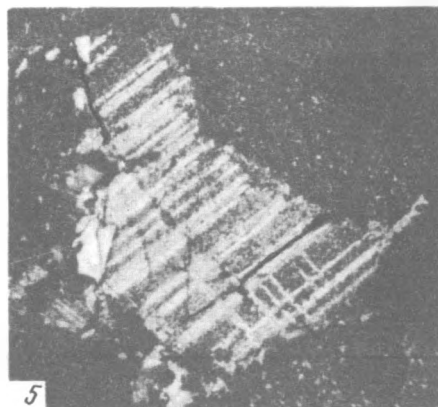
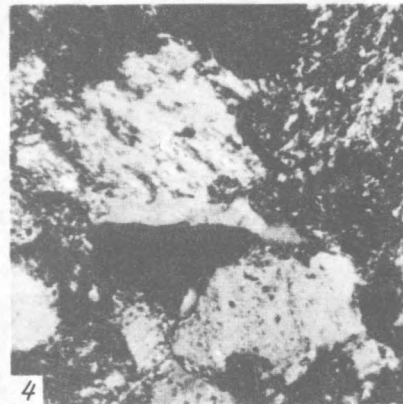
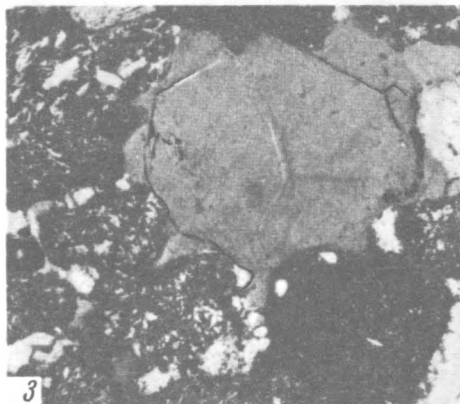


4



5





ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение | 5 |
| Глава I. Геологический очерк | 9 |
| Стратиграфия | 9 |
| Тектоника | 15 |
| Глава II. Фации меденосных и красноцветных отложений | 18 |
| Общие замечания | 18 |
| Континентальные отложения | 21 |
| Лагунно-дельтовые отложения | 30 |
| Морские отложения | 41 |
| Выводы | 46 |
| Глава III. Закономерности фациального состава и циклического строения меденосных и красноцветных отложений | 49 |
| Общие замечания | 49 |
| Фациально-циклическое строение отложений джезказганской свиты | 50 |
| Детальное сопоставление отложений джезказганской свиты (меридиональный литогенетический профиль) | 59 |
| Фациальный состав и циклическое строение меденосных отложений висте-намюра | 64 |
| Фациальный состав и циклическое строение отложений жиделисайской свиты | 66 |
| Выводы | 67 |
| Глава IV. Закономерности формационного строения карбоновых отложений | 68 |
| Фациальные парагенетические ряды | 68 |
| Закономерности колебательных движений земной коры в карбоновое время | 73 |
| Этапы тектонического развития в среднекарбоновое время | 78 |
| Глава V. Минералого-петрографическая характеристика формаций карбоновых отложений | 83 |
| Песчаные породы | 83 |
| Глинистые породы | 91 |
| Кремнистые породы | 96 |
| Особенности постседиментационного преобразования меденосных и красноцветных пород | 100 |
| Глава VI. Генезис пластового сульфидного оруденения | 102 |
| Некоторые особенности стадийного формирования пород джезказганской свиты и связанных с ними пластовых сульфидных руд | 102 |
| Седиментационная стадия | 102 |
| Диагенетическая стадия | 114 |
| Некоторые аспекты теории гидротермального оруденения и их отношение к диагенетическому аутигенному сульфидообразованию | 131 |
| Выводы | 140 |
| Заключение | 143 |
| Литература | 149 |
| Объяснение к таблицам | 154 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Introduction..... | 5 |
| Chapter I. Geological description..... | 9 |
| Stratigraphy..... | 9 |
| Tectonics..... | 15 |
| Chapter II. Facies of cupreous and red deposits..... | 18 |
| General considerations..... | 18 |
| Continental deposits..... | 21 |
| Lagoonal-deltaic deposits..... | 30 |
| Marine deposits..... | 41 |
| Conclusions..... | 46 |
| Chapter III. Regularities of the facies composition and cyclic structure of cupreous and red deposits..... | 49 |
| General considerations..... | 49 |
| Facies-cyclic structure of deposits of Dzhezkazgan suite..... | 50 |
| Detailed correlation of deposits of Dzhezkazgan suite (meridional lithogenetic profile).... | 59 |
| Facies composition and cyclic structure of cupreous deposits of Visean-Namurian..... | 64 |
| Facies composition and cyclic structure of Zhidelisai suite deposits..... | 66 |
| Conclusions..... | 67 |
| Chapter IV. Regularities of the formational structure of Carboniferous deposits..... | 68 |
| Facies paragenetic series..... | 68 |
| Regularities of oscillating movements of the Earth's crust in Carboniferous..... | 73 |
| Stages of tectonic development in Middle Carboniferous..... | 78 |
| Chapter V. Mineral-petrographic characteristic of formations of Carboniferous deposits..... | 83 |
| Sandy rocks..... | 83 |
| Clayey rocks..... | 91 |
| Siliceous rocks..... | 96 |
| Peculiarities of postsedimentary transforma- tion of cupreous and red rocks..... | 100 |
| Chapter VI. Genesis of stratal sulphide mineralization..... | 102 |
| Some peculiarities of the stadal formation of Dzhezkazgan suite rocks and related stratal sulphide ores..... | 102 |
| Sedimentation stage..... | 102 |
| Diagenetic stage..... | 114 |
| Certain aspects of the theory of hydro- thermal mineralization and their relation to diagenetic authigenic sulphide formation..... | 131 |
| Conclusions..... | 140 |
| Summary..... | 143 |
| Bibliography..... | 149 |
| Explanation of plates..... | 154 |
| Plates I-XXIII..... | 164 |

О П Е Ч А Т К И

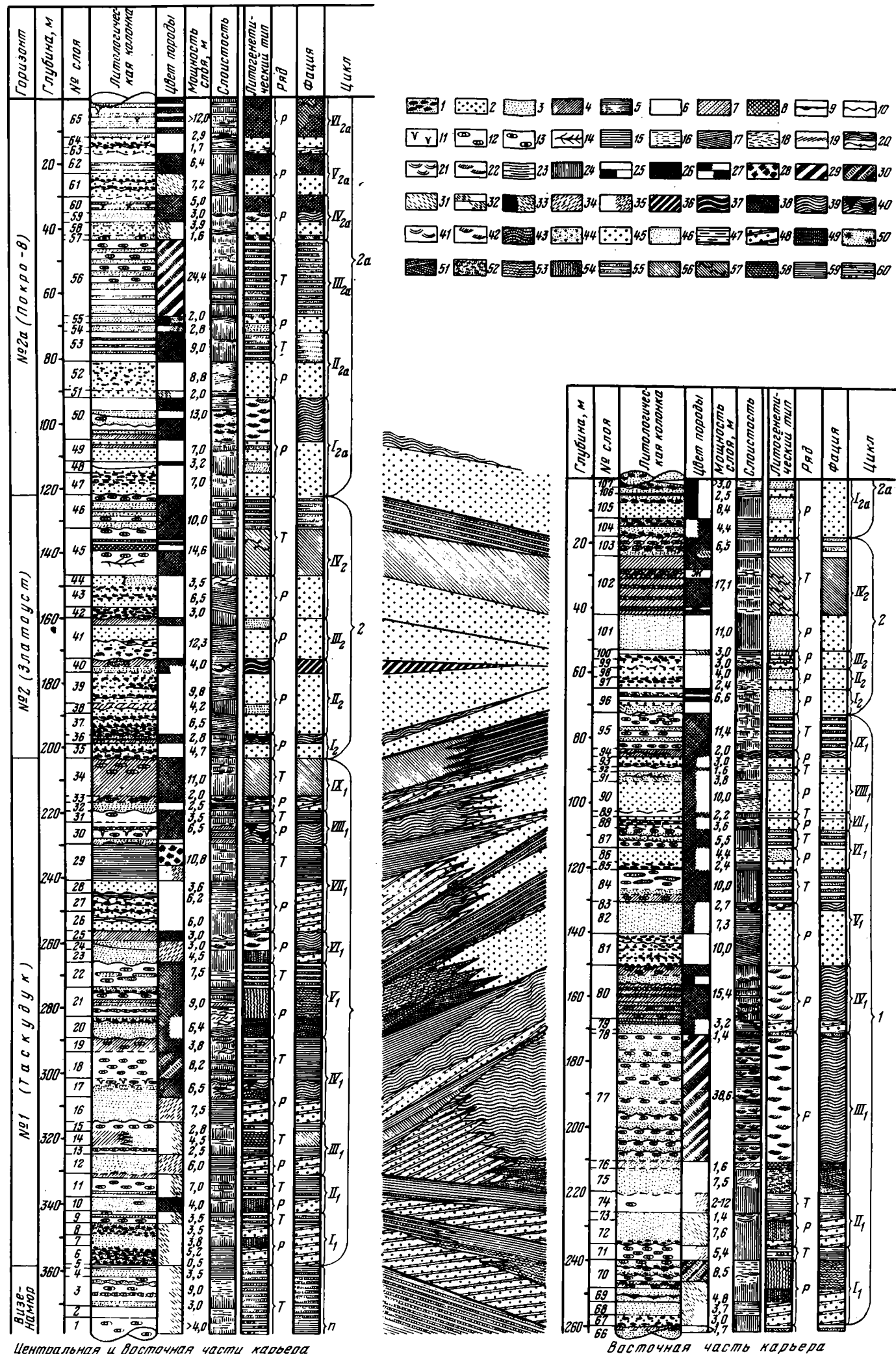
| Страница . | Строка | Напечатано | Должно быть |
|------------|--------|--------------------------------|--------------------------------|
| 7 | 16 сн. | (C _T ^t) | (C ₁ ^t) |
| 24 | 11 св. | Фации | Фация |
| 29 | 10 св. | 1832 | 1882 |
| 31 | 9 св. | стержневым | стрежневым |
| 56 | 29 сн. | почвы подводных | почвы, подпочвы |
| 66 | 9 сн. | 18 | 19 |
| 83 | 27 сн. | 90 | 99 |
| 88 | 1 сн. | 2 | II |
| 97 | 11 сн. | I ₁ I _{г1} | I ₁ I _{г1} |
| 100 | 10 св. | слойков | "слойков" |
| 103 | 3 сн. | фиг. 26 б | фиг. 26 г |
| 114 | 10 св. | фации | фазы |
| 121 | 2 сн. | > 0,05 | < 0,05 |
| 159 | 11 св. | цикл | цикл I ₆ |

Вкладка - на обороте вкладки фиг. 11 должно быть:

Фиг. 12. Литолого-фациальный разрез нижней подсвиты джезказганской свиты.

Условные обозначения см. на фиг. 9 и 10

зак. № 7. И.П. Дружинин Литология карбоновых отложений.



Фиг. 7. Фашиально-циклическое сопоставление разрезов нижней подсвиты джезказганской свиты в Златоуст-Беловском карьере

Структурные признаки: 1 - конгломерат с галькой подстилающих аргиллитов (внутриформационный конгломерат); 2 - песчаник среднезернистый; 3 - песчаник мелкозернистый; 4 - алевролит; 5 - глина; 6 - аргиллит; 7 - чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов; 8 - кремнистая порода.

Текстурные признаки: 9 - отдельные карманы, заполненные угольной крошкой; 10 - границы слоя с размывом (волнистая линия) и без размыва (прямая линия); 11 - трещины усыхания; 12 - кальцитовые конкреции; 13 - кремнистые конкреции; 14 - черные лапчатые марганцевые налеты по плоскостям отдельности или тонкие прожилки.

Слоистость: 15 - горизонтальная; 16 - горизонтальная прерывистая; 17 - кося разнонаправленная; 18 - кося разнонаправленная прерывистая; 19 - кося однонаправленная; 20 - волнистая вогнуто-выпуклая и ее отдельные элементы; 21 - волнистая симметричная мультислойная; 22 - косоволнистая; 23 - слоеватая порода; 24 - неслоистая порода.

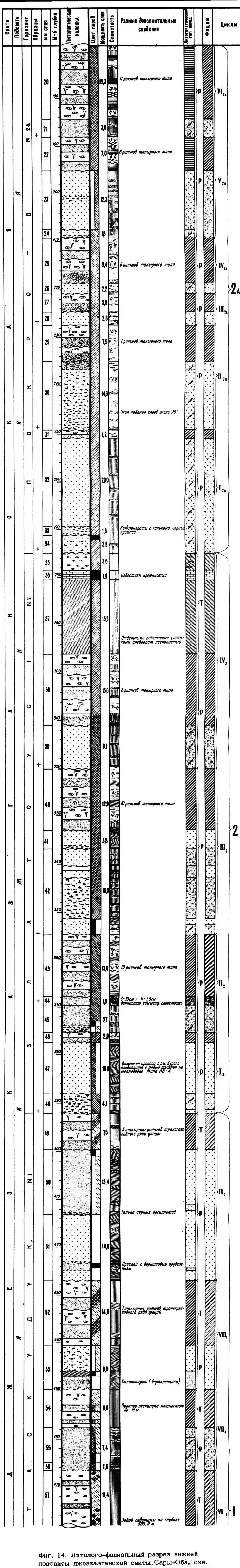
Цвет породы: 25 - серый и темно-серый; 26 - темно-коричневый и красно-бурый; 27 - буро-серый и серо-бурый; 28 - красная пятнистая окраска сероцветных пород; 29 - чередование красноцветных и сероцветных пород; 30 - чередование красноцветных и зеленоцветных пород; 31 - зеленый цвет различных оттенков; 32 - зеленовато-серый и серо-зеленый цвет; 33 - буро-зеленый; 34 - голубой; 35 - серо-голубой.

Фашии и литогенетические типы: 36 - фашия песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры; 37 - литогенетический тип ПЗ-3; 38 - фашия песчано-алевритовых осадков лагун и литогенетический тип ПЛ-1; 39 - фашия песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья частично материкового моря и литогенетический тип ПВ-2; 40 - литогенетический тип ПВ-1; 41 - литогенетический тип ПВ-3; 42 - литогенетический тип ПВ-4; 43 - литогенетический тип ПВ-5; 44 - фашия песчаных осадков кос и пересыпей и литологический тип ПП-1; 45 - фашия песчаных осадков подводной части дельты и литогенетический тип ПР-1; 46 - литогенетический тип ПР-2; 47 - фашия глинистых осадков лагун и заливов и литогенетический тип ПГТ-1; 48 - фашия песчаных осадков морских пляжей и литогенетический тип МПП-1; 49 - литогенетический тип МПП-2; 50 - фашия песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега и литогенетический тип МПИ-1; 51 - фашия песчаных осадков зоны морских течений и литогенетический тип МП-2; 52 - литогенетический тип МП-1; 53 - фашия чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря (субфашия регрессивного ряда) и литогенетический тип МВ-1; 54 - литогенетический тип МВ-2; 55 - литогенетический тип МВ-3 (субфашия трансгрессивного ряда); 56 - фашия алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря и литогенетический тип МАКт-1; 57 - литогенетический тип МАКт-2; 58 - литогенетический тип МАКт-3; 59 - фашия глинистых осадков материкового моря и литогенетический тип МГт-1; 60 - литогенетический тип МГт-2.

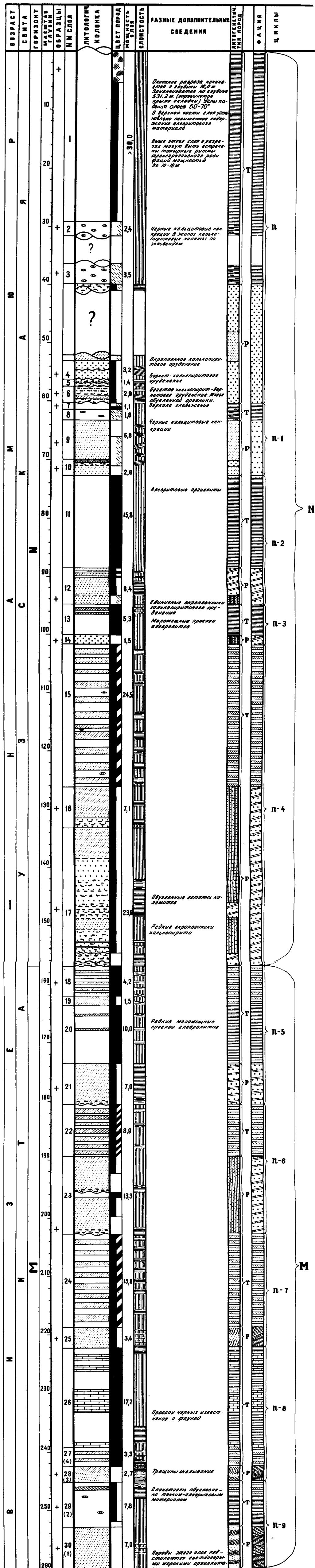
Р - регрессивный ряд фаший; Т - трансгрессивный ряд фаший; ж - желтый цвет выветрелых красных аргиллитов с кремнистыми прослоями.

Центральная и восточная части карьера

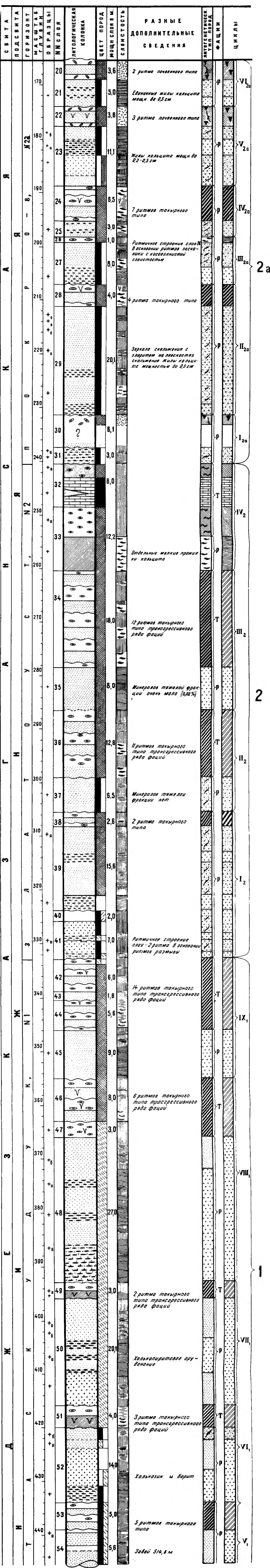
Восточная часть карьера

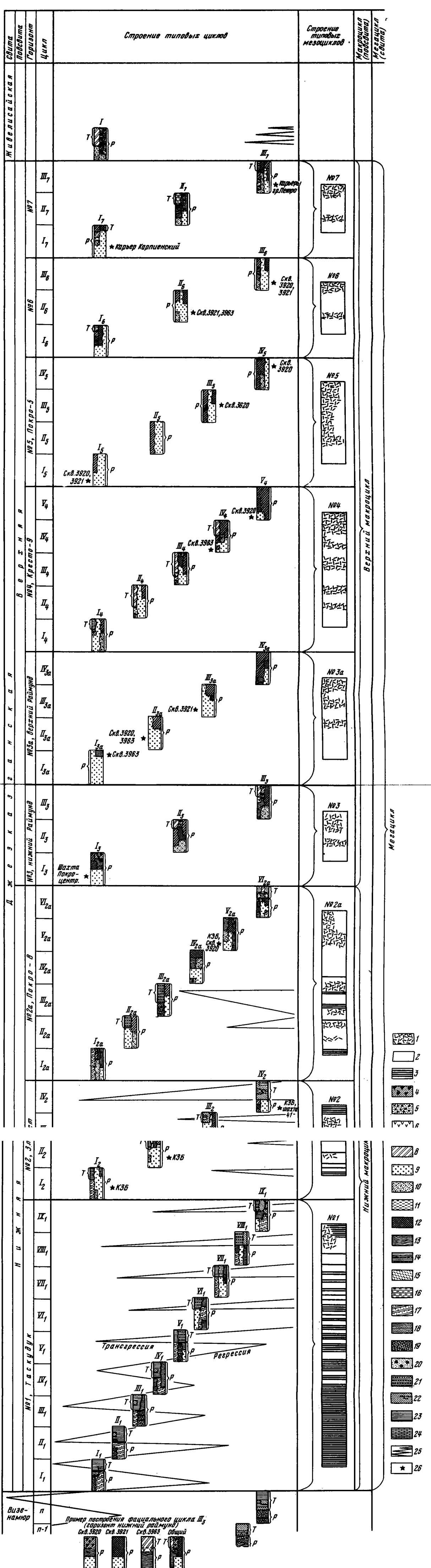


Фиг. 14. Литолого-фашиальный разрез нижней подсвиты джеказганской свиты, Сары-Оба, скв. 971
 Условные обозначения см. на фиг. 9 и 10



Фиг. 15. Литолого-фациальный разрез отложений итаузской свиты визе-намюра. Итауз, скв. 1580
 Условные обозначения см. на фиг. 9 и 10





Фиг. 11. Схема фацеально-циклического строения разреза джезказганской свиты на центральном рудном поле одноименного месторождения

Группа фаций: 1 - континентальная; 2 - лагуна-дельтовая; 3 - морская. Континентальные фации и субфации регрессивного ряда: 4 - фация глинисто-алеврито-песчаных осадков прибрежно-морского почвообразования - РП; 5 - фация несортированных осадков силевых выносов - СВ; 6 - фация горько-соленых водоемов заливно-лагунного побережья - ГВ; 7 - субфация песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗ; 8 - континентальная субфация трансгрессивного ряда, песчано-алевритовых осадков заливно-лагунного побережья, переходящего в береговые такыры - ПЗт.

Лагуна-дельтовые фации и субфации регрессивного ряда: 9 - фация песчаных осадков подвалов дельты - ПР; 10 - фация песчаных осадков кости и дельсы - ПП; 11 - субфация алеврито-песчаных осадков приморских озер - АО; 12 - фация песчано-алевритовых осадков лагун - ПЛ; 13 - субфация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ярибы заливно-лагунного побережья частично материкового моря - ПВ.

Лагуна-дельтовые фации и субфации трансгрессивного ряда: 14 - субфация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ярибы заливно-морского - ПВт; 16 - субфация алеврито-песчаных осадков приморских озер - АОт; 16 - фация глинистых осадков лагун и заливов - ПГт.

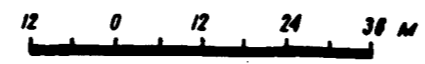
Морские фации и субфации регрессивного ряда: 17 - фация песчаных осадков морских пляжей - МПП; 18 - субфация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря - МВ; 19 - фация песчаных осадков зоны морских течений - МП; 20 - фация песчаных осадков материкового моря вблизи лагунного берега - МПИ.

Морские фации и субфации трансгрессивного ряда: 21 - субфация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря - МВт; 22 - фация алевритовых и алеврито-кремнистых осадков материкового моря - МАКт; 23 - фация глинистых осадков материкового моря - МИКт.

25 - характер миграции морской береговой линии в периоды регрессии и трансгрессии; 26 - медное сульфидное оруденение; Р - фации регрессивного ряда; Т - фации трансгрессивного ряда, КЗБ - карьер Златоуст-Беловский

ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ СВИТЫ (ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПРОСТИРАНИЯ)

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ МАСШТАБ



составил *И. П. Дружнин*

1963г.

СЕВЕР

ЮГ

Д Ж Е З К А З Г А Н С К А Я В П А Д И Н А

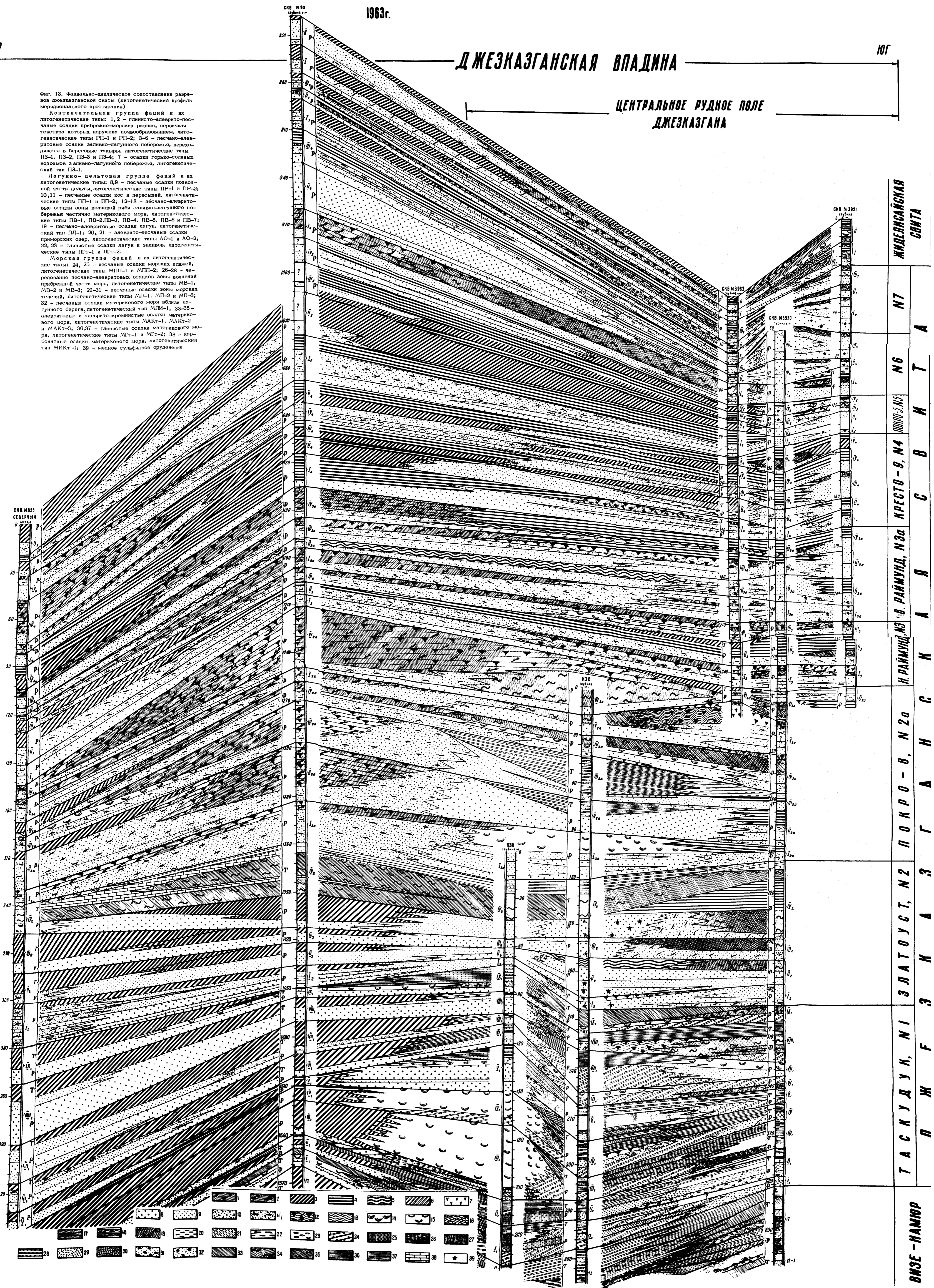
Ц Е Н Т Р А Л Ь Н О Е Р У Д Н О Е П О Л Е
Д Ж Е З К А З Г А Н А

Фиг. 13. Фациально-циклическое сопоставление разрезов джезказганской свиты (литогенетический профиль меридионального простирания)

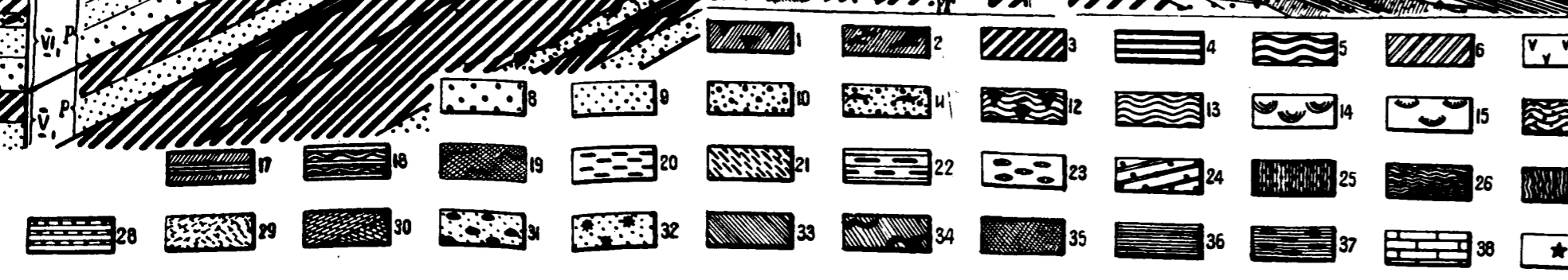
Континентальная группа фаций и их литогенетические типы 1, 2 - глинисто-алевритовые осадки прибрежно-морских равнин, первичная текстура которых нарушена почвообразованием, литогенетические типы РП-1 и РП-2; 3-6 - песчано-алевритовые осадки заливно-лагуноного побережья, переходящего в береговые такыры, литогенетические типы ПЗ-1, ПЗ-2, ПЗ-3 и ПЗ-4; 7 - осадки горько-соленых водоемов заливно-лагуноного побережья, литогенетический тип ПЗ-1.

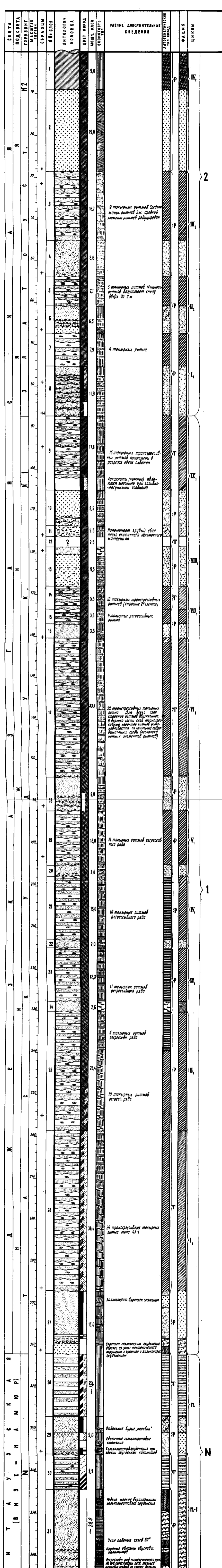
Лагуно-дельтовая группа фаций и их литогенетические типы: 8, 9 - песчаные осадки подводной части дельты, литогенетические типы ПР-1 и ПР-2; 10, 11 - песчаные осадки кос и пересыпей, литогенетические типы ПП-1 и ПП-2; 12-18 - песчано-алевритовые осадки зоны волновой рабы заливно-лагуноного побережья частично материкового моря, литогенетические типы ПВ-1, ПВ-2, ПВ-3, ПВ-4, ПВ-5, ПВ-6 и ПВ-7; 19 - песчано-алевритовые осадки лагуны, литогенетический тип ПЛ-1; 20, 21 - алевритовые осадки лагуны приморских озер, литогенетические типы АО-1 и АО-2; 22, 23 - глинистые осадки лагуны и заливов, литогенетические типы ПГ-1 и ПГ-2.

Морская группа фаций и их литогенетические типы: 24, 25 - песчаные осадки морских пляжей, литогенетические типы МП-1 и МП-2; 26-28 - чередование песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря, литогенетические типы МВ-1, МВ-2 и МВ-3; 29-31 - песчаные осадки зоны морских течений, литогенетические типы МП-1, МП-2 и МП-3; 32 - песчаные осадки материкового моря вблизи лагуноного берега, литогенетический тип МПИ-1; 33-35 - алевритовые и алеврито-кремнистые осадки материкового моря, литогенетические типы МАКТ-1, МАКТ-2 и МАКТ-3; 36, 37 - глинистые осадки материкового моря, литогенетические типы МГТ-1 и МГТ-2; 38 - карбонатные осадки материкового моря, литогенетический тип МИКТ-1; 39 - медное сульфидное оруденение.

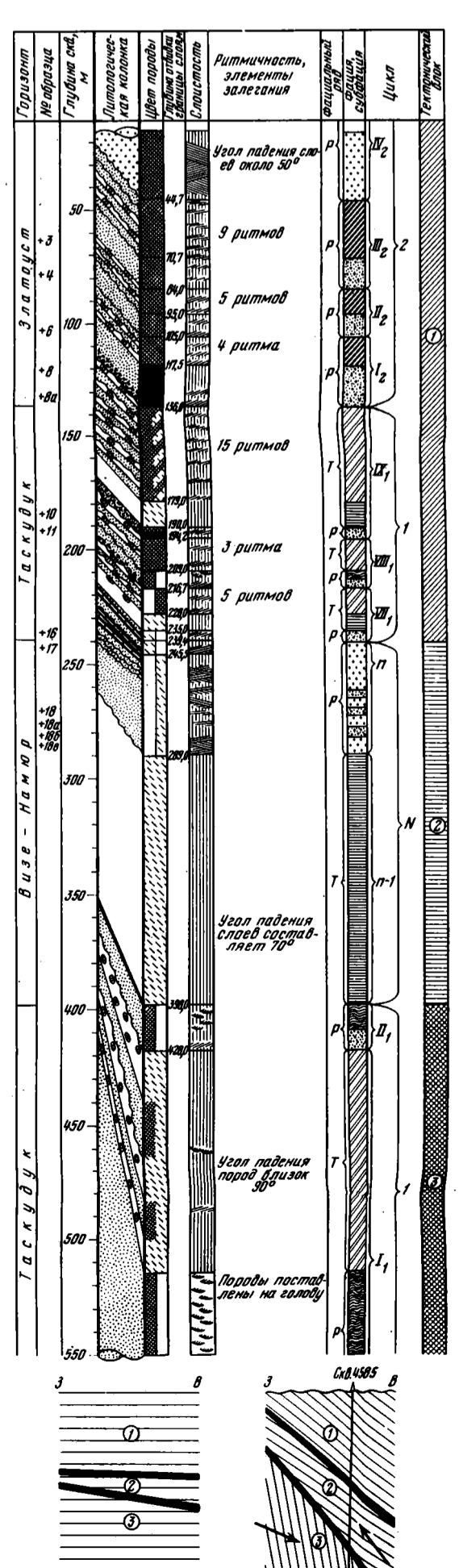


МАДЕЛСАЙСКАЯ СВИТА
 N7
 N6
 ИРЕСТО-9, N4
 ИРЕСТО-5, N5
 ИРЕСТО-8, N3
 ИРЕСТО-7, N2
 ИРЕСТО-6, N1
 ИРЕСТО-4, N2
 ИРЕСТО-3, N1
 ИРЕСТО-2, N2
 ИРЕСТО-1, N1

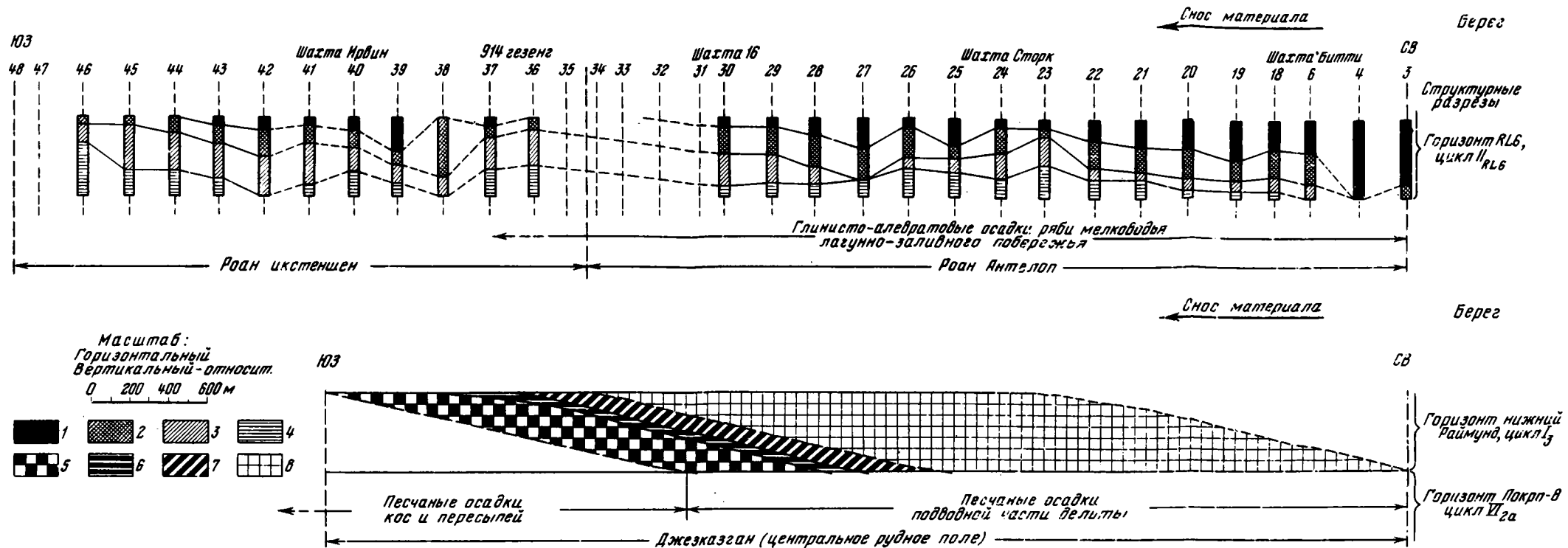




Фиг. 17. Литолого- и стратиграфический разрез нижней части подсвиты Западного борта Джекказганской впадины, скв. 4522 и 4585. Условные обозначения см. на фиг. 9 и 10.



Фиг. 18. Схема Дзеказганской впадины по разрезу скв. 4585. А, Б - этапы формирования структуры: А - нарушение из разрывов типа внутрислоистого скалывания в постседиментационный период; Б - характер движения тектонических блоков. Остальные условные обозначения см. на фиг. 9 и 10.



Фиг. 40. Зональное размещение медного сульфидного оруденения в залежах месторождений Роан-Антелоп и Джезказган. Составил И.П.Дружинин по материалам Браммера (Brammer, 1955) и Л.Ф. Наркелюна (1962).

1 - халькозин; 2 - борнит; 3 - халькопирит; 4 - пирит; 5 - зона халькозиновых руд, местами с незначительной примесью борнита; 6 - зона халькозин-борнитовых руд с различным соотношением борнита и халькозина и незначительной примесью халькопирита. Местами встре-

чаются богатые свинцовые руды, представленные галенитом в парагенезе с борнитом. На отдельных участках бетехтинитовое оруденение; 7 - зона халькозин-борнит-галенит-халькопиритовых руд, образующих в вертикальном разрезе следующую последовательность (снизу вверх); халькозин - борнит - халькопирит. Встречается пирит и сфалерит; 8 - зона галенит-халькопиритовых руд с пиритом, местами примесь борнита

2 р. 17 к.