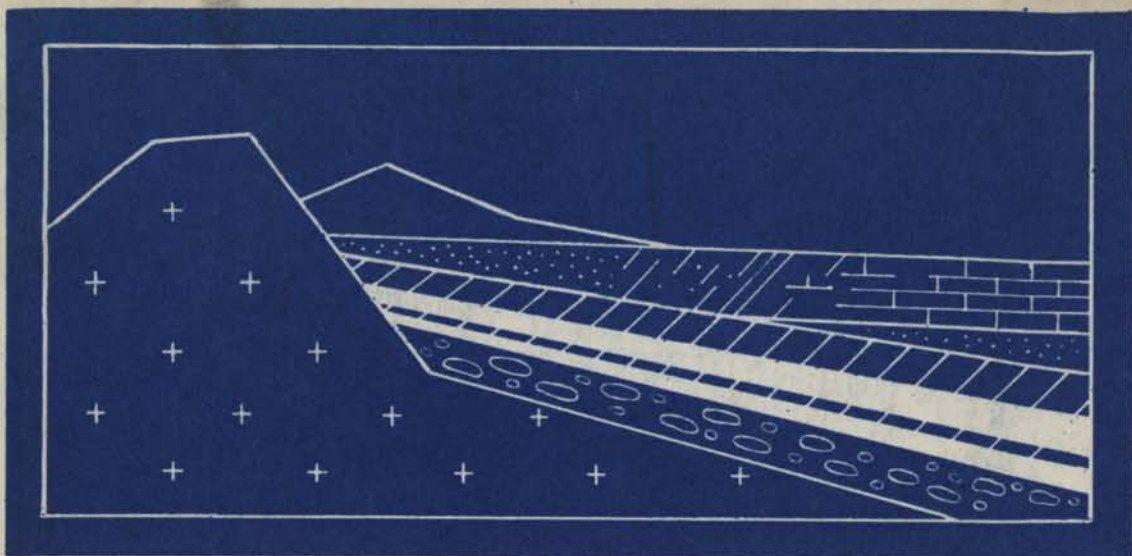




И. И. БЕБЕШЕВ

**ЛИТОЛОГИЯ
ЮРСКИХ
УГЛЕНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ГИССАРСКОГО
ХРЕБТА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. И. БЕБЕШЕВ

ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ
УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ГИССАРСКОГО ХРЕБТА
(ЮЖНЫХ И ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ)

Труды, вып. 293



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1976

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Banner of Labour Geological Institute

I. I. Bebeshev

**LITHOLOGY OF JURASSIC COAL-BEARING DEPOSITS
OF THE GHISSAR RIDGE
(SOUTHERN AND SOUTH-WESTERN BRANCHES)**

Transactions, vol. 293

Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта (южных и юго-западных отрогов). Бебешев И.И. М., "Наука", 1976 (Труды ГИН, вып. 293).

Работа посвящена изучению угленосной толщи, слагающей разрезы южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Среди угленосных отложений детально охарактеризованы комплексы различных по генезису осадков, имеющих как морское, так и континентальное происхождение. Установлены закономерности распределения глинистых и терригенных минералов в пределах изученного региона и их связь с основными источниками сноса, рассмотрены процессы преобразования глинистого вещества в зависимости от фациальной среды осадконакопления. Выявлены и прослежены в пространстве и во времени ряд закономерно построенных генетических комплексов осадков (мезоциклы), отражающие крупные этапы геологической истории региона, составлены палеогеографические карты, даны оценки перспектив поисков угля и россышей.

Табл. 12. Илл. 61. Библ. 157 назв.

Редакционная коллегия:

Академик *А.В.Пейве* (главный редактор),
В.Г.Гербова, А.В.Крашенинникова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор
П.П.Тимофеев

Editorial board:

Academician *A.V.Peive* (Editor-in-chief),
V.G.Gerbova, V.A.Krashennnikov, P.P.Timofeev

Responsible editor
P.P.Timofeev

ВВЕДЕНИЕ

Быстрое развитие геологической науки требует разработки новейших методик изучения терригенных пород для выяснения их генезиса, без которого не могут быть решены вопросы геологического развития того или иного района и размещения различного рода полезных ископаемых.

Одной из таких методик является фациально-циклический анализ, разработанный Ю.А. Жемчужниковым и его сотрудниками (1959–1960) на угленосных отложениях Донецкого бассейна и получивший в дальнейшем развитие в работах П.П. Тимофеева (1964, 1969, 1970б) в виде литолого-фациального и формационного анализа угленосных отложений. Литолого-фациальный метод позволяет с высокой степенью надежности установить генезис отдельных слоев, горизонтов, пачек, а потом всей толщи и реконструировать на этой основе палеогеографические особенности прошлых геологических эпох. Эта методика положена в основу наших исследований.

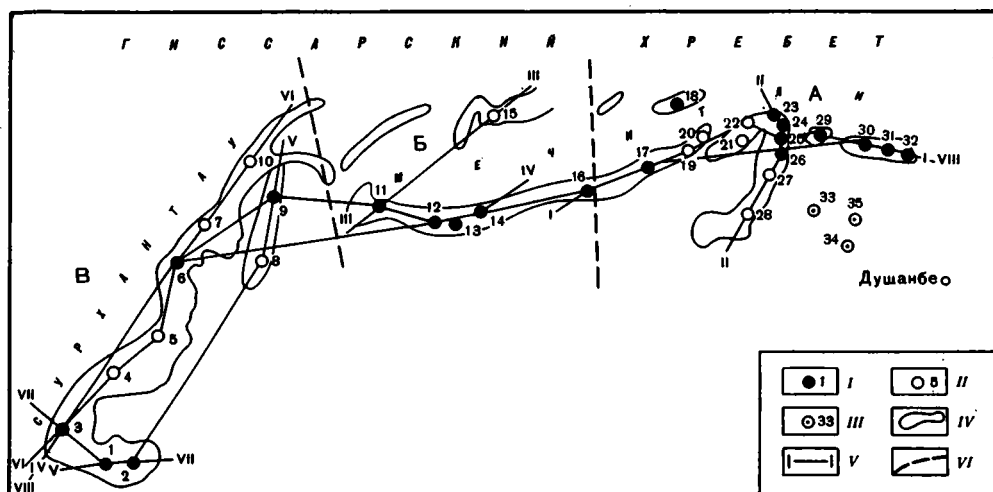
При выполнении настоящей работы перед автором были поставлены следующие задачи:

- 1) на основе детального литолого-фациального и минералого-петрографического анализов воссоздать фациальную природу ниже-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (фиг. 1) и на ее основе – палеогеографию изученного региона;
- 2) установить характер цикличности и особенности строения угленосной толщи в пределах изученного региона;
- 3) изучить вещественный состав юрских отложений с выделением терригенно-минеральных ассоциаций для выяснения областей сноса;
- 4) проследить процесс минералообразования в зависимости от фациальной среды осадков.

Работа проводилась с 1968 по 1971 г. и явилась частью общей темы "Угленосные формации и их эволюция в истории Земли", разрабатываемой в Лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР. Основным объектом изучения служили естественные обнажения ниже-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

В процессе изучения обнажения основное внимание обращалось на выделение по комплексу первичных признаков пород генетических типов отложений и фаций. Характер смены генетических типов отложений и фаций в разрезе был положен в основу выделения циклов и обстановок осадконакопления. Эти материалы были использованы при построении палеогеографических карт. Минералого-петрографическое изучение отложений включало описание шлифов (около 650), количественно-минералогический подсчет породообразующих компонентов, изучение минералов тяжелой и легкой фракций.

Основными методами изучения глинистых минералов служили рентген-дифрактометрия, электронная микроскопия, электронография, термография, инфракрасная спектроскопия и химический анализ. Эти исследования проводились в лабораториях ГИНА.



Фиг. 1. Расположение разрезов (обнажений) и скважин в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

I – разрезы (обнажения), описанные автором: 1 – Хауз, 2 – Фангарт, 3 – Курганча, 6 – Дибодом, 9 – Гуруд, 11 – Гулиоб, 12 – Шаргунь, 13 – Шаргунь-1, 14 – Оби-заранг, 16 – Ширкент, 17 – Ташкутан, 18 – Хакими, 23 – Суффа, 24 – Суффа-1, 25 – Варгандок, 26 – Варгандок-1, 29 – Ак-камар, 30 – Ханака, 31 – Лучоб, 32 – Лучоб-2; II – разрезы (обнажения), описанные другими авторами: 4 – Диболо, 5 – Ушор, 7 – Хар-как, 8 – Нилу, 10 – Чош (В.И. Троицким), 15 – Пошми-куна (Б.В. Полянским), 19 – Бедгун, 20 – Каратаг, 21 – Санг-миля, 22 – Фатруф, 27 – Тахт, 28 – Нейлю (Б.В. Полянским, А.Г. Косенковой); III – скважины, описанные сотрудниками Управления геологии ТаджССР; IV – контуры современного распространения юрских отложений; V – литолого-фациальные профили; VI – границы частей региона; части региона: А – восточная (центральная и восточная части Мечитли), Б – центральная (западная часть Мечитли), В – юго-западная (Сурхантау)

Работа выполнена под непосредственным руководством проф. П.П. Тимофеева, которому автор приносит искреннюю благодарность. Автор также выражает признательность Л.И. Боголюбовой, В.И. Копорулину, В.И. Муравьеву, В.В. Еремееву, Ф.А. Кирееву, Д.С. Туровскому, В.С. Лучникову, Б.В. Полянскому, В.Д. Шутову за консультации в процессе работы.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Полезные ископаемые (уголь, нефть, бокситы и др.) в юрских угленосных отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта с давних пор привлекали внимание исследователей. Однако территория этого региона до начала XX в. изучалась эпизодически, главным образом маршрутами. Собственно геологические исследования были начаты практически только в 1926 г. Историю геологического изучения этого региона следует разделить на три периода: первый — конец XIX в. — 1926 г., второй — 1926–1945 гг. и третий — от 1945 г. до настоящего времени.

Не ставя перед собой задачу дать исчерпывающее описание истории его геологического изучения, мы коснемся лишь тех основных работ, в которых рассматриваются вопросы литологии, вещественного состава и условий образования, а также стратиграфии, для разработки которой использовались особенности литологического строения юрских угленосных отложений.

Первый период (конец XIX в. — 1926 г.). Первые сведения о наличии юрских отложений в исследованном регионе получены И.В. Мушкетовым (1886) и Г.Д. Романовским (1878). И.В. Мушкетов отмечал широкое развитие мезокайнозойских отложений, сходных с подобными отложениями Ферганы, изученными им ранее. Он считал Байсунтау прекрасным примером дизъюнктивных гор, хотя наряду с этим отмечал оба крыла альпийской антиклинальной складки.

Г.Д. Романовский впервые обратил внимание на особенности палеогеографического развития Туркестанского края в целом. Он считал, что Западный Тянь-Шань, в том числе структуры Мечитли, Сурхантау и другие в юрский и триасовый периоды представляли собой сушу, южнее которой находился морской бассейн. По окраине суши располагались многочисленные заливы и лагуны. Г.Д. Романовский дает даже приблизительные границы распространения этой суши на основании распространения юрских и триасовых наземных растений. На западе эта граница, по его мнению, проходила вдоль западного берега Аральского моря и Южного Урала, на востоке границей этой огромной суши являлись хребты Боро-Хоро и Галкинский, а на юге она была ограничена Гиндукушем и Памиром.

Позднее В.Н. Вебер (1909) и П.О. Эдельштейн (1909) совершили геологические маршруты по юго-западному окончанию Гиссарского хребта. Однако отсутствие достаточного фактического материала не позволило им детально осветить геологию района. При этом они отметили наличие континентальных угленосных отложений с флорой нижней и средней юры. В.Н. Вебер констатировал наличие в юрских отложениях морских слоев.

Краткие сведения о юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта приведены А. Крафтом (Krafft, 1900). В геологическом очерке района он дал краткую характеристику пород юрского возраста, причем ошибочно указал на перерыв в осадконакоплении внутри юрской толщи.

В 1913 г. через данный регион по пути в Дарваз прошла немецкая экспедиция, в состав которой входил геолог Л. Клебельсберг. В своей работе "Введение к геологии Западного Туркестана", опубликованной в 1922 г., он дал

подробное описание маршрута через южные и юго-западные отроги Гиссарского хребта. Р. Клебельсберг рассматривал стратиграфию и тектонику региона. На основании лишь единственного отпечатка, найденного среди мезо-кайнозойских отложений, он ошибочно отнес всю континентальную юру к рэту, а покрывающие известняки считал среднеюрскими. Мощность этой серии, по Р. Клебельсбергу, достигает 200–300 м. Остальной комплекс мезо-кайнозойских отложений Р. Клебельсберг (Klebensberg, 1922) отнес к верхнему мелу – эоцену.

Значительно более подробно, чем предыдущие исследователи, мезо-кайнозойские отложения изучил в 1912 г. С.Н. Михайловский (1914). Он предложил сравнительно дробную для того времени стратиграфическую схему юрских отложений, которые им подразделяются на три свиты (снизу вверх по разрезу): 1) серые песчаники со слоями каменного угля, 2) темные известняки с морской фауной, 3) белые и розовые гипсы. Возраст первой свиты он определил как рэт-юрский, а возраст второй и третьей свит из-за отсутствия палеонтологических данных обосновать ему не удалось. Первый этап геологических исследований завершается рекогносцировочным маршрутом, проведенным А.Д. Архангельским (1917). Им была предложена аналогичная стратиграфическая схема, в основу которой были положены также изменения литологического состава пород.

Таким образом, первый период характеризовался в основном маршрутными исследованиями. Собранные материалы содержали отдельные разрозненные сведения и не могли дать сколько-нибудь цельного представления о юрских отложениях региона. Этот период положил начало первым стратиграфическим схемам; в это же время были получены и первые сведения о литологическом составе юрских пород, в том числе и о наличии пластов в основании мезозойских отложений.

Второй период (1926–1945 гг.). С этого периода начинается систематическое изучение юрских отложений и связанных с ними полезных ископаемых. В данном регионе работали М.С. Швецов (1927), Н.А. Кудрявцев (1932), В.А. Вахрамеев, А.В. Пейве и Н.П. Херасков (1936), В.И. Дронов (1958) и многие другие. Эти работы более или менее освещают все стороны геологического строения Гиссарского хребта и прилегающих районов.

В 1926 г. изучением морских отложений южных склонов Гиссарского хребта занимался М.С. Швецов (1927), который подразделил их на две свиты: нижнюю угленосную песчано-сланцевую ранне-среднеюрского возраста и верхнюю известковистую с прослоями мергелей и глин позднеюрского возраста. В 1927 г. в связи с поисками нефти Н.А. Кудрявцев (1932) провел детальную съемку участка между реками Ханак и Каратаг в районе Душанбе. Работа Н.А. Кудрявцева не внесла изменений в схему расчленения юрских отложений, но он отметил повсеместное несогласие залегания юрских отложений на более древних образованиях.

В 1931–1932 гг. на южных склонах Гиссарского хребта (Ташкутан, Хакими, Суффа, Ак-камар) с целью изучения угленосности работал 68-й отряд геологопоисковой экспедиции, возглавляемой С.И. Левицким (1935). Им были выделены отложения континентального лейаса, морского байоса, лагунно-континентального байос-бата. С 1926 по 1937 г. в пределах изученного нами региона работал П.К. Чихачев (1931, 1934, 1937). Наряду с общим геологическим строением он рассматривает тектонику региона.

В 1936 г. В.А. Вахрамеев, А.В. Пейве и Н.П. Херасков опубликовали результаты своих исследований. В этой монографии, не устаревшей и поныне, авторы обобщили огромный фактический материал и дали достаточно дробную стратиграфическую схему расчленения мезозоя. Юрские отложения, в отличие от предыдущих исследователей, ими подразделяются на четыре свиты: 1) нижнюю континентальную свиту лейаса, 2) морскую свиту байоса, 3) верхнюю континентальную – лагунную свиту верхнего байоса – бата, 4) морскую свиту верхнего бата – нижнего келловея.

Наряду с решением основных стратиграфических вопросов В.А. Вахрамеев, А.В. Пейве и И.П. Херасков большое внимание уделяли изучению вещественного

состава юры и наметили основные черты палеогеографии юрского времени. Ими были выделены фации: а) угленосная континентальная, б) лагунная, в) лагунно-прибрежная, г) мелководная терригенная, д) однородных известняков. Авторами впервые выделены три фациально обособленные области для юрских отложений горного обрамления Таджикской депрессии: 1) южные районы юго-западных отрогов Гиссарского хребта, 2) территория Яккабакских гор, 3) южные склоны Гиссарского хребта и Дарваза.

С 1936 г. изучением морской флоры описываемой территории начинает заниматься М.И. Брик (1936). Она посвятила этой цели многие годы, и ей принадлежит огромная заслуга в разработке современной схемы расчленения континентальной юры Средней Азии, в выделении растительных ассоциаций, изучении климатических условий мезозоя и т.п.

И.Е. Губин (1937), обобщая наблюдения 1934–1936 гг., несколько уточняет стратиграфическую схему юрских отложений В.А. Вахрамеева, А.В. Пейве, Н.П. Хераскова. Он дает стратиграфическим свитам местные названия, выделяя гурудскую, дегибодамскую и переходную свиты. Основанием для такого расчленения послужило изменение литологического состава пород как по разрезам, так и на площади. И.Е. Губин отмечает наличие лейасовой возвышенности в периклинальной части структуры Сурхантау.

В 1937–1938 гг. П.А. Шехтман проводит разведку угольного месторождения Ташкутан. Он впервые отмечает наличие внутриформационных размывов внутри континентальной юры, придавая им региональное значение (Шехтман, 1939). В более поздней работе автор (Шехтман, 1941) строит мелкомасштабные палеогеографические карты, выделяя фации: морские, лагунно-морские песчанистые, лагунно-морские углеродистые, лагунно-континентальные углеродистые, лагунно-континентальные соляные. Работа П.А. Шехтмана сыграла большую роль в познании геологии юры исследуемого региона.

Таким образом, в этот период дана оценка угленосности разрезов и выявлен характер литолого-петрографического состава пород. Детальное литолого-фациальное исследование вмещающих пород и самих углей не проводилось.

Третий период (1945 г. – настоящее время). В этот период происходит планомерное изучение юрской угленосной толщи с целью поисков и разведки угля, нефти и других полезных ископаемых. В процессе детальной геологической съемки уточнялись представления о распределении юрских отложений, об их угленосности, о литологическом и фациальном составе, характере и особенностях флоры и фауны, об условиях их образования.

Юрские отложения изучались Е.А. Репман сначала в связи с угленосностью (1939–1945 гг.), а позднее – с бокситоносностью (1947–1949 гг.). За этот период ею был изучен ряд месторождений угля. На основании собранного фактического материала для юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта, включая северные разрезы структуры Сурхантау (разрезы Курганча Хауз, Фангарт), Е.А. Репман устанавливает рэт-лейас, лейас, байос-бат, бат, бат-келловей. Для северных разрезов она предлагает более обобщенную стратиграфическую схему, где выделяет только песчано-сланцевую толщу лейас-доггера. Большое внимание Е.А. Репман уделила анализу истории геологического развития, что иллюстрируется схематическими палеогеографическими картами для верхнего лейаса, байоса, бат-келловей. На них выделяются области эрозии и частичной аккумуляции, распространения аллювиальных отложений, области развития морских осадков, при этом области эрозии совпадают с районами современных антиклинальных структур. Работы Е.А. Репман являются наиболее полными и детальными в области стратиграфии, но весьма схематичными в отношении палеогеографии.

С 1945–1949 гг. изучением юрских отложений региона занимались Г.С. Чикризов и Х.В. Рыскина. Ими была предложена стратиграфическая схема, основанная на различиях литологического состава пород. В дальнейшем эта схема не получила практического решения. В 1946 г. выходит работа Г.С. Чикризова "Палеогеография угленосных толщ юры Сурхан-Дарьинской депрессии", в которой палеогеографическая обстановка юрского периода представляется ав-

тору в следующем виде. Вдоль южного борта структуры Мечитли проходила река; в районе гор Сурхантау она поворачивала к югу. Наиболее мелкий обломочный материал накапливался в районе гор Кугитангтау, где располагалась наиболее пониженная и прогибавшаяся часть. Вблизи осевой зоны отложения представлены грубообломочными породами. Однако, признавая длительное существование области эрозии в осевой зоне Гиссарского хребта, Г.С. Чикризов отрицает существование мелких возвышенностей в доюрском рельефе, не совпадавших с современными антиклинальными структурами.

В 1941–1947 гг. С.К. Овчинников (1946) проводил геологические исследования, для которых он использовал стратиграфическую схему юры, предложенную С.И. Левицким (1935).

В 1947–1950 гг. Е.А. Ретман и Т.А. Сикстель (Сикстель, 1947 г., 1955) на основании изучения ископаемых пеллеципод и крупных растительных остатков установили верхний лейас, байос, бат. Ими были выделены области континентального и морского осадконакопления, даны первые палеогеографические карты территории Гиссарского хребта для юрского периода.

На основании общности фауны была установлена связь территории Гиссара с морем Тетис. Изучением вещественного состава углей занималась Ю.М. Кузичкина (1961). Наряду с петрохимическим описанием углей она делает выводы о генетических типах и условиях накопления древних торфяников.

С 1955 г. в связи с высокими перспективами нефтегазоносности и угленосности начаты специальные работы по изучению всего комплекса юрских пород. К.А. Сотириади и С.И. Нуртаев впервые занимаются литологическими исследованиями юрских отложений, применяя метод ритмостратиграфического анализа; они расчленили терригенную толщу на ритмотолщи и ритмоподсвиты. С 1954 г. на территории исследуемого региона детальные палеогеографические работы проводят Ю.В. Станикевич (1954, 1959; Станикевич, Троицкий, 1962 а,б) и В.И. Троицкий (1961, 1962). В.И. Троицкий (1967) среди юрских отложений выделяет пролювиальные, делювиальные, аллювиальные, пойменные, болотные фации мелководной и прибрежной части моря. Он проводит детальное литологическое описание этих фаций и показывает их распространение в разрезе и на площади, дает палеогеографические схемы для ранней юры, байос-бата, бата и раннего келловоя. Монография В.И. Троицкого явилась крупным вкладом в познание литологии, вещественного состава и условий образования юрских отложений.

В 1958–1962 гг. в восточной части изученного региона литолого-фациальными исследованиями занимался Б.В. Полянский (1961а,б, 1962а,б). Изучая юрский комплекс отложений в основном с точки зрения их угленосности, основное внимание он уделил терригенной части юрской формации. Им были построены структурно-тектоническая и три фациально-палеогеографические карты.

Одновременно с исследованиями Б.В. Полянского изучением споро-пыльцы и флоры юрских отложений занималась и до сих пор продолжает заниматься А.Г. Косенкова.

С 1962 г. по настоящее время изучением юрских отложений занимается Таджикское отделение ВНИГНИ. В частности, В.С. Лучниковым и др. описаны многочисленные разрезы, построены схематические литолого-фациальные карты и профили, главным образом с целью выяснения характера битуминозности отложений и перспектив их нефтегазоносности для закрытых районов Таджикской депрессии.

Наиболее детальная схема расчленения юрских угленосных отложений представлена в "Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии" (1970). В этой схеме на основании определения флоры, фауны, спор, пыльцы и литологического состава пород дается ярусное расчленение, выделяются отложения лейаса, аалена, байоса и бата. Граница между ярусами, как правило, проводится в основании мощных песчаных горизонтов, характеризующих региональные эрозионные размывы.

Таким образом, в результате многолетних исследований в южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта были установлены области распространения юрских отложений, характер заключенной в них флоры, их литологический и минералогический состав, дана оценка угленосности, выявлены общие условия накопления осадков, составлены схематические и палеогеографические карты. Однако многие вопросы, такие, как детальный фациальный состав отложений, закономерности изменения этого состава, условия и типы угленакопления, особенности формирования минерального состава пород и некоторые другие остались еще недостаточно выясненными.

В 1967 г. П.П. Тимофеевым, А.Л. Юревичем и Л.И. Боголюбовой (ГИН) были начаты детальные литолого-фациальные исследования юрских отложений Средней Азии, в том числе Таджикской депрессии и прилегающих к ней горных сооружений. С 1968 г. в этих исследованиях принимает участие и автор настоящей работы, изучавший ниже- и среднеюрские угленосные отложения.

тору в следующем виде. Вдоль южного борта структуры Мечитли проходила река; в районе гор Сурхантау она поворачивала к югу. Наиболее мелкий обломочный материал накапливался в районе гор Кугитангтау, где располагалась наиболее пониженная и прогибавшаяся часть. Вблизи осевой зоны отложения представлены грубообломочными породами. Однако, признавая длительное существование области эрозии в осевой зоне Гиссарского хребта, Г.С. Чикризов отрицает существование мелких возвышенностей в доюрском рельефе, не совпадавших с современными антиклинальными структурами.

В 1941–1947 гг. С.К. Овчинников (1946) проводил геологические исследования, для которых он использовал стратиграфическую схему юры, предложенную С.И. Левицким (1935).

В 1947–1950 гг. Е.А. Ретман и Т.А. Сикстель (Сикстель, 1947 г., 1955) на основании изучения ископаемых пеллеципод и крупных растительных остатков установили верхний лейас, байос, бат. Ими были выделены области континентального и морского осадконакопления, даны первые палеогеографические карты территории Гиссарского хребта для юрского периода.

На основании общности фауны была установлена связь территории Гиссара с морем Тетис. Изучением вещественного состава углей занималась Ю.М. Кузичкина (1961). Наряду с петрохимическим описанием углей она делает выводы о генетических типах и условиях накопления древних торфяников.

С 1955 г. в связи с высокими перспективами нефтегазоносности и угленосности начаты специальные работы по изучению всего комплекса юрских пород. К.А. Сотириади и С.И. Нуртаев впервые занимаются литологическими исследованиями юрских отложений, применяя метод ритмостратиграфического анализа; они расчленили терригенную толщу на ритмотолщи и ритмоподсвиты. С 1954 г. на территории исследуемого региона детальные палеогеографические работы проводят Ю.В. Станикевич (1954, 1959; Станикевич, Троицкий, 1962 а,б) и В.И. Троицкий (1961, 1962). В.И. Троицкий (1967) среди юрских отложений выделяет пролювиальные, делювиальные, аллювиальные, пойменные, болотные фации мелководной и прибрежной части моря. Он проводит детальное литологическое описание этих фаций и показывает их распространение в разрезе и на площади, дает палеогеографические схемы для ранней юры, байос–бата, бата и раннего келловоя. Монография В.И. Троицкого явилась крупным вкладом в познание литологии, вещественного состава и условий образования юрских отложений.

В 1958–1962 гг. в восточной части изученного региона литолого–фациальными исследованиями занимался Б.В. Полянский (1961а,б, 1962а,б). Изучая юрский комплекс отложений в основном с точки зрения их угленосности, основное внимание он уделил терригенной части юрской формации. Им были построены структурно–тектоническая и три фациально–палеогеографические карты.

Одновременно с исследованиями Б.В. Полянского изучением споро–пыльцы и флоры юрских отложений занималась и до сих пор продолжает заниматься А.Г. Косенкова.

С 1962 г. по настоящее время изучением юрских отложений занимается Таджикское отделение ВНИГНИ. В частности, В.С. Лучниковым и др. описаны многочисленные разрезы, построены схематические литолого–фациальные карты и профили, главным образом с целью выяснения характера битуминозности отложений и перспектив их нефтегазоносности для закрытых районов Таджикской депрессии.

Наиболее детальная схема расчленения юрских угленосных отложений представлена в "Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии" (1970). В этой схеме на основании определения флоры, фауны, спор, пыльцы и литологического состава пород дается ярусное расчленение, выделяются отложения лейаса, аалена, байоса и бата. Граница между ярусами, как правило, проводится в основании мощных песчаных горизонтов, характеризующих региональные эрозионные размывы.

Таким образом, в результате многолетних исследований в южных и юго-западных отрогах Гиссарского хребта были установлены области распространения юрских отложений, характер заключенной в них флоры, их литологический и минералогический состав, дана оценка угленосности, выявлены общие условия накопления осадков, составлены схематические и палеогеографические карты. Однако многие вопросы, такие, как детальный фациальный состав отложений, закономерности изменения этого состава, условия и типы угленакопления, особенности формирования минерального состава пород и некоторые другие остались еще недостаточно выясненными.

В 1967 г. П.П. Тимофеевым, А.Л. Юревичем и Л.И. Боголюбовой (ГИН) были начаты детальные литолого-фациальные исследования юрских отложений Средней Азии, в том числе Таджикской депрессии и прилегающих к ней горных сооружений. С 1968 г. в этих исследованиях принимает участие и автор настоящей работы, изучавший ниже- и среднеюрские угленосные отложения.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

В геологическом строении южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта принимают участие породы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, а также четвертичные отложения. В нашу задачу не входит рассмотрение стратиграфии отложений, подстилающих и покрывающих юрскую угленосную толщу. Она с разной степенью детальности рассматривается в работах А.Д. Архангельского (1917), Е.С. Балагуровой и др. (1963, 1964), Р.Б. Баратова (1964, 1966), М.И. Брик (1933, 1935, 1936), Е.П. Брунс (1948), И.Е. Губина (1937), В.А. Захаревича (1939), С.А. Захарова (1958, 1962), Л.П. Коннова (1957), М.М. Кухтикова (1962, 1963), Н.А. Кудрявцева (1932), С.И. Левицкого (1935), Н.П. Луппова (1938), Д.В. Наливкина (1926, 1928, 1930, 1932, 1933), С.К. Овчинникова (1946, 1958), Е.А. Репман (1941), Т.А. Сикстель (1954, 1955), Ю.В. Станкевич (1954, 1959), Т.А. Тарасенко (1959а,б), Г.С. Чикрызова (1953), П.П. Чуенко (1931, 1937), П.А. Шехтман (1941) и многих других геологов. В наиболее полном и совершенном виде стратиграфия приводится в сводной работе "Геология СССР" (1959) и в материалах Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии. Поэтому она будет изложена весьма кратко и схематично. Стратиграфия же ниже- и среднеюрских отложений освещается нами более подробно.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения докембрия известны лишь на юго-западе региона в верховьях р. Хандиза. Они представлены мигматитами, очковыми гнейсами, парагнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность отложений 3500-4000 м. Докембрийский возраст этих пород определен условно.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ, МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеозойские отложения в пределах изученного региона представлены нерасчлененными образованиями верхнего силура - среднего девона, карбона и перми, мезозойские - триаса, юры, мела, кайнозойские - палеогена и неогена.

Верхнесилурийские - среднедевонские отложения обнажаются в верховьях рек Чош, Шатрут, Обизаранг, Гулиоб и Кундаджуаз. В виде узкой полосы широтного направления они протягиваются на расстоянии около 25 км при ширине 3 км и представлены мощной толщей метаморфизованных известняков, темно-серых, зеленоватых кварц-серицитовых и филлитовых сланцев. Мощность отложений около 2500 м.

Отложения карбона залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на горизонтах более древних пород и представлены всеми тремя отделами. По литологическому составу среди осадков карбона выделяется пять свит, из которых две относятся к нижнему карбону, две - к среднему и одна - к верхнему.

Нижний карбон. Среди образований нижнего отдела выделяются зойская и вахшиворская свиты.

Зойская свита развита в бассейне рек Вахшивор, Кундаджауз, Оби-заранг. В нижней части она сложена континентальными терригенными образованиями с базальными конгломератами в основании. Выше залегают вулканогенные породы кислого, основного и среднего состава. Мощность свиты колеблется от 50 до 330 м.

Вахшиворская свита выделена впервые Ф.Р. Бенш (1965). Отложения свиты в пределах изученного региона имеют широкое распространение. Они обнажаются в бассейне рек Туполанг, Оби-заранг, Ширкент, Ханака и Варзоб. Ее отложения залегают трансгрессивно на метаморфических породах зойской свиты и представлены базальными конгломератами, гравелитами, песчаниками, а также вулканогенными образованиями, сложенными переслаивающимися пепловыми туфами, альбитофирами с прослоями известняков. Мощность свиты колеблется от 900 до 2400 м.

Средний карбон. Отложения среднего карбона в пределах рассматриваемого региона представлены двумя свитами: суффимской и сагардакской.

Суффимская свита сложена вулканогенно-осадочными образованиями: аргиллитами, известняками, туфитами, туфами и андезитовыми порфиритами. Мощность свиты 800–1000 м.

Сагардакская свита представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными им туфами и линзами конгломератов, гравелитов и известняков. Отложения свиты развиты в верховьях рек Каратаг, Ханака. Мощность ее 2000–2200 м.

Верхний карбон. Отложения верхнего отдела представлены осадками аляпской свиты. Она сложена переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками. Мощность свиты около 1000 м.

Пермские отложения расчленяются на нижний и верхний отделы.

Нижняя пермь. Осадки нижней перми обнажаются в бассейнах рек Каратаг, Ханака, Лучоб. Ширкент и подразделяются на четыре толщи.

Нижняя сложена конгломератами, туфами и песчаниками; вторая образована фельзитовыми туфолавами, туфами и фельзитами; в строении третьей толщи участвуют дацитовые порфиры, туфиты и туфолавы; четвертая, верхняя толща, представлена липаритовыми порфирами, их туфами и туфолавами. Мощность нижней перми около 1000 м.

Верхняя пермь. К верхней перми относится ханакинская свита, которая впервые была выделена М.С. Швецовым в бассейне р. Ханака. Ее отложения представлены в основном продуктами разрушения карбоновых и частично нижнепермских осадков. В нижней части свита сложена брекчиями, сланцами и эффузивными породами. В верхней части она представлена толщей переслаивания известняков, аргиллитов и гравелитов. Возраст ханакинской свиты иногда определяется как верхняя пермь – нижний триас. Мощность отложений верхней перми 800–1200 м.

Триасовые отложения в пределах изученного региона имеют спорадическое распространение. Они залегают с угловым несогласием на различных горизонтах более древних пород и представлены красноцветными бокситоносными отложениями, сложенными песчаниками, глинами, реже конгломератами и гравелитами. Местами встречаются сиалиты, аллиты и приуроченные к ним бокситы. Мощность триасовых отложений 1–10 м.

Юрские отложения представлены тремя отделами. Более подробно рассматривается стратиграфия только нижне- и среднеюрских угленосных осадков с учетом данных, полученных автором в процессе их детального литолого-фациального изучения. Как видно из табл. 1, до настоящего времени существуют многочисленные схемы расчленения юрской угленосной толщи исследованного региона. В качестве рабочей схемы нами принята схема расчленения, предложенная в "Объяснительной записке..." (1970). Она основана на детальном изучении споро-пыльцевых комплексов, флоры, отпечатков фауны, литологического состава пород и позволяет сопоставить отдельные интервалы угленосной

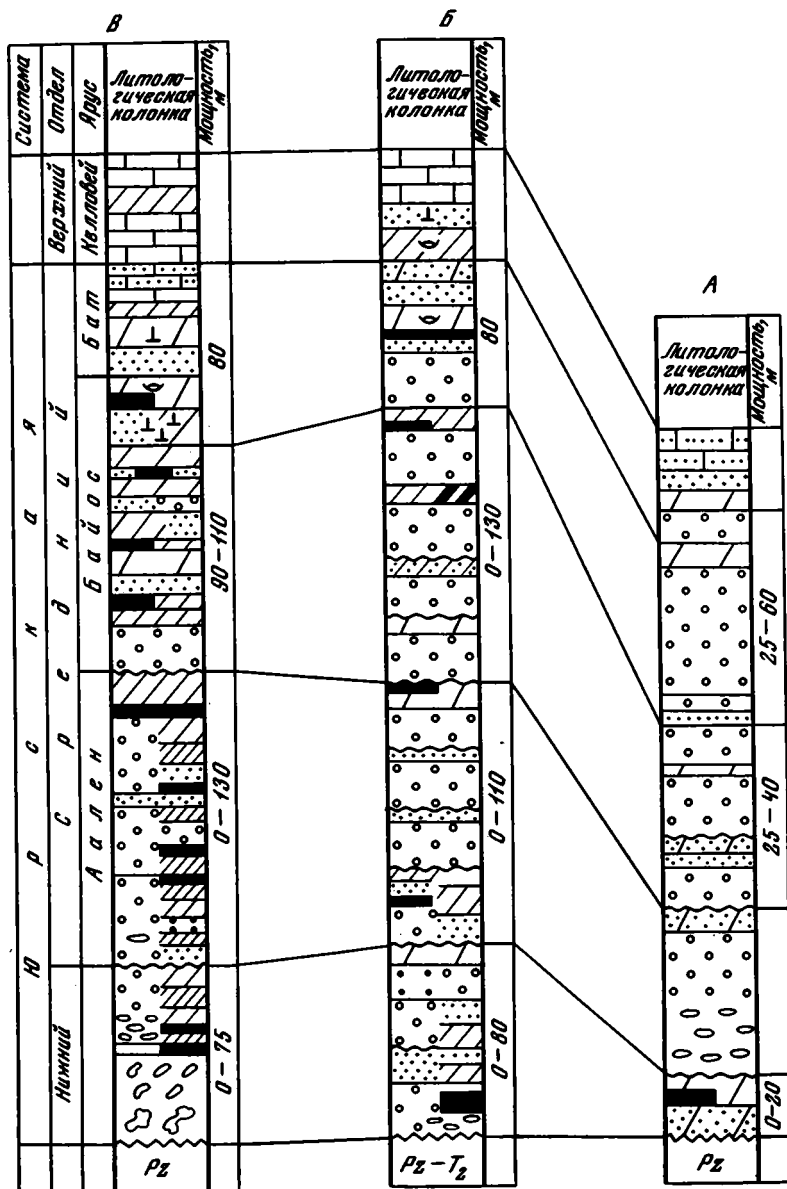
толщи по всему исследованному региону. Согласно этой схеме в пределах угленосной толщи выделяются образования нижней, средней и верхней юры.

Нижняя юра. Отложения нижней юры залегают с эрозийным размывом на различных горизонтах палеозойских и нижнемезозойских пород (фиг. 2). Нижние горизонты ее неустойчивы и часто на площади выклиниваются за счет неровностей доюрского рельефа. На Шаамбары-Сангмилинском и Комсомольском палеоподнятиях доюрского рельефа, а также на Ширкентском выступе палеозойского фундамента нижнеюрские осадки отсутствуют совсем. На востоке региона (центральная и восточная части Мечитли) нижняя юра разрезов Ханака, Ак-камар, Варгандок, Варгандок-1, Ташкутан, Суффа, Суффа-1 представлена исключительно осадками озерно-болотного и болотного генезиса: аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми аргиллитами и углями. Исключение составляют разрезы Лучоб и Лучоб-2, где нижняя юра сложена преимущественно конгломератами горного аллювия. Часто среди озерно-болотных отложений наблюдаются линзовидные прослои разнозернистых гравелитов. Нижняя юра разреза Пошми-куна в западной части Мечитли представлена преимущественно русловыми конгломератами и гравелитами; песчаники имеют подчиненное значение. Южнее, в разрезах Шаргунь и Гулиоб центральной части региона (западная часть Мечитли) отложения нижней юры имеют исключительно озерно-болотный и озерный генезис и состоят из алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Нижняя юра разрезов Дибодом, Хар-как юго-западной части региона (структура Сурхантау) сложена исключительно грубо-обломочными конгломератами, разнозернистыми гравелитами с отдельными валунами. В разрезах Гуруд и Нилу нижняя юра представлена преимущественно озерно-болотными и озерными осадками: аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми аргиллитами и углями. На крайнем юго-западе Сурхантау в разрезах Хауз, Фангарт, Курганча, Ушор, Диболо осадки нижней юры отсутствуют за счет существовавшего доюрского одноименного палеоподнятия. Мощность нижней юры на востоке региона 10–25 м, в центральной части – 0–80 м, а на юго-западе – 0–70 м.

Средняя юра. Отложения средней юры развиты более широко, поскольку на их распространении почти не сказывался доюрский рельеф. Они представлены осадками аалена, байоса, бата (см. фиг. 2).

Отложения аалена залегают с размывом на осадках лейаса. Во всех разрезах восточной части региона (центральная и восточная части Мечитли) они сложены исключительно грубозернистыми породами: конгломератами, гравелитами и песчаниками аллювиального генезиса. Отложения аалена разрезов центральной части региона – Пошми-куна, Шаргунь и Гулиоб – и северные разрезы юго-западной части региона – Дибодом и Хар-как – сложены разнозернистыми гравелитами и песчаниками с примесью мелкогалечникового материала, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На Шаамбары-Сангмилинском, Сурхантауском палеоподнятиях доюрского рельефа, а также на Чош-Харкакском и Ширкентском выступах палеозойского фундамента осадки аалена отсутствуют. Мощность аалена на востоке составляет 20–40 м, в центральной части региона она колеблется от 0 до 110 м, на юго-западе увеличивается до 130 м.

Отложения байоса в разрезах восточной части региона сложены преимущественно грубозернистыми породами – конгломератами, гравелитами и песчаниками. Осадки байоса центральной части региона – в разрезах Пошми-куна, Шаргунь, Гулиоб – представлены в основном песчаниками и разнозернистыми гравелитами; алевролиты и глины имеют подчиненное значение. Аналогичное строение байос имеет в разрезах Хар-как в структуре Сурхантау. В разрезах Дибодом, Нилу, Гуруд байос представлен в основном озерно-болотными и болотными отложениями: алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями. Гравелиты имеют подчиненное значение: они развиты лишь в самых нижних горизонтах байосовых отложений. Разрез байоса на крайнем юго-западе Сурхантау подразделяется на две пачки: нижнюю – континентальную и верхнюю – прибрежно-морскую. Первая представлена гравелитами мелкозернистыми, песчаниками, аргиллитами, алевролитами и углями. Верхняя часть разреза сло-



Фиг.2. Схема стратиграфического расчленения угленосных отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Части региона: А - восточная (центральная и восточная части Мечитли); Б - центральная (западная часть Мечитли); В - юго-западная (Сурхантау)

Условные обозначения см. на фиг. 11

жена карбонатизированными песчаниками, аргиллитами, песчанистыми известняками морского генезиса. Мощность отложений байоса на востоке региона колеблется от 20 до 45 м, в центральной части - от 0 до 130 м, а на юго-западе она составляет 110 м.

Отложения бата восточной части региона состоят исключительно из грубо-зернистых пород: гравелитов, в основном мелкозернистых, с линзовидными прослоями песчаников, и алевролитов. На Шаамбары-Сангмиллинском палеоподнятии доюрского рельефа эти отложения отсутствуют. В центральной части региона - в разрезах Ширкент, Оби-заранг - нижние и средние горизонты отсут-

ствуют за счет существовавшего Ширкентского выступа палеозойского фундамента. Верхняя часть в этих разрезах сложена гравелитами мелкозернистыми, песчаниками и алевролитами. В разрезе Пошми-куна осадки бата представлены разнозернистыми гравелитами и песчаниками, а в разрезах Шаргунь и Гулиоб они имеют двучленное строение. Нижняя часть сложена в основном мелкозернистыми гравелитами и песчаниками руслового генезиса, верхняя – озерными и озерно-болотными осадками. Отложения бата разрезов Дибодом, Хар-как, Нилю, Гуруд, структуры Сурхангау в нижней части представлены континентальными осадками – песчаниками, алевролитами, аргиллитами озерного и озерно-болотного генезиса; в средней и верхней частях преимущественно развиты осадки прибрежно-морского генезиса. Разрезы Курганча, Хауз, Фангарт, Ушор, Диболо сложены исключительно прибрежно-морскими и морскими осадками: алевролитами, песчаниками карбонатизированными, аргиллитами, песчанистыми известняками и известняками. Мощность бата на востоке региона составляет около 60 м, в центральной и юго-западной частях – 80–90 м.

Общая мощность отложений ниже- и среднеюрской угленосной толщи на востоке колеблется от 90 до 140 м, в центральной и юго-западной частях региона она увеличивается до 250–300 м.

Верхняя юра. Отложения верхней юры представлены осадками келловей-оксфорда и киммеридж-титона.

Отложения келловей-оксфорда (гиссарская свита) наиболее распространены в пределах юго-западной части региона. Они сложены плотными известняками с незначительными прослоями мергелей и глин. В северо-восточном направлении наблюдается уменьшение мощности известняков и появление среди них линз конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность свиты изменяется от 250–300 м на юго-западе до 50–200 м на востоке региона.

Киммеридж-титонские отложения (гаурдакская свита) впервые были выделены С.Н. Михайловским (1914) под названием свиты белых и розовых гипсов, которая позднее получила название "соляно-гипсовой" (Вахрамеев и др., 1936). Несколько ранее В.П. Мирошниченко (1933) ввел ее в литературу под названием гаурдакской свиты. Нижняя половина представлена переслаиванием гипсов с известняками, а верхняя – гипсами с редкими прослоями красноцветных алевролитов и глин. Мощность отложений изменяется от 250 м на юго-западе до 25–30 м на востоке региона.

Меловые отложения представлены осадками нижнего и верхнего отдела.

Нижний мел. Образования нижнего мела сложены осадками валанжина – нижнего готерива, верхнего готерива – апта и альба. В пределах каждого ярусного подразделения выделяется ряд свит, имеющих местные названия (Вахрамеев и др., 1936; Симаков, 1952).

Отложения валанжина – нижнего готерива в основании представлены мощной пачкой красных глин, отчетливо прослеживающейся на всей площади изученного региона. В пределах этой глинистой пачки наблюдаются линзовидные прослои и линзы белого гипса. Мощность пачки изменяется от 44 до 108 м. Выше залегает пачка красных разнозернистых песчаников с пластами мелкозернистых алевролитов и глин, мощностью 118 м. Они переслаиваются кирпично-красными глинами с прослоями гипсов, известняков и песчаников, мощностью 66–116 м. Венчается разрез толщей темно-красных песчанистых глин с тонкими прослоями красного и голубоватого алевролита и песчаниками. Мощность толщи 30–125 м. Общая мощность валанжин-нижнеготеривских отложений колеблется от 270 до 500 м.

Верхний готерив-аптские отложения в основании сложены пачкой красных глин, переслаивающихся зеленовато-серыми глинами и гипсами. Мощность пачки 18–34 м. Выше залегает толща, образованная преимущественно глинами с прослоями известняков – ракушняков и мергелей. Разрез заканчивается пачкой песчаников с прослоями серых глин. Мощность верхнеготерив-аптских отложений 120–175 м.

Альбские отложения в нижней части представлены мелкозернистыми песчаниками с прослоями серых глин. Выше залегает пачка конгломератов

и песчаников. Верхняя часть разреза сложена пачкой серых глин с прослоями известняков и песчаников. Мощность альба 127–286 м. Общая мощность нижнего мела – 593–896 м.

Верхний мел. В строении верхнего мела принимают участие отложения сеноманского, туронского, сенонского и датского ярусов. Сеноманские осадки представлены плотными известняками, белыми мергелями, зеленовато-серыми, серыми глинами с прослоями песчаников, красных глин и гипсов (204–306 м). Туронские отложения состоят из зеленовато-серых глин, мергелей, известняков с прослоями гипса (288–400 м). Сенонские образования представлены переслаиванием мергелей со светло-серыми мергелистыми глинами с очень редкими прослоями песчаников и плотных известняков (403–605 м). Датские осадки сложены переслаивающимися песчаниками. В нижней части наблюдаются тонкие прослои известняков-ракушечников (130–344 м).

Общая мощность верхнего мела изменяется от 1300 до 1770 м.

Палеогеновые отложения представлены осадками бухарского, сузакского, алайского, туркестанского, риштинского, исфаринского и сумсарского ярусов.

Бухарский ярус в нижней части состоит из карбонатных и гипсоносных пород: светло-серых известняков, доломитов, гипсов, а в верхней части – из мергелей. Мощность отложений бухарского яруса составляет 115 м. Сузакский ярус представлен серыми и серовато-зелеными глинами с редкими прослоями мергелей. Мощность изменяется от 20 до 120 м. Алайский ярус в пределах изученного региона сложен светло-серыми известняками, пестроцветными глинами, гипсами и известняками (100–200 м). Туркестанский ярус повсеместно сложен зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями мергелей и песчаников. Мощность его составляет 100 м. Риштанский ярус представлен в основном глинами и известняками (90–110 м). В строении исфаринского и сумсарского ярусов принимают участие в основном морские, преимущественно глинистые осадки. Общая мощность палеогеновых отложений изменяется от 150 до 600 м.

Неогеновые отложения представлены непрерывным разрезом континентального типа, в его нижней части преобладают красноцветные песчаники и глины с прослоями гипсов и соли, а в верхней – грубообломочные породы от конгломератов до песчаников. Мощность неогеновых отложений варьирует от первых сотен метров до 2500 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эти образования разделяются на пять толщ: 1) молассовую, верхнеоген-нижнечетвертичную, 2) терригенную нижнечетвертичную, 3) ледниковую среднечетвертичную, 4) терригенную среднечетвертичную – верхнечетвертичную, 5) ледниковую современную.

*
*
*

В тектоническом отношении исследованный регион является северо-западной частью Таджикской депрессии. Последняя представляет собой эпиплатформенную орогенную впадину, возникшую в конце палеогена на площади эпипалеозойской платформы. Основными структурными формами здесь являются пять антиклинальных складок, ответвляющихся в юго-западном направлении от Гиссарского хребта и образующих морфологически выраженные горные хребты. С северо-запада и с юго-востока они ограничены Сурхандарьинской и Кашкадарьинской впадинами. Сурхантауская и Мечитлинская антиклинали располагаются в пределах изученной территории. В их ядрах обнажаются палеозойские образования; на крыльях развиты отложения юры, мела, палеогена и неогена.

Северное крыло Мечитлинской антиклинали в большей части срезано разломом, по которому породы палеозоя контактируют с отложениями мезозоя. Углы

падения юрских образований на северном крыле составляют $12-20^{\circ}$, а на отдельных участках (Лучоб, Ханака-Придушанбинский район), приуроченных к зонам разломов, они увеличиваются до $85-90^{\circ}$. Южное крыло Мечитлинской антиклинали имеет довольно простое строение. Здесь мезозойские породы залегают на размытой поверхности палеозоя и падают под углом $10-20^{\circ}$. К юго-западу складка довольно резко погружается.

Юго-западнее Мечитлинской антиклинали располагаются Сурхантауская антиклинальная складка. Она имеет субмеридиональное простирание и близкое к Мечитлинской структуре строение. Юго-восточное крыло антиклинали оборвано крупным надвигом с амплитудой до 2500 м.

Западнее Сурхантауской антиклинали располагается Байсунская антиклинальная складка. Она имеет аналогичное строение и простирание. В юго-западном направлении ось складок погружается, а затем к югу от станции Дербент вновь воздымается, начиная систему антиклинальных складок Кугитангтау и Гаурдаксую. Крылья описанных антиклиналей осложнены многочисленными складками второго порядка и разрывами северо-восточного простирания.

МАКРОФАЦИИ, ФАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изучение ниже- и среднеюрских угленосных отложений исследуемого региона проводилось методом литолого-фашиального анализа. Эта методика, детально разработанная в Геологическом институте АН СССР, подробно изложена в работах П.П. Тимофеева (1964, 1968, 1969, 1970 а, б; и др.) и позволяет практически однозначно решить генезис осадочных образований. Поэтому автор не считает целесообразным излагать эту методику в данной работе, а ограничивается приведением формулировок некоторых основных понятий метода.

Сущность метода состоит, во-первых, в выделении генетических типов осадков и отнесения их по комплексу первичных (генетических) признаков к соответствующим фациям, во-вторых, в раскрытии закономерностей сочетания (парагенетических связей) и распределения фаций и ландшафтов на площади и направленности их изменения во времени. Последнее составляет начальный этап формационного анализа, при котором выясняются различные сочетания генетических типов и фаций в разрезе, образующие циклы и обстановки осадконакопления. Последующий синтез позволяет говорить о подформациях и формациях в целом (Тимофеев, 1970б).

В понимании терминов "генетический тип", "фашиа", "макрофашиа" и других автор придерживается формулировок, данных П.П. Тимофеевым. Так, под генетическим типом осадков понимается "один или несколько литологических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, которые отражают общность условий накопления осадков" (Тимофеев, 1969, стр. 135). "Фашиа — комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате которых сформировались осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков (условие + осадок)" (там же, стр. 135). Комплекс сопряженных фаций, характеризующих условия осадконакопления крупных участков ландшафта, по П.П. Тимофееву, является макрофашией.

В основу выделения каждого типа был положен комплекс главнейших первичных (генетических) признаков, характеризующих как породу, так и взаимоотношения между ними. Основными генетическими признаками, относящимися непосредственно к самим осадкам, являются макро- и микроструктура (гранулометрический состав, характер сортировки, окатанность зерен и т.д.), текстура — тип слоистости, величина серий, угол наклона, органические остатки, минеральные включения. Особое внимание было обращено на характер взаимоотношений между отдельными генетическими типами осадков. К этим признакам могут быть отнесены: характер контактов, положение генетических типов в разрезе (в частности, в цикле) и т.п. Роль каждого из этих признаков, а также их характеристика с разной степенью детальности освещены в работах М.С. Швецова (1958), Ю.А. Жемчужникова (1926, 1947, 1948, 1951), Л.Б. Пустовалова (1940), Л.Б. Рухина (1953), У.Х. Твенхофела (1936), Л.Н. Ботвинкиной (1960, 1962), П.П. Тимофеева (1964, 1969) и др.

Таким образом, на основе анализа перечисленного комплекса признаков была определена принадлежность каждого генетического типа осадков к той или иной фации.

В составе ниже- и среднеюрских угленосных отложений исследуемого региона выявлено пять генетических групп: аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, озеро-болотные, болотные¹ и морские. По комплексу основных первичных признаков установлено 40 генетических типов, отнесенных к 20 фациям и 9 макрофациям.

В работе для удобства нами используется система буквенных и цифровых обозначений макрофаций, фаций и генетических типов отложений, предложенная П.П. Тимофеевым (1964, 1969). Ниже дается краткое описание макрофаций, фаций и генетических типов.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (А)

Осадки аллювиального генезиса в исследованном регионе имеют широкое распространение: на их долю приходится от 40 до 90% от общего объема ниже- и среднеюрских отложений. Динамика накопления современных аллювиальных отложений освещена в работах Е.В. Шанцера (1951, 1961), Ю.А. Лаврушина (1961 а, б, 1963), А.А. Лазаренко (1964), Н.И. Николаева (1946, 1947) и многих других, а ископаемого аллювия – в работах Ю.А. Жемчужникова и др. (1959–1960), П.П. Тимофеева (1954, 1964, 1969, 1970 а), В.И. Троицкого (1967), В.И. Попова (1937), В.И. Попова и др. (1963), Ю.В. Станкевича (1954), Б.В. Полянского (1962 а) и др.

Угленосные аллювиальные отложения описываемой территории во многих чертах сходны с аллювиальными отложениями других регионов. Однако в силу определенных условий, существовавших на различных участках речных долин, эти отложения весьма разнообразны. Среди них выделяется несколько фаций, которые объединяются в две макрофации – русловых и пойменных отложений (табл. 2).

МАКРОФАЦИЯ РУСЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (АР)

Среди руслового аллювия установлены осадки трех фаций: галечных осадков русла горных рек – АРГ, галечно-гравийных осадков русла равнинно-горных и горно-равнинных рек – АРП и песчано-гравийных осадков русла равнинных рек – АРР.

Фация галечных осадков русла горных рек (АРГ)

Отложения данной фации широко развиты во втором и третьем мезоциклах в разрезах восточной части региона – Лучоб, Лучоб-2, Ак-камар, Варгандок и др. (фиг. 3, 4) и в первом мезоцикле в разрезах Дибодом и Хар-как в юго-западной части (см. фиг. 9). В центральной части региона осадками этой фации сложен первый мезоцикл разреза Пошми-куна (см. фиг. 6). Они представлены двумя генетическими типами – АРГ-1 и АРГ-2. Осадки типа АРГ-1 всегда залегают с эрозионным размывом на подстилающих отложениях и слагают нижнюю часть аллювиально-озерных и аллювиальных циклов осадконакопления. Вверх по разрезу отложения типа АРГ-1 постепенно переходят в осадки типа АРГ-2, а последний иногда сменяется песчаными осадками сильно редуцированной прирусловой части поймы. Вдоль речной долины они замещаются русловым аллювием горно-равнинной или равнинной реки.

Мощность осадков типа АРГ-1 достигает 8–15 м, а типа АРГ-2 составляет не более 3–10 м. Общая мощность отложений фации АРГ изменяется от 3–8 до 11–25 м.

Для отложений фации АРГ характерно: 1) наличие грубых осадков от конгломератов до гравелитов, где первые преобладают, 2) уменьшение размера

¹ Болотные отложения, представленные угольными пластами, авторами не изучались.

Таблица 2

Генетические типы и фации аллювиальных (А) и делювиально-пролювиальных (ДП) отложений

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Аллювиальные отложения		
Русловых отложений (АП)	Галечных осадков русла горных рек (АРГ)	Конгломераты разногалечные, несортированные, валунные, с включениями неокатанных обломков палеозойских пород и крупных стволов деревьев (АРГ-1)
		Конгломераты мелко-среднегалечные, гравелиты разнозернистые, плохо сортированные, со слабо выраженной косой однонаправленной слоистостью (АРГ-2)
	Галечно-гравийных осадков русла равнинно-горных и горно-равнинных рек (АРП)	Конгломераты мелко-среднегалечные, гравелиты разнозернистые, несортированные (АРП-1)
		Гравелиты разнозернистые, редко конгломерат мелкогалечный, плохо сортированный, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью, с отпечатками обугленных стволов и стеблей растений (АРП-2)
Пойменных отложений (АП)		Гравелиты разнозернистые, песчаник крупнозернистый, со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью (АРП-3)
	Песчано-гравийных осадков русла равнинных рек (АРР)	Гравелиты, иногда мелкогалечные конгломераты, несортированные (АРР-1). Гравелит мелко-среднезернистый, песчаник крупнозернистый, с крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала (АРР-2)
		Песчаник разнозернистый, гравелит мелкозернистый, с крупной косой однонаправленной сходящейся слоистостью и ритмической сортировкой материала (АРР-3)
	Алеврито-песчаных осадков прирусловой части (АПП)	Песчаник мелко-крупнозернистый, с горизонтально-волнистой мелкой косой штрихо-

Таблица 2 (окончание)

Макрофашия и ее индекс	Фашия и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Пойменных отложений (АП)		ватой и выполаживающейся слоистостью (АПП-1) Песчаник мелкозернистый, алевролиты, с горизонтальной, горизонтально-волнистой, косой штриховатой слоистостью (АПП-2)
	Глинисто-алевритовых осадков застойных часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ)	Песчаник мелкозернистый, алевролиты с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, частое их переслаивание (АПВ-1) Алевролиты, реже песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью, часто с линзами угля, обилием растительного детрита и листоватой флоры (АПВ-2) Алевролит, аргиллит с нарушенными текстурами, с редкими корешками и обилием растительных остатков
Делювиально-пролювиальных отложений (ДП)	Делювиально пролювиальные отложения	
	Щебенчатых осадков склонов (ДПВ)	Щебенчатые конгломераты, гравелито-брекчии, сцементированные разнообразным по составу и размеру материалом (ДПВ-1)

галеk от основания толши к ее верхней части, 3) серая окраска, 4) слабо выраженная, преимущественно крупная косая однонаправленная слоистость, беспорядочная в нижней части типа АРГ-1, 5) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 6) едва заметная ритмическая сортировка материала, 7) наличие обугленных крупных остатков и отпечатков деревьев, 8) линейное распространение, 9) включения глыб и валунов разнообразных пород, 10) залегание толши с эрозионным размывом на различных горизонтах предыдущих циклов осадконакопления, 11) залегание в нижней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиальных циклов осадконакопления.

Фашия галечно-гравийных осадков равнинно-горных и горно-равнинных рек (АРП)

Отложения этой фашии участвуют в строении разрезов второго и третьего мезоциклов восточной части территории - Лучоб, Лучоб-2, Ак-камар и др. (см. фиг. 3, 4) и второго мезоцикла в юго-западной части района в разрезах Дибодом и Хар-как. В центральной части региона этими образованиями сложена нижняя половина первого мезоцикла разрезов Гулиоб и Шаргунь и второй

и третий мезоциклы разреза Пошми-куна (фиг. 5, 6). Они представлены тремя генетическими типами – АРП-1, АРП-2 и АРП-3. Осадки типа АРП-1 залегают в основании аллювиально-озерных и аллювиальных циклов осадконакопления. Вверх по разрезу они сменяются осадками типов АРП-2 и АРП-3. По простиранию они переходят в отложения фаций горной (АРГ) и вниз по течению – равнинной реки (АРР). Мощность генетических типов составляет: АРП-1 – от 1,5–3,0 до 6 м, АРП-2 – от 3 до 7–8 м, АРП-3 – 2–4 м. Общая мощность отложений фации АРП – 8–18 м.

Отложения типов АРП-1, АРП-2 и АРП-3 характеризуются следующими признаками: 1) галечниково-гравийным составом, 2) уменьшением размера пород снизу вверх по разрезу, 3) серой окраской, 4) сравнительно лучше выраженной (чем в генетических типах АРГ-1 и АРГ-2) крупной косою однонаправленной слоистостью, 5) отсутствием отпечатков и остатков фауны, 6) слабо выраженной ритмической сортировкой материала, 7) наличием крупных обугленных отпечатков и остатков стволов деревьев, 8) линейным распространением, 9) включением валунов разнообразных пород, 10) залеганием их с эрозионным размывом на различных горизонтах подстилающих пород, 11) залеганием в нижней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиальных циклов осадконакопления.

Фашия песчано-гравийных осадков русла равнинных рек (АРР)

Отложения данной фации в изученном регионе имеют наиболее широкое распространение. Ими слагается четвертый мезоцикл в восточной части региона разрезом Лучоб, Лучоб-2, Ак-камар, Варгандок и др. В центральной части региона отложениями фации АРР сложены средняя и верхняя части второго мезоцикла и третий мезоцикл разрезом Гулиоб и Шаргунь. Они принимают участие в строении четвертого мезоцикла разреза Пошми-куна (см. фиг. 5, 6). Ими же сложены второй, третий мезоциклы и нижняя половина четвертого мезоцикла разрезом Курганча, Дибодом, Хар-как и других в юго-западной части территории (фиг. 7, 8). В состав данной фации входят осадки трех генетических типов – АРР-1, АРР-2, АРР-3. Наиболее распространены осадки типов АРР-2 и АРР-3. Осадки типа АРР-1 залегают в основании аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских отложений. Как правило, они с эрозионным размывом ложатся на различные горизонты пород озерного и озерно-болотного генезиса. Вверх по разрезу осадки типа АРР-1 сменяются осадками типов АРР-2 и АРР-3. По простиранию отложения данной фации переходят в осадки фации АРП, иногда фации АРГ, а в сторону морского бассейна сменяются осадками подводной дельты. Мощность генетических типов АРР-1 составляет от 2–3 до 5 м, АРР-2 от 8 до 10 м и АРР-3 от 2,5–5 до 10 м. Общая мощность фации АРР составляет 2–25 м.

Отложения данной фации характеризуются следующими признаками: 1) наличием разнозернистых пород от гравелитов до песчаников, в нижней части – с линзами мелкогалечникового материала, 2) уменьшением размерности зерен от основания отложений фации к ее верхней части, 3) серой, иногда темно-серой окраской, 4) крупной косою однонаправленной слоистостью, в нижней части – слабо выраженной крупной косою беспорядочной (АРР-1), переходящей вверх по разрезу в косую однонаправленную прямолинейную (АРР-2), а затем в косую однонаправленную сходящуюся слоистость (АРР-3), 5) отсутствием отпечатков и остатков фауны, 6) отчетливо выраженной ритмической сортировкой материала, 7) большим количеством обугленных, реже минерализованных стволов и стеблей растений, 8) линейным и большим площадным распространением, 9) залеганием толщи с эрозионным размывом на различных горизонтах пород морского, озерного и озерно-болотного генезиса, 10) залеганием ниже угольного пласта тех циклов, в которые входит данный аллювий, 11) кроме того, отложения данной фации слагают нижнюю часть аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Отложения поймы находятся в тесной парагенетической связи с русловыми осадками, на которых они залегают и в которые постепенно переходят. Среди них выделены две фации и пять генетических типов. Отложения типов АПП-1 и АПП-2 относятся к фации алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод – АПП. Глинисто-алевритовые осадки типов АПВ-1, АПВ-2, АПВ-3 формировались в застойных, часто зарастающих старицах и вторичных водоемах поймы, находящихся на разном удалении от русла – АПВ (см. табл. 2).

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП)

В прирусловой части поймы отлагались отложения, относимые к генетическим типам АПП-1 и АПП-2. Отложения данной фации залегают выше руслового аллювия в средней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов. Осадки генетического типа АПП-1 слагают нижнюю часть разрезов фации и характеризуют внешнюю зону прирусловой части поймы, примыкающую к прирусловой отмели. Осадки этого типа постепенно переходят в отложения типа АПП-2, представляющие собой внутренние участки прирусловой части поймы. Суммарная мощность отложений указанных типов колеблется от 1,5 до 3–4 м.

Данную фацию характеризуют следующие признаки: 1) мелко-, средне-, реже крупнозернистый песчаный и алевритовый материал, 2) относительно лучшая сортировка материала по сравнению с отложениями руслового аллювия, 3) уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу, 4) серая и темно-серая окраска, 5) мелкая косая выположивающаяся, мелкая косая штриховатая, горизонтально-волнистая, прерывистая слоистость, 6) подчеркивание слоистости ритмической сортировкой материала, обугленным растительным детритом и глинистым материалом, 7) относительно большое количество обугленного растительного детрита, а также присутствие обломков и обрывков стеблей и листьев растений, 8) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 9) линейное и значительное по площади распространение, 10) парагенетическая связь с русловыми отложениями и осадками застойных и зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы, 11) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, и выше руслового аллювия аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ)

Отложения фации АПВ широко распространены в изученном регионе и встречаются во всех разрезах. Среди них выделено три генетических типа – АПВ-1, АПВ-2, АПВ-3. Осадки этих типов располагаются в средней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов. Иногда они залегают непосредственно на русловом аллювии; в этом случае между ними наблюдается отчетливый, а иногда резкий контакт. Чаше всего генетические типы данной фации встречаются раздельно. Вверх по разрезу они переходят в отложения озерно-болотных и болотных водоемов. Мощность отложений АПВ-1 – 0,4–0,8 м, АПВ-2 и АПВ-3 – 0,5–1,5 м. Общая мощность отложений фации АПВ колеблется от 0,4 до 1–3,5 м.

Для отложений фации АПВ характерно: 1) наличие глинисто-алевритового материала, 2) средними участками плохая сортировка, 3) общее в целом уменьшение размеров зерен снизу вверх по разрезу, 4) темно-серая, участками темно-бурая или почти черная окраска, 5) горизонтальная, горизонтально-волнистая, участками прерывистая слоистость (АПВ-1, АПВ-2), редко с кореш-

ками растений (АПВ-3), 6) наличие неправильных перепутанных текстур, текстур взмучивания, оползания и т.д. (тип АПВ-3), 7) большое количество растительных остатков и детрита, 8) отсутствие отпечатков и остатков фауны, 9) наличие прослоев и линз углей и углистых пород, 10) локальное распространение, 11) тесная связь с подстилающими отложениями прирусловой части поймы, 12) залегание ниже угольных пластов тех циклов, в который они входят, а выше — прируслового или руслового аллювия аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ строения основных признаков генетических типов АРГ-1, АРГ-2, АРП-1, АРП-2, АРП-3, АРР-1, АРР-2 и АРР-3 и сравнение с отложениями современных рек показывает, что они образовались в русле речных долин. Накопление осадков генетических типов АРГ-1 и АРГ-2 происходило в русловых потоках с большой скоростью течения, что возможно при значительных уклонах местности. Об этом свидетельствуют многократные размывы, валунный и галечный материал, а также характерная для этих отложений слоистость, в основном очень плохо выраженная, крупная, косая, одноподобная, внизу часто беспорядочная.

Вниз по долине они сменяются отложениями генетических типов АРП-1, АРП-2 и АРП-3. Последние являются промежуточным звеном между осадками горных и равнинных рек. Их образование происходило в русле речных долин в зоне предгорий. Вначале формировались осадки генетического типа АРП-1, который вверх по разрезу сменяется генетическими типами АРП-2 и АРП-3. Еще дальше вниз по долине, по мере приближения к морскому водоему, в пределах аллювиально-дельтовой равнины, русловой аллювий приобретает характер равнинного. Он представлен осадками генетических типов АРР-1, АРР-2 и АРР-3. Его разрез начинается наиболее грубыми и плохо отсортированными гравелитами и песчаниками с плохо выраженной крупной косой, преимущественно одноподобной, иногда беспорядочной слоистостью генетического типа АРР-1. Вверх по разрезу они сменяются осадками типов АРР-2 и АРР-3, характеризующимися хорошо выраженной крупной косой одноподобной прямолинейной и сходящейся слоистостью, с ритмической сортировкой материала. Подобное изменение текстуры говорит о закономерном затухании скорости потока. Однако изменение скорости не всегда было постепенным и зависело от характера русла речной долины. В ряде случаев могли выпадать, например, осадки типа АРР-2 (в прибортовой части русла), поэтому на осадках типа АРР-1 непосредственно залегают осадки АРР-3.

Все это объясняется изменением динамики водной среды, и потоки, сохраняя в течение длительного времени общую ориентировку от гор к низинам, мигрировали по всей долине. При выходе из предгорий в область плоской аллювиальной равнины скорость их резко падала. По этой причине грубообломочные породы (конгломераты, иногда валуны) накапливались вблизи предгорий, а по мере удаления от последних уменьшалась живая сила потока и происходило образование более мелкозернистых пород (гравелитов и песчаников). Притоками могут служить разрез Дибодом, Гулиоб и др.

Весьма своеобразным и характерным признаком аллювиального типа слоистости служит ритмическая сортировка материала. Она связана с уменьшением крупности зерен как в каждом слое от подошвы к его кровле, так и в пределах каждой косой серии также от основания к ее верхней части. Механизм подобного рода сортировки подробно описан в работах В.И. Попова (1959; Попов и др., 1968), Л.Б. Пустовалова (1940), Л.Н. Ботвинкиной (1960, 1962), П.П. Тимофеева (1954, 1964, 1969) и др. О русловом генезисе перечисленных выше типов говорит отсутствие следов жизнедеятельности морских и озерных организмов.

Следовательно, краткий анализ основных первичных признаков генетических типов АРГ-1, АРГ-2, АРП-1, АРП-2, АРП-3, АРР-1, АРР-2 и АРР-3 показывает

вают, что они образовались в условиях потоков, направление и скорость которых периодически менялись. Отложения описанных выше трех фаций представляют собой разные типы руслового аллювия – горного (АРГ), равнинно-горного и горно-равнинного (АРГ) и равнинного (АРР). Нами они объединяются в одну макрофацию русловых отложений (АР).

Выше руслового аллювия в речной долине накапливаются осадки пойменного аллювия. Анализ их строения свидетельствует о том, что осадки генетических типов АПП-1 и АПП-2 являются переходными между отложениями руслового и собственно пойменного аллювия. Накопление отложений генетического типа АПП-1 происходило во внешней окраине прирусловой части поймы, примыкающей к прирусловой отмели. Отложения типа АПП-2 образовались в более внутренних частях прирусловой части поймы.

Осадки генетических типов АПВ-1, АПВ-2, АПВ-3 формировались в пониженных участках поймы, которыми могли являться старицы и вторичные водоемы. В старицах они слагают верхнюю часть разреза, иногда залегают прямо на русловом аллювии. Во вторичных водоемах за счет паводковых вод накапливались песчаные и алевритовые осадки генетических типов АПВ-1 и АПВ-2. В дальнейшем, по мере старения речных долин, происходило зарастание стариц и вторичных водоемов с образованием отложений типа АПВ-3, представленных алевролитами с многочисленными растительными остатками, иногда с корешками травянистых растений. О пойменном характере описанных генетических типов свидетельствует также их тесная генетическая связь с подстилающим русловым аллювием.

Таким образом, в строении ниже- и среднеюрской угленосной толщи южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта участвует широкий комплекс аллювиальных отложений, выше которых залегают осадки пойменного комплекса. Они формировались в прирусловой части поймы (фация АПП) и повсеместно перекрывают русловый аллювий. Исключение составляют горные и отдельные участки горно-равнинных и равнинно-горных рек, где осадки прирусловой части поймы сильно редуцированы, а иногда отсутствуют совсем. В заключительный этап формирования речного аллювия на пойме в оставленных рекой участках русла накапливались осадки старичного аллювия, а в понижениях рельефа поймы – осадки ее вторичных водоемов (фация АПВ).

МАКРОФАЦИЯ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ДП)

Делювиально-пролювиальные осадки имеют относительно ограниченное распространение. Они приурочены в основном к самым низам угленосной толщи и накапливались в приобтовых участках палеовозвышенностей, а также вдоль Палео-Гиссарского хребта. Образования подобного типа описаны В.И. Троицким (1967) в районе каменноугольного месторождения Шаргунь. Нами эти отложения были изучены в разрезах Варгандок и Дибодом, где они залегают в виде линз различных размеров среди конгломератов горного аллювия. Среди делювиально-пролювиальных осадков выделяется одна фация ДПВ (см. табл. 2).

Фация щебенчатых осадков склонов (ДПВ)

В пределах склонов, как в их верхней, так и в нижней частях, накапливались щебенчатые конгломераты, гравелито-брекчии, а также песчаники и алевролиты, состоящие из несортированных, угловатых и остросребристых обломков кварца, различных сланцев, кремней и других пород, отнесенных к одному генетическому типу – ДПВ-1. Петрографический состав этих отложений аналогичен составу подстилающих палеозойских пород. Межобломочное пространство выполнено песчано-алевритовым и глинистым материалом того же состава. Цвет отложений меняется от бурого до серого, в целом зависит от цвета обломков и цемента. Остатки растений и фауны не обнаружены. Для пород характерно отсутствие слоистости. В пределах отложений часто встречаются

карманы вымывания и желоба, ориентировка которых указывает на направление сноса в сторону Таджикской депрессии. Описанные отложения имеют локальное распространение в разрезе и на площади. Как правило, они фациально замещаются аллювиальными и озерными осадками, с которыми обычно имеют резкий контакт. Мощность отложений фации ДПВ от 1–3 до 5,0 м.

Для отложений фации ДПВ характерны следующие генетические признаки:

1) широкий диапазон размерности пород – от конгломерато-брекчий до алевроитов и аргиллитов, 2) отсутствие сортировки материала, 3) бурая, серая и темно-серая окраска, 4) включения многочисленных угловатых и остросребристых, реже полуокатанных обломков разнообразных пород, 5) отсутствие фауны и их отпечатков, 6) парагенетическая связь с аллювиальными и озерными отложениями.

В результате механических, химических и других процессов происходило разрыхление материнских пород и формирование делювиально-пролювиальных отложений.

В самих верховьях склонов накапливались совершенно несортированные осадки, представленные конгломерато- и гравелито-брекчиями, сцементированными песчано-алеврито-глинистым материалом.

Несколько ниже, особенно у подножия склонов, накапливались осадки, представленные в основном гравелитами, конгломератами, с линзовидными прослоями песчано-алевритового и глинистого материала. В этих отложениях наблюдается плохо выраженная горизонтальная слоистость, которая в какой-то мере подчеркивается размерностью зерен.

ОЗЕРНЫЕ И ОЗЕРНО-БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (О)

В пределах изученного региона осадки озерного и озерно-болотного генезиса имеют широкое, но неравномерное распределение. Наиболее развиты они в разрезах юго-западной части региона (структура Сурхантау). Среди них выделяются отложения трех макрофаций, которые формировались в различных фациально-ландшафтных зонах. Накопление отложений макрофаций ОВ и ОЗ происходило в озерных водоемах. Причем в первом случае формировались песчано-алеврито-глинистые осадки в прибрежных полуизолированных, а также в открытых и центральных участках озер (фации ОВП, ОВМ и ОВЦ), а во втором – песчано-глинистые и углистые осадки застойных и проточных частей озер (фации ОЗЗ и ОЗП), а также заливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер (фация ОЗУ), располагавшихся в пределах речных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. В результате заболачивания речных и прибрежно-морских равнин образовались глинисто-алевритовые осадки макрофации ОП (фации ОПА, ОПП, ОПО) (табл. 3).

По всем основным генетическим признакам изученные нами озерные и озерно-болотные отложения сходны с аналогичными современными осадками, характеристика которых дается в работах Д.В. Наливкина (1956), Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольштейна (1949), Е.Н. Шанцера (1951), Л.Н. Ботвинкиной (1953), В.В. Копериной (1956), П.П. Тимофеева (1969) и др.

МАКРОФАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН, АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВЫХ И ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РАВНИН (ОВ)

Отложения данной макрофации характеризуют чаще всего крупные озерные водоемы, располагавшиеся преимущественно в пределах прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых равнин, реже в аллювиальных долинах. Среди них выделяются осадки шести генетических типов, относимых к трем фациям. Отложения фации ОВП образовались в полуизолированных прибрежных частях озерных водоемов в спокойных гидродинамических условиях. Они обычно перекрывают угольные пласты. Накопление осадков фации ОВМ происходило в открытом

Таблица 3

Генетические типы и фации озерных и озерно-болотных отложений (О)

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОВ)	Алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (ОВП)	Аргиллит, алевролит глинистый, темно-серый до черного, с тонкогоризонтально-волнистой слоистостью, обилием обугленных растительных остатков и листоватой флоры (ОВП-1) Алевролиты, песчаник мелкозернистый, темно-серый, с горизонтально-волнистой слоистостью, обилием обугленных растительных остатков (ОВП-2)
	Гравийно-песчаных осадков открытого мелководья озерных водоемов, в том числе отложений аккумулятивных форм (дельт, подводных валов и т.п.) (ОВМ)	Песчаник мелко-среднезернистый, алеврит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой, разнонаправленной слоистостью, с растительными остатками (ОВМ-1) Песчаники мелко-крупнозернистые, гравелит мелкозернистый, с косой выполаживающейся штриховатой взаимосрезающей слоистостью, растительным детритом, крупными обломками древесины (ОВМ-2)
	Алеврито-глинистых осадков центральных частей озерных водоемов (ОВЦ)	Алевролит крупнозернистый, редко песчаник мелкозернистый, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью (ОВЦ-1) Алевролиты, аргиллиты со скрытой горизонтальной слоистостью (ОВЦ-2)
	Алевролитно-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗП)	Песчаник мелкозернистый, алевролиты с горизонтально-волнистой слоистостью, с текстурами взмучивания, обилием обугленных растительных остатков (ОЗП-1) Переслаивание алевролитов и песчаников с текстурами взмучивания и оползания (ОЗП-2)
Отложений зарастающих озерных водоемов, заливаемых торфяных болот и сапропелевых озер, речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОЗ)	Алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗЗ)	Алевролиты, аргиллит без видимой слоистости, иногда с конкрециями сидерита (ОЗЗ-1) Алевролиты, реже песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтально-волнистой слоистостью, текстурами взмучивания (ОЗЗ-2)
	Углистых, алеврито-глинистых осадков слабо заболачивающихся озер, заливаемых участков торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗУ)	Аргиллит углистый (ОЗУ-1) Аргиллит, алевролиты, иногда углистые, с обилием линз витрена (ОЗУ-2)

Таблица 3 (окончание)

Макрофашия и ее индекс	Фашия и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений заболачивающихся речных долин, прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых равнин (ОП)	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиальных долин (ОПА)	Алевриты, аргиллиты комковатые с корешками растений – почва угольного пласта (ОПА-1) Алевриты, песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, с единичными корешками растений (ОПА-2)
	Песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин (ОПП)	Алевриты, песчаник мелкозернистый, комковатый, с многочисленными корешками растений – почва угольного пласта (ОПП-1) Алевриты, песчаник мелко-среднезернистый, со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, слабокомковатый, с единичными корешками и флюиподобной текстурой – подпочва угольного пласта (ОПП-2)
	Песчано-алевритовых осадков заболоченных речных долин аллювиально-дельтовых равнин (ОПО)	Алевриты, песчаник мелкозернистый, комковатый, с корешками растений – почва угольного пласта (ОПО-1) Алевриты, песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с флюиподобной текстурой, с единичными корешками растений – подпочва угольного пласта (ОПО-2)

подвижном мелководье озерных водоемов; эти отложения образовывали мелкие аккумулятивные формы рельефа дна озера, такие, как дельты, подводные валы и т.д. Отложения фашии ОВЦ формировались в значительном удалении от побережья, в центральных частях озерных водоемов. Менее развиты осадки макрофашии ОВ в отложениях третьего и четвертого мезоциклов в разрезах Либодом, Гуруд, Нило в юго-западной части региона (структура Сурхантау).

Фашия алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (ОВП)

В полуизолированных прибрежных частях озерных водоемов формировались алеврито-глинистые осадки двух генетических типов – ОВП-1 и ОВП-2. Отложения типа ОВП-1 залегают в кровле угольных пластов континентальных (аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных) циклов. Вверх по разрезу эти отложения сменяются осадками типа ОВП-2, а при их отсутствии – осадками фашии ОВП, ОВМ, ОЗЗ и ОЗП. На площади они фашиально замещаются различными озерными и озерно-болотными отложениями. Генетические типы ОВП-1 и ОВП-2 всегда залегают в нижней части озерно-болотных циклов и в средней части – аллювиально-озерно-болотных, выше угольных пластов или отложений, их замещающих. Мощность отложений типа ОВП-1 – 0,5–2,5 м, ОВП-2 – от 0,5 до 2–3 м. Общая мощность фашии ОВП – 5,5 м.

Для этой фашии характерны следующие признаки: 1) алеврито-глинистый состав, 2) средняя сортировка материала, 3) темно-серая окраска, которая по

мере приближения к угольному пласту сменяется почти черной, 4) обилие обугленных растительных остатков, в том числе листоватой флоры хорошей сохранности, 5) горизонтальная, горизонтально-волнистая, иногда линзовидная и прерывистая слоистость, 6) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 7) локальное распространение, 8) постепенный переход вверх по разрезу в отложения фаций ОВМ, ОВЦ, ОЗЗ и ОЗП, 9) залегание выше угольных пластов в нижней части озерно-болотных циклов и в средней части — аллювиально-озерно-болотных.

**Фация гравийно-песчаных осадков открытого мелководья
озерных водоемов, в том числе отложений
аккумулятивных форм — дельт, подводных валов (ОВМ)**

Как в прибрежных частях, так и в некотором удалении от берега в условиях открытого мелководья озерных водоемов формировались осадки двух генетических типов ОВМ-1 и ОВМ-2. Отложения фации залегают в средней или верхней частях аллювиально-озерно-болотных циклов. В разрезе и на площади они по отчетливому, а иногда и по резкому контакту переходят в осадки фаций ОВП, ОВЦ, ОЗЗ и ОЗП. Мощность отложений ОВМ-1 колеблется от 0,5 до 5 м, ОВМ-2 — от 0,7 до 3–5 м. Общая мощность отложений фации ОВМ изменяется от 1,2 до 8 м.

Основными генетическими признаками фации ОВМ являются: 1) гравийно-песчаный состав, 2) средняя сортировка материала, 3) уменьшение размерности зерен снизу вверх по разрезу, 4) серая и темно-серая окраска, 5) обилие растительного детрита и обугленных растительных остатков, 6) мелкая и крупная косая разнонаправленная, выполаживающаяся и взаимосрезающаяся слоистость, 7) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 8) локальное распространение, 9) залегание по отчетливой, а иногда по резкой границе на породах другого генезиса, 10) залегание отложений в средней части озерно-болотных циклов или в средней и верхней частях — аллювиально-озерно-болотных.

**Фация алевроито-глинистых осадков центральных частей
озерных водоемов (ОВЦ)**

В центральных частях различных по размеру озерных водоемов в начальный этап своего развития формировались осадки двух генетических типов — ОВЦ-1 и ОВЦ-2, отнесенных к фации ОВЦ. Они залегают в средней и верхней частях озерно-болотных циклов и в средней части — аллювиально-озерно-болотных. Вверх и вниз по разрезу и на площади отложения ОВЦ замещаются другими осадками озерного, а также озерно-болотного генезиса. Мощность отложений типа ОВЦ-1 изменяется от 0,7 до 2–3 м, ОВЦ-2 — от 0,5 до 2 м. Общая мощность фации ОВЦ составляет 1,2–5 м. Для них характерны следующие основные признаки: 1) алевроито-глинистый и глинистый состав, 2) средняя, иногда хорошая сортировка материала, 3) серая, реже темно-серая окраска, 4) мелкие растительные остатки и детрит, 5) тонкая горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, 6) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 7) сравнительно широкое распространение, 8) переход по разрезу в отложения фаций ОВП, ОВМ, ОЗЗ и др., 9) залегание в средней и верхней частях озерно-болотных циклов и в средней части — аллювиально-озерно-болотных.

**МАКРОФАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАРАСТАЮЩИХ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ,
ЗАИЛИВАЮЩИХСЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ, САПРОПЕЛЕВЫХ ОЗЕР
РЕЧНЫХ ДОЛИН, АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВЫХ И ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ
РАВНИН (ОЗ)**

Озерные водоемы, располагавшиеся на речных и аллювиально-дельтовых равнинах и на побережье морского бассейна, заполнялись обломочным материалом за счет мелких и временных речных потоков или во время разлива рек. Почти с момента своего возникновения они приобретали черты зарастающих,

участками проточных (фашиа ОЗП) или застойных (фашиа ОЗЗ) водоемов. В них накапливались своеобразные осадки, имеющие как слоистые, так и неслоистые текстуры. Иногда происходило их кратковременное заболачивание и накопление алевроито-углистых осадков (фашиа ОЗУ). В ряде случаев отложения данной макрофашии могут представлять заключительный этап развития крупных озер (см. табл. 3).

Фашиа алевроито-песчаных осадков проточных и участками зарастающих озерных водоемов (ОЗП)

В мелких озерных водоемах либо в отдельных частях крупных озер, особенно в конечный этап их развития, создавались благоприятные условия неустойчивого режима осадконакопления, где формировались отложения данной фашии. Они представлены осадками двух генетических типов ОЗП-1 и ОЗП-2. Отложения фашии ОЗП залегают в различных частях озерно-болотных и в верхней части аллювиально-озерно-болотных циклов. Вверх, вниз и на площади они постепенно переходят в отложения других озерных и озерно-болотных фаший. Мощность отложений типа ОЗП-1 0,5-1 м, ОЗП-2 - 0,5-1,5 м. Общая мощность фашии ОЗП - 0-2,5 м.

Основные признаки фашии ОЗП: 1) алевролитопесчаный материал, 2) средняя, часто плохая сортировка материала, 3) темно-серая окраска, 4) горизонтально-волнистая, в ряде случаев линзовидная слоистость, 5) наличие текстур взмучивания, оползания, нарушенной слоистости и т.д., 6) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 7) локальное распространение, 8) постепенный переход в озерные и озерно-болотные отложения других фаший, 9) обилие растительного детрита и обугленных растительных остатков, 10) залегание в любых частях озерно-болотных и в верхней части аллювиально-озерно-болотных циклов.

Фашиа алевроито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озерных водоемов (ОЗЗ)

Отложения этой фашии включают осадки двух генетических типов ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2. Накопление осадков типа ОЗЗ-1 обычно предшествовало непосредственному заболачиванию озерных водоемов. Осадки типа ОЗЗ-2 накапливались раньше и формировались за счет более грубого материала. Они залегают в различных частях озерно-болотных циклов (всегда выше угольных пластов) и в верхней части - аллювиально-озерно-болотных. Вверх по разрезу отложения фашии ОЗЗ, как правило, переходят в почвенные и подпочвенные образования фашии ОПО, вниз по разрезу - в осадки разнообразных озерных и озерно-болотных водоемов. Мощность отложений типа ОЗЗ-1 - 1-2,5 м, типа ОЗЗ-2 - 0,5-1,5 м. Общая мощность фашии ОЗЗ колеблется от 1,5 до 4,0 м.

Основные признаки фашии ОЗЗ: 1) алевролитоглинистый, реже мелкопесчаный материал, 2) темно-серая окраска, 3) слабо выраженная горизонтально-волнистая слоистость, 4) наличие конкреций сидерита, 5) наличие текстур оползания, взмучивания и др., 7) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 8) локальное распространение, 9) обилие растительного детрита, обрывков растений и редкие корешки растений, 10) постепенный переход вверх по разрезу в отложения фашии ОПО, вниз по разрезу - в отложения ОЗП, ОВМ и др., 11) залегание в любых частях озерно-болотных и в верхней части аллювиально-озерно-болотных циклов.

Фашиа углистых, алевролитоглинистых осадков слабо заболачивающихся озер, заливающихся торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗУ)

Отложения данной фашии формировались, как правило, в заключительной стадии существования озерных водоемов вследствие их заболачивания, в процессе которого накапливались углистые образования генетических типов ОЗУ-1 и ОЗУ-2. Отложения фашии ОЗУ участвуют, как правило, в строении всех уголь-

ных пластов или почвенных образований. В разрезе и на площади они постепенно или по отчетливому контакту замещаются углями или песчано-алеврито-глинистыми прослоями угольных пластов, их кровли и почвы. Мощность отложений типа ОЗУ-1 - 0,1-1,5 м, ОЗУ-2 - 0,1-1 м. Общая мощность фации ОЗУ колеблется от 0,3 до 2,5 м.

Основные признаки фации ОЗУ: 1) алеврито-глинистый состав, 2) углистость, 3) средняя и плохая сортировка материала, 4) тонкогоризонтальная или листоватая слоистость, 5) обилие растительных остатков хорошей сохранности и детрита, 6) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 7) ограниченное распространение, 8) приуроченность к зоне угольных пластов в любых циклах осадконакопления.

МАКРОФАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАБОЛАЧИВАЮЩИХСЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН, ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ И АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВЫХ РАВНИН (ОП)

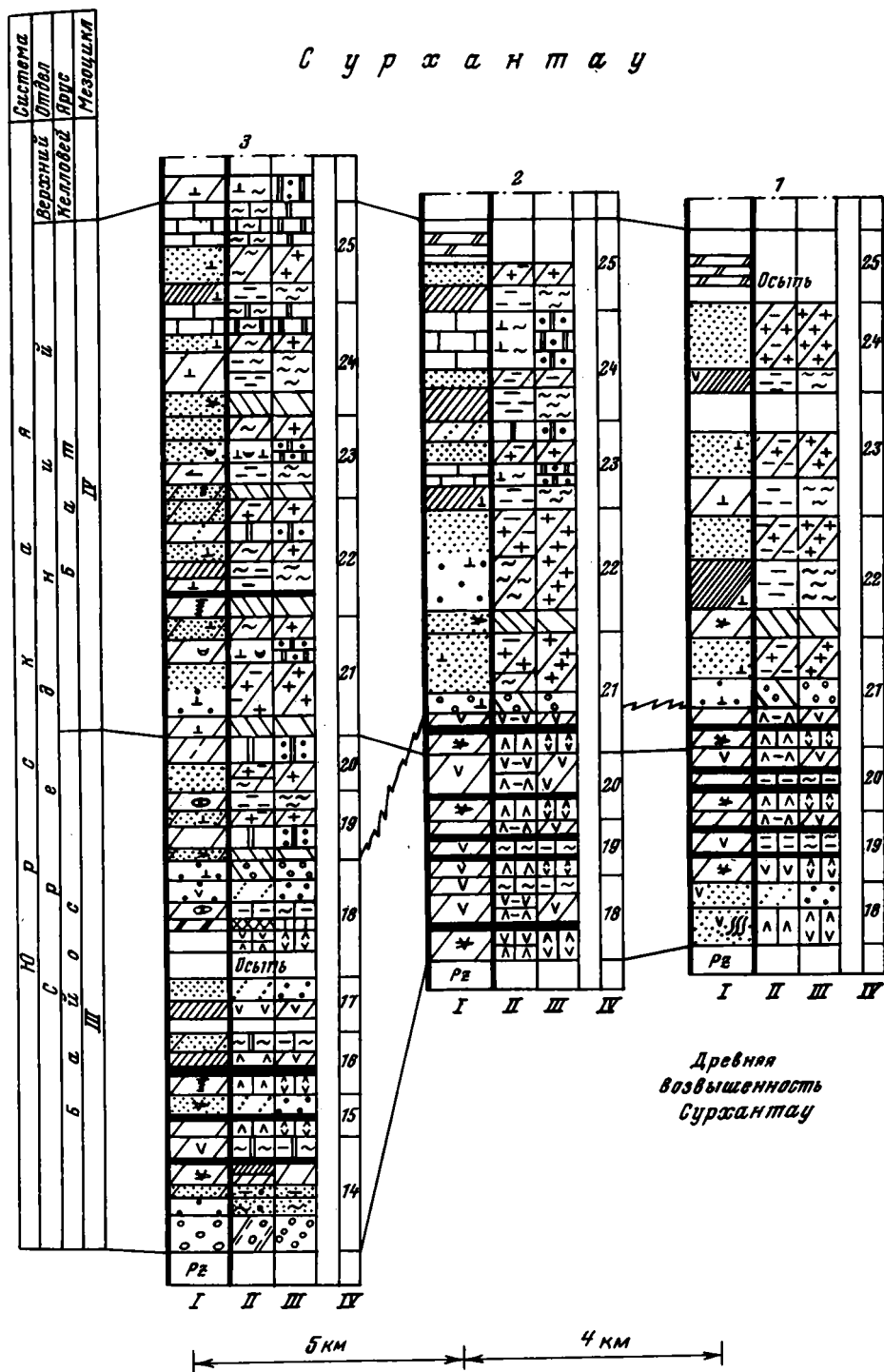
Среди отложений данной макрофации выделяются осадки трех фаций, которые различаются между собой первичным генезисом, а также местоположением в пределах ландшафтно-географических зон. Эти отложения наиболее развиты на юго-западе во втором, третьем, четвертом мезоциклах разрезов Дибодом, Гурруд, Нилю, Фангарт, Хауз (фиг. 9, см. фиг. 7,8) и в первом мезоцикле разрезов Ак-камар, Варгандок, Суффа восточной части региона (см. фиг. 3,4). В центральной части совместно с другими озерными и озерно-болотными отложениями они составляют мезоцикл разреза Шаргунь. Отложения данной макрофации участвуют в строении различных типов циклов и обычно предшествуют угольным пластам или замещающим их образованиям. Почвы и подпочвы, развитые на аллювиальных и озерных осадках, составляют основную часть отложений макрофации. Почвы и подпочвы, возникшие за счет переработки осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в данном регионе встречаются лишь в верхней половине четвертого мезоцикла в разрезах Курганча, Хауз, Фангарт, Дибодом на юго-западе региона (фиг. 10) и в верхней половине четвертого мезоцикла разреза Шаргунь центральной части региона.

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиальных долин (ОПА)

Образования этой фации развиваются на верхних горизонтах аллювия, т.е. на пойменных отложениях. Среди последних заболачиванию в основном подвергаются глинисто-алевритовые осадки застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы. В процессе заболачивания возникали отложения генетических типов ОПА-1 и ОПА-2. Осадки типа ОПА-1 характеризуют почву, а типа ОПА-2 - подпочву угольных пластов. Отложения обоих типов залегают в средней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов и всегда подстилают угольные пласты. Если последние отсутствуют, то эти отложения сменяются осадками озерных или озерно-болотных водоемов прибрежного мелководья. Вниз по разрезу они переходят в верхние горизонты стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ), а на площади фациально замещаются различными осадками озерного, озерно-болотного и прибрежно-морского генезиса. Мощность отложений типа ОПА-1 колеблется от 0,15 до 1 м, ОПА-2 - от 0,10 до 0,7 м. Общая мощность фаций ОПА 0,35-1,70 м.

Основные признаки фации ОПА: 1) глинисто-алевритовый, иногда песчаный состав, 2) плохая сортировка материала, 3) темно-бурая окраска, постепенно переходящая вниз по разрезу в темно-серую и серую, 4) текстуры протыкания, оползания, слабо выраженная комковатая отдельность, 5) многочисленные крупные и мелкие корешки растений, 6) уменьшение количества корневых остатков и растений вниз по разрезу, 7) появление вниз по разрезу все более отчетливо выраженной первичной текстуры, 8) отсутствие остатков и отпе-

С у р х а н т а у



Фиг. 9. Фациальный профиль по линии VII-VII
Условные обозначения см. на фиг. 11

чатков фауны, 9) сравнительно ограниченное распространение, 10) постепенный переход вниз по разрезу в отложения поймы и непосредственное залегание ниже угольных пластов, 11) залегание в средней части аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин (ОПП)

Отложения этой фации образовались при заболачивании прибрежно-морских равнин, в результате которого формировались осадки двух генетических типов: ОПП-1 – почва и ОПП-2 – подпочва угольных пластов. Осадки этих типов залегают в основании прибрежно-морских и морских циклов и всегда предшествуют угольным пластам или замещающим их отложениям. Вниз по разрезу они постепенно замещаются осадками прибрежного мелководья, а на площади – осадками озерных и озерно-болотных водоемов; в сторону моря эти отложения постепенно сменяются осадками прибрежного мелководья. Мощность отложений типа ОПА-1 колеблется от 0,2 до 0,8 м, ОПА-2 – от 0,5 до 1,5 м. Общая мощность фации ОПП изменяется от 0,7 до 2,3 м.

Основные признаки фации ОПП: 1) песчано-алевритовый состав, 2) плохая сортировка материала, 3) темно-бурая окраска, переходящая вниз в темно-серую и серую, 4) флюиподобные текстуры, текстуры взмучивания, оползания, протыкания и т.д., 5) многочисленные мелкие и крупные корешки растений, 6) уменьшение количества корешков сверху вниз по разрезу, 7) появление вниз по разрезу все более отчетливо выраженной первичной слоистой текстуры, 8) редкие остатки и отпечатки фауны, 9) сравнительно широкое распространение, 10) переход вниз и вверх по разрезу в отложения прибрежного мелководья морского бассейна (в случае безугольных циклов); 11) залегание отложений в нижней части морских циклов.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов речных долин и аллювиально-дельтовых равнин (ОПО)

Озерные водоемы, располагавшиеся в некотором удалении от побережья морского бассейна, в пределах аллювиально-дельтовых и речных долин, часто зарастали древесной растительностью. В процессе заболачивания формировались отложения двух генетических типов – ОПО-1 – почва и ОПО-2 – подпочва угольных пластов. Их осадки залегают в основании озерно-болотных циклов и всегда предшествуют угольным пластам или отложениям, их замещающим. Вниз по разрезу они сменяются озерными осадками макрофаций ОЗ, ОВ, а на площади переходят в почвенные и подпочвенные образования других фаций. Мощность отложений типа ОПО-1 – 0,25–0,9 м, типа ОПО-2 не превышает 0,3–1 м. Общая мощность фации ОПО колеблется от 0,5 до 2 м.

Основные признаки фации ОПО: 1) песчано-алевритовый состав, 2) плохая, редко средняя сортировка материала, 3) темно- и буровато-серая окраска, 4) флюиподобные текстуры, текстуры взмучивания, оползания, протыкания и т.д., 5) многочисленные, в основном мелкие корешки растений, 6) уменьшение количества корневых остатков вниз по разрезу, 7) обилие обугленных обрывков растений и детрита, незначительное количество растительных остатков хорошей сохранности, 8) отсутствие остатков и отпечатков фауны, 9) локальное распространение, 10) непосредственное залегание ниже угольных пластов, 11) постепенный переход вниз по разрезу в осадки разнообразного генезиса, 12) залегание в нижней части озерно-болотных циклов.

Краткий анализ основных генетических признаков отложений макрофаций ОВ, ОЗ и ОП, их распространения по разрезу и на площади изученного региона свидетельствует о том, что они формировались как в неодинаковых по размерам озерных и озерно-болотных водоемах, так и в их различных частях, располагавшихся в пределах речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. Образование генетических типов ОВП-1, ОВП-2, ОВМ-1, ОВМ-2, ОВЦ-1 и ОВЦ-2 происходило в основном в крупных озерных водоемах, имевших различную динамику и направленность водной среды.

Осадки типов ОВП-1 и ОВП-2 формировались в прибрежных полуизолированных частях мелководья озерных водоемов, где господствовали спокойные гидродинамические условия для осаждения более или менее отмученного материала. На это указывает, в частности, глинисто-алевритовый состав пород, горизонтальная, горизонтально-волнистая, участками прерывистая слоистость. То, что отложения данных генетических типов образовались в прибрежных частях озерных водоемов в спокойных гидродинамических условиях, подтверждается присутствием большого количества обугленных стеблей растений и листовой флоры, часто хорошей сохранности. Они, как правило, располагаются всегда на плоскостях наложения и этим подчеркивают слоистость.

Осадки типов ОВМ-1 и ОВМ-2 формировались в различных участках озерных водоемов, в некотором удалении от берега, в условиях интенсивной подвижности водной среды. Обломочный материал в эти озера заносился реками. Часть принесенного осадка оседала в приустьевой зоне, образуя слабо выраженную дельту, другая под воздействием волнений и течений разносилась по озеру и формировала различные аккумулятивные формы рельефа: подводные валы, гряды и т.д. На некоторую удаленность от берега и большую подвижность указывает отсутствие листовой флоры хорошей сохранности, характер слоистости и наличие витрифицированных растительных остатков.

В значительном удалении от побережья, в наиболее глубоководных частях озерных водоемов, куда не доходили волнения воды, в условиях застойной обстановки накапливались алеврито-глинистые и глинистые осадки генетических типов ОВЦ-1 и ОВЦ-2. О том, что эти отложения накапливались в центральных частях озерных водоемов, свидетельствует тонкоотмученный состав, значительно лучше выраженная сортировка материала по сравнению с осадками фации ОВП, тонкогоризонтальная, иногда скрытогоризонтальная слоистость. В результате низкого содержания растительного материала породы отличаются в основном серой окраской. В целом осадки фаций ОВП, ОВМ и ОВЦ в большей части характеризуют начальный и средний этапы заполнения озерных водоемов.

В мелких плоских озерных водоемах, которые питались в основном за счет разлива рек, или на отдельных прибрежных участках крупных озер создавались условия для зарастания и заиливания с образованием терригенно-глинистых, частично углистых осадков генетических типов ОЗП-1, ОЗП-2, ОЗЗ-1, ОЗЗ-2, ОЗУ-1, ОЗУ-2. Так, например, формирование типов ОЗП-1 и ОЗП-2 происходило, по-видимому, в проточных участках зарастающих озерных водоемов, где динамика водной среды по своей интенсивности и направленности была очень изменчива. На это указывает относительно крупнозернистый материал. Отложения представлены песчаниками мелко- и, реже, среднезернистыми и алевролитами с горизонтально-волнистой слоистостью (тип ОЗП-1), осложненными текстурами взмучивания и оползания (тип - ОЗП-2). При этом возникновение неслоистых текстур связано с неоднократным перемывом и взмучиванием осадков. Высокое содержание обугленных растительных остатков и связь с почвенными образованиями указывает на то, что наряду с осадконакоплением происходило зарастание озерных водоемов.

Отложения генетических типов ОЗЗ-1 и ОЗЗ-2 формировались в условиях заболачивающихся участков торфяных болот. Это приводило к накоплению аргиллитов и алевролитов, лишенных слоистых текстур (тип ОЗЗ-1), или алевролитов,

редко аргиллитов и мелкозернистых песчаников со скрытогоризонтально-волнистой слоистостью; часто осадки углистые (тип ОЗЗ-2). Большую роль в образовании фации ОЗЗ играли неоднократные перемены и взмучивания осадков, в результате чего эти текстуры приобретали плохо выраженные и расплывчатые очертания, а породы в целом – слабокомковатое строение. Застойные условия озерных водоемов подтверждаются наличием большого количества обугленных растительных остатков, обрывков растений, мелких корешков и детрита, беспорядочно располагающихся в породе, а также плохая сортировка материала.

Осадки фации ОЗУ накапливались двояким путем. В первом случае они формировались в озерных водоемах в заключительную стадию за счет их кратковременного заболачивания. При этом происходило уменьшение привноса тонко-отмученного обломочного материала, в результате чего образовались углистые аргиллиты и алевролиты генетического типа ОЗУ-1. Если застойный водный режим этих участков нарушался привносом более грубого алевроито-песчаного материала, формировались осадки типа ОЗУ-2. Во втором случае, если процесс накопления торфяников нарушался привносом большого количества глинисто-алевритового материала, образование фации ОЗУ происходило при заиливании торфяных болот.

Озерный генезис фаций ОЗП, ОЗЗ и ОЗУ подтверждается генетической связью не только между собой, но и с отложениями других озерных и озерно-болотных фаций. Все перечисленные отложения участвуют в строении озерных, озерно-болотных и аллювиально-озерно-болотных циклов осадконакопления.

В определенные отрезки времени, в пределах различных участков озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, особенно в заключительный этап их развития создавались условия для заболачивания с образованием почв и подпочв угольных пластов. Так, формирование фации ОПА происходило в основном на верхних горизонтах аллювия, т.е. на пойменных отложениях. Среди последних чаще всего подвергались заболачиванию глинисто-алевритовые осадки застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы. В процессе их заболачивания возникали отложения генетических типов ОПА-1 (почва угольного пласта) и ОПА-2 (подпочва угольного пласта).

Осадки фации ОПП формировались в результате заболачивания прибрежной суши, располагавшейся за пределами речных долин, вдоль побережья морского бассейна. Заболачивание побережья началось в основном уже после того, как закончилось выравнивание и переработка бывшего участка дна бассейна, превращенного в результате поднятия в прибрежную часть суши. В процессе сплошного заболачивания верхние слои приобретали комковатую текстуру с многочисленными крупными и мелкими корешками растений (ОПП – почва угольного пласта), а в нижних частях разреза, за счет уменьшения количества корешков растений, породы характеризовались более или менее выраженной горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, с многочисленными мелкими и крупными растительными отпечатками, редко с единичными корешками растений (ОПП-2 – подпочва угольного пласта).

При заболачивании в основном мелких озерных водоемов, располагавшихся в значительном удалении от морского побережья, а также в пределах аллювиально-дельтовых равнин формировались отложения фации ОПО. В отличие от предыдущих фаций мелкая древесная и кустарниковая растительность в этих отложениях мало изменяла верхние горизонты субстрата. Для них характерны в основном отчетливо выраженные текстуры – флюидоподобные, взмучивания, оползания и др. Большую роль в формировании верхних горизонтов озерных отложений имели неоднократные перемены и переотложения ранее накопившихся осадков, их взмучивание с последующим беспорядочным оседанием.

Таким образом, из приведенного анализа генетических признаков фаций ОВП, ОВМ, ОВЦ, ОЗП, ОЗЗ, ОЗУ, ОПА, ОПП, ОПО следует, что по условиям образования они подразделяются на три макрофации, где каждая в отдельности отвечает определенной ландшафтной зоне озерных и озерно-болотных водоемов.

Отложения макрофашии ОВ накапливались в основном в крупных озерных водоемах в начальной и зрелой стадии своего существования. Привнос обломочного материала осуществлялся реками.

В конечный этап своего существования озерные водоемы либо их отдельные участки часто подвергались зарастанию и заиливанию с образованием алеврито-песчано-глинистых осадков макрофашии ОЗ.

И, наконец, при заболачивании речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин сформировались отложения макрофашии ОП.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди морских отложений в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта выделяется три макрофашии (табл. 4). Осадки первой макрофашии (БП) характеризуют условия заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна. Осадки второй макрофашии (БМ) формировались в зоне открытого подвижного мелководья, отдельные участки которого располагались против устьев крупных, реже мелких рек, а также на некотором удалении от морского побережья. И, наконец, в значительном удалении от побережья при резком сокращении привноса терригенного песчано-алевритового материала формировались глинисто-карбонатные осадки третьей макрофашии (БУ), отложения которой являются переходными между прибрежно-морскими и более удаленными осадками (см. табл. 4).

МАКРОФАШИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАЛИВНО-ЛАГУННОГО ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ МОРСКОГО БАСЕЙНА (БП)

Осадки данной макрофашии генетически связаны с терригенными образованиями прибрежного, участками полуизолированного и застойного мелководья морского бассейна. На юго-западе региона (структура Сурхантау) они слагают третий и четвертый мезоциклы разрезов Курганча, Хауз, Фангарт, Дибодом, Хар-как, Нилю, Гуруд и верхнюю половину четвертого мезоцикла разреза Шаргунь центральной части региона (западная часть Мечитли). На востоке отложения этой макрофашии отсутствуют почти полностью. Они слагают только самые верхние горизонты четвертого мезоцикла разрезов Ташкутан, Бедгун и др.

В отложениях данной макрофашии выделяются четыре генетических типа, отнесенных к осадкам двух фаций. Они являются переходными к отложениям открытого мелководья морского бассейна.

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун (БПП)

В прибрежно-мелководных частях морского бассейна, в полуизолированных, сильно вдавившихся в прибрежную сушу, отдельные участки которой часто заболачивались, накапливались алеврито-глинистые осадки, относящиеся к двум генетическим типам отложений БПП-1 и БПП-2. Отложения фации БПП залегают, как правило, в кровле угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов. Вверх по разрезу они по отчетливому, а иногда по резкому контакту переходят в осадки фации БММ и БМП. В сторону континента они постепенно переходят в озерные и озерно-болотные отложения. Мощность отложений типа БПП-1 — 0,7–1,5 м, типа БПП-2 — 0,4–1,5–3 м. Общая мощность отложений фации БПП колеблется от 1,1 до 4,5 м.

Для фации БПП характерны следующие признаки: 1) преимущественно алеврито-глинистый состав, 2) средняя сортировка материала, 3) темно-серая, участками почти черная окраска, 4) горизонтальная, горизонтально-волнистая

Таблица 4

Генетические типы и фации прибрежно-морских отложений (Б)

Макрофация и ее индекс	Фация и ее индекс	Генетический тип и его индекс
Отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (БП)	Алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун (БПП)	Алевролит мелкозернистый, аргиллит темно-серый, тонкоплитчатый, с горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью, часто с прослоями конкреционных стяжений, редко с фауной (БПП-1) Алевролит, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой, участками линзовидной слоистостью, с мелкими обугленными растительными остатками (БПП-2)
	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун (БПК)	Аргиллит темно-серый, с голубоватым оттенком, горизонтально-волнисто-слоистый, известковистый, с отпечатками фауны (БПК-1) Известняк песчанистый, редко мергель с отпечатками фауны (БПК-2)
Отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна (БМ)	Переслаивания алевролитопесчаных и глинистых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (БММ)	Мелкое переслаивание алевролитов и песчаников мелкозернистых, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, участками со слоистостью, участками со следами впадов (БММ-1) Крупное переслаивание песчаников разномзернистых и алевролитов с горизонтально-волнистой слоистостью (БММ-2)
	Алеврито-песчаных осадков мелководья морского бассейна (БМП)	Песчаник мелкозернистый, алевролиты с мелкой косой штриховатой и перекрестно-волнистой слоистостью, участками нарушенной следами впадов (БМП-1) Песчаник мелко-среднезернистый, с мелкой штриховатой выполняющей слоистостью (БМП-2)
	Песчано-гравийных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья морского бассейна (БМД)	Песчаник средне-крупнозернистый, гравелит мелкозернистый, с крупной и мелкой косой штриховатой, разнонаправленной и взаимосрезающей слоистостью (БМД-1)
	Карбонатных осадков сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (БУК)	Известняк тонкокристаллический, глинистый, аргиллит сильно-известковистый с отпечатками фауны (БУК-1)

слоистость, местами переходящая в знаки ряби, 5) наличие обугленных растительных остатков и детрита, 6) присутствие в ряде случаев остатков и отпечатков фауны, 7) непосредственное залегание выше угольных пластов аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских циклов.

Фация глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе центральных частей заливов и лагун (БПК)

Отложения данной фации формировались как в заливно-лагунной зоне, так и в некоторых частях прибрежного мелководья морского бассейна, в результате чего создавались благоприятные условия для накопления глинисто-карбонатных осадков генетических типов БПК-1 и БПК-2. Отложения этих типов залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или средней части прибрежно-морских циклов осадконакопления. В разрезе и на площади они постепенно замещаются некоторыми отложениями прибрежного мелководья и более удаленных от берега частей бассейна. Мощность отложений типа БПК-1 колеблется от 0,3 до 0,7 м, БПК-2 – от 1 до 3 м. Общая мощность фации БПК составляет от 1,0 до 3–4 м.

Основные признаки фации БПК: 1) песчано-алеврито-глинистый и карбонатный материал, 2) средняя сортировка материала, 3) темно-серая, серая с голубоватым оттенком окраска, 4) хорошо, иногда слабо выраженная горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, 5) незначительное количество обугленного растительного детрита, 6) наличие остатков и отпечатков фауны, 7) ограниченное распространение, 8) переход в отложения других прибрежно-морских фаций, 9) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских или в средней части прибрежно-морских циклов.

МАКРОФАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОТКРЫТОГО ПОДВИЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ МОРСКОГО БАССЕЙНА (БМ)

Среди отложений макрофации выделяются пять генетических типов, отнесенных к трем фациям – БММ, БМП и БМД. Осадки этих фаций резко отличаются от описанных выше прибрежно-морских отложений грубозернистым составом и разнообразной горизонтальной и косой слоистостью. Эти отложения занимают значительные площади против устьев рек, а также широко распространены на некотором удалении вдоль побережья морского бассейна.

Отложениями макрофации БМ сложены третий и четвертый мезоциклы в юго-западной части региона (структура Сурхантау), средняя и верхняя половины четвертого мезоцикла центральной части региона (западная часть Мечитли) и самая верхняя часть четвертого мезоцикла восточной части региона (центральная и восточная части Мечитли).

Фация переслаивания алеврито-песчаных и глинистых осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (БММ)

Образование отложений фации происходило в переходной зоне между заливно-лагунным, прибрежным мелководьем и наиболее удаленными участками от побережья морского бассейна. При этом накапливались осадки двух генетических типов – БММ-1 и БММ-2. Их отложения залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов. На площади они постепенно переходят в отложения других прибрежно-морских фаций. Вверх по разрезу осадки типов БММ-1 и БММ-2 по отчетливому, реже по резкому контакту переходят в отложения фации БМД. Мощность отложений типа БММ-1 изменчива и колеблется от 0,5 до 2–3 м, типа БММ-2 составляет 0,5–1,5–2 м. Общая мощность фации БММ колеблется от 1–3,5 до 5 м.

Основные признаки фации БММ: 1) песчано-алевритовый, реже глинистый материал, 2) средняя сортировка материала, 3) серая, темно-серая окраска пород, 4) мелкое и крупное переслаивание алевритов, песчаников, реже аргиллитов, 5) горизонтальная, горизонтально-волнистая, участками косая штриховатая слоистость в участках переслаивания, 6) наличие нарушенных текстур, особенно среди отложений крупного переслаивания, 7) сравнительно широкое распространение, 8) постепенный переход в отложения других прибрежно-морских фаций, 9) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов.

Фация алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна (БМП)

Отложения данной фации накапливались в более удаленных частях прибрежного мелководья, чем осадки предыдущей фации, в условиях волнений водной среды. В результате накапливались осадки двух генетических типов – БМП-1 и БМП-2. Они залегают в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских циклов и в средней части – прибрежно-морских. Вверх и вниз по разрезу, а также на площади отложения этой фации постепенно переходят в другие прибрежно-морские фации. Мощность отложений типа БМП-1 колеблется от 0,5–1 до 2 м, типа БМП-2 изменяется от 1 до 5–6 м. Общая мощность фации БМП составляет 1,5–8 м.

Основные признаки фации БМП: 1) мелко-реже среднезернистый песчаный и алевритовый материал, 2) лучшая сортировка материала по сравнению с осадками фации БММ, 3) серая и темно-серая окраска, 4) косая выполаживающаяся, участками прерывистая, горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, 5) относительно широкое распространение, 6) постепенный переход в отложения других прибрежно-морских фаций, 7) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских циклов и в средней части – прибрежно-морских.

Фация песчано-гравийных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья морского бассейна (БМД)

При впадении рек в морской бассейн образовывались отложения подводных дельт, представленных наиболее крупнозернистыми песчано-гравийными осадками генетического типа БМД-1. Отложения этого типа залегают в надугольной части прибрежно-морских циклов. Вверх по разрезу они постепенно переходят в осадки других прибрежно-морских фаций, а с подстилающими породами имеют отчетливый или резкий контакт. На площади отложения типа БМД-1 в глубь бассейна и вдоль побережья постепенно переходят в осадки фаций БМП, БММ, а в сторону берега – в русловой аллювий.

Для отложений этой фации характерны следующие признаки: 1) гравийно-песчаный материал, 2) средняя сортировка материала, 3) крупная и мелкая косая, штриховатая, разнонаправленная и взаимосрезающаяся, косо-волнистая и штриховатая слоистость, 4) присутствие отпечатков деревьев, 5) ограниченное распространение, 6) тесная связь с речным аллювием, 7) постепенный переход вверх по разрезу в отложения других прибрежно-морских фаций и отчетливый или резкий контакт с подстилающими породами, 8) залегание в надугольной части аллювиально-прибрежно-морских и в средней части прибрежно-морских циклов.

МАКРОФАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРАВНИТЕЛЬНО УДАЛЕННЫХ ОТ ПОБЕРЕЖЬЯ УЧАСТКОВ МОРСКОГО БАСЕЙНА (БУ)

Отложения данной макрофации формировались в наиболее удаленных участках от побережья морского бассейна, где господствовали спокойные гидродинамические условия водной среды. В результате накапливались глинисто-карбонатные осадки, отнесенные к отложениям одной фации – БУК. Осадки данной фа-

ции имеют ограниченное распространение. Они встречены в самой верхней части четвертого мезоцикла разрезов Курганча, Диболо юго-западной части региона (структура Сурхантау) (см. фиг. 7,8).

Фация карбонатных осадков сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (БУК)

Формирование фации БУК происходило в участках, куда глинистый и алевритовый материал приносился в ограниченных количествах. Отложения типа БУК-1 залегают в средней части прибрежно-морских циклов. В разрезе и на площади они, по-видимому, постепенно переходят в осадки других морских фаций. Мощность фации составляет 1,5–5 м.

Основные признаки фации БУК: 1) в основном карбонатный состав, представленный известняками с незначительной примесью глинистого материала, 2) равномерное распределение глинистого материала, 3) отсутствие растительных остатков и детрита, 4) наличие остатков и отпечатков фауны, 5) площадное распределение, 6) залегание в верхней части прибрежно-морских циклов.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Из краткого анализа основных признаков генетических типов отложений, отнесенных к фациям БПП, БМП, БПК, БММ, БМД и БУК, следует, что они формировались как в самой прибрежной зоне, так и в значительно удаленных участках морского бассейна.

Отложения фации БПП образовались в прибрежно-мелководной части морского бассейна, в полуизолированных, сильно вдавшихся в прибрежную сушу участках, которые характеризовались спокойным, а в отдельных случаях застойным режимом водной среды. На это, в частности, указывают темно-серая, почти черная окраска отложений фации БПП, обусловленная большим содержанием обрывков растений и обугленного детрита, алеврито-глинистый состав, горизонтальная, горизонтально-волнистая слоистость, а также присутствие в этих отложениях конкреций пирита.

Формирование осадков фации БПК происходило в результате резкого сокращения поступления в бассейн седиментации терригенного материала. В этом случае отлагались известковистые алевриты и глины (тип БПК-1), а в некоторых отдельных участках, защищенных от поступления даже тонкоотмученного материала, накапливались мергели и известняки с незначительной примесью песчаного материала (тип БПК-2). Такая обособленность областей накопления известняков и сильнокарбонатизированных алевритов и аргиллитов подтверждается их локальным распространением, относительно плохой сортировкой материала и незначительной мощностью.

Осадки макрофации БМ образовались в открытой прибрежной части морского бассейна с сильно изменчивой подвижностью водной среды и питались за счет обломочного материала, выносимого реками. Поскольку зона открытого подвижного мелководья морского бассейна была неоднородна, следовательно, его участки характеризовались неодинаковым гидродинамическим режимом и различными типами осадконакопления. Непосредственно у устьев рек накапливались песчано-гравийные осадки фации БМД с разнообразной косой, разнонаправленной, взаимосрезающейся слоистостью, с отсутствием ритмической сортировки материала и с большим количеством растительных остатков и детрита. Одним из характерных признаков отложений макрофации БМ является их непосредственная связь с речным аллювием, с которым они связаны постепенным переходом, изменением типа слоистости и общим уменьшением размерности материала в сторону подводной дельты. Все это позволяет отнести отложения макрофации БМ к подводным выносам рек, к отложениям подводной дельты.

По мере ослабления гидродинамического режима водной среды по периферии подводных дельт накапливались в основном песчаные осадки с мелкой косой

выполаживающейся, штриховатой и косо-волнистой слоистостью фации БМП. Сравнительно повышенное содержание растительных остатков и обугленного детрита подтверждает их накопление в зоне подвижного мелководья, располагавшейся недалеко от побережья. И наконец, на окраинных участках зоны открытого подвижного мелководья, с одной стороны, и наиболее удаленных от побережья частях бассейна – с другой, накапливались отложения фации БММ. По существу они являются переходными между отложениями макрофаций БП и БМ, с одной стороны, и осадками фации БУК – с другой. На это, прежде всего, указывает мелкое и крупное переслаивание пород от аргиллитов до мелкозернистых песчаников. Это переслаивание, по-видимому, связано с сезонным привносом материала различной размерности и его распределением вдоль побережья и в глубине бассейна течениями и волновыми движениями водной среды. На прибрежный и мелководный характер переслаивания указывает также наличие текстур взмучивания, оползания и нарушенных текстур, большое количество обугленного растительного детрита и связь с другими отложениями прибрежно-морских фаций.

Таким образом, из анализа генетических признаков отложений фаций БПП, БПК, БММ, БМП, БМД и БУК следует, что по условиям образования они подразделяются на три макрофации, где каждая в отдельности отвечает крупной ландшафтной зоне морского бассейна. Как было уже показано, каждая зона характеризовалась определенным гидродинамическим режимом водной среды и положением по отношению к побережью его отдельных участков. Эти два признака нашли отражение, прежде всего, в составе и размерности морских отложений, т.е. в их литологических типах, а также в текстурных и других особенностях.

ТИПЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЦИКЛОВ, МЕЗОЦИКЛЫ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ЦИКЛЫ

Анализ распространения генетических типов и фаций ниже- и среднеюрских угленосных отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта показал, что они распределяются в разрезе закономерно, образуя элементарные циклы. Следовательно, элементарные циклы являются первично обобщенными генетическими единицами разреза угленосной толщи (Тимофеев, 1970б, стр. 16).

Элементарные циклы, в свою очередь, также чередуются в разрезе, причем в определенной последовательности, отражая направленность процесса осадконакопления. Такого рода чередования образуют циклическое строение разреза. На существование цикличности в пределах угленосной толщи исследованного региона ранее указывали В.И. Троицкий (1967), В.С. Лучников (1968а), Б.В. Полянский (1962а) и др.

В процессе изучения угленосных отложений применялась методика выделения циклов, разработанная П.П. Тимофеевым (1964, 1969, 1970б). В соответствии с этим принципом выделяются три группы элементарных циклов: 1) континентальные, 2) континентально-морские, 3) морские (фиг. 11).

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЦИКЛОВ

В строении этой группы циклов участвуют исключительно континентальные образования, представленные аллювиальными, озерными, озерно-болотными и болотными отложениями. Среди них выделяются аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные циклы как угольные, так и безугольные.

Аллювиально-озерно-болотные циклы (см. фиг. 11, а-д) в нижней части сложены русловым, пойменным и старичным аллювием, в средней части — озерно-болотными и болотными отложениями. Верхняя часть представлена озерными образованиями. Нижняя граница аллювиальных циклов является границей размыва. В зависимости от генетического типа аллювия; слагающего элементарный цикл (горный, переходный, равнинный), выделяются три подтипа циклов.

В первом подтипе (см. фиг. 11, д) цикл начинается с горного аллювия, представленного в основном разногальечниковыми конгломератами, разнозернистыми гравелитами, характеризующимися неясно выраженной сортировкой материала и плохо выраженной крупной косою однонаправленной слоистостью (фация АРГ). Пойменный комплекс для данных циклов не характерен; как правило, он либо отсутствует, либо развит слабо и тогда представлен разнозернистыми песчаниками с горизонтально-волнистой, мелкой косою штриховатой слоистостью (фация АПП), очень редко — алевритами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками с горизонтально-волнистой слоистостью (фация АПВ).

В пространстве пойменный комплекс осадков имеет ограниченное распространение и характеризует в основном условия мелких локально-ограниченных вторичных водоемов. Верхняя часть данных циклов отсутствует. Эти циклы,

как правило, безугольные. Они развиты в основном в отложениях первого, второго, третьего мезоциклов восточной части региона (см. фиг. 3,4); в центральной части региона ими сложены первый и второй мезоциклы (см. фиг. 5), а на юго-западе региона они встречаются в осадках первого мезоцикла (см. фиг. 8, 9, 10).

Во втором подтипе цикл начинается с аллювиальных отложений горно-равнинных или равнинно-горных рек (фация АРП) (см. фиг. 11,г). Русловой аллювий складывается преимущественно разнотернистыми гравелитами с обилием мелкогалечникового материала, с крупной косой однонаправленной слоистостью. Она выражена значительно лучше, чем в отложениях предыдущих циклов. Значительно шире развит также пойменный комплекс. Он представлен осадками прирусловой части поймы и ее паводковых вод (фация АПП) и застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ). Иногда, хотя и не очень характерно для этих циклов, выше пойменных осадков наблюдается развитие озерно-болотных отложений, сложенных почвенными образованиями (фация ОПА) (см. фиг. 4, разрез Гулиоб, цикл 4). Выше залегают либо маломощные угольные пласты, либо углистые, углисто-алевритовые осадки слабо заболачивающихся озер и заиливающихся участков торфяных болот и сапропелевых озер. Иногда циклы безугольные. Этот подтип наиболее развит в осадках первого, второго и третьего мезоциклов восточной части региона и в отложениях второго мезоцикла в центральной и юго-западных частях региона.

В третьем подтипе (см. фиг. 11,а-в) цикл начинается русловым аллювием, представленным разнотернистыми гравелитами, песчаниками с ясно выраженной крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, выполаживающейся вверх по разрезу (фация АРР). Слоистость образована ритмической сортировкой материала, иногда подчеркнутой растительными остатками и детритом. Пойменные отложения здесь широко распространены, и в разрезе можно наблюдать песчано-алевритовые осадки прирусловой части поймы (фация АПП) и ее застойных водоемов (фация АПВ).

Вверх по разрезу пойменный комплекс сменяется отложениями почвы и подпочвы угольных пластов (фация ОПА). Они сформированы песчаниками, алеврититами с комковатой текстурой, многочисленными корешками растений и мелкими обугленными растительными остатками. Эти отложения перекрываются болотными образованиями, представленными угольными пластами мощностью от 0,3 до 1,5 м и углистыми аргиллитами (см. фиг. 11,а-б). Кровля угольных пластов состоит из алевритов, аргиллитов с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (фация ОВП). Иногда они сложены песчаниками, редко мелкозернистыми гравелитами; косая слоистость разнонаправленная (фация ОВМ). Озерные отложения циклов характеризуются хорошей сортировкой материала, имеют четко выраженную слоистость и довольно широкое распространение.

Циклы данного подтипа характерны для равнинных участков и низовьев речных долин. Они встречаются в отложениях четвертого мезоцикла на востоке региона. В центральной и юго-западных частях региона они принимают участие в строении второго, третьего и четвертого мезоциклов.

Очень часто непрерывный процесс осадконакопления нарушается наложением эрозионных размывов, в результате чего возникают три морфологические разновидности элементарных циклов среди циклов с русловым аллювием равнинных рек (см. фиг. 11,в). Для первой разновидности характерно отсутствие лишь части верхней половины цикла. Вторая разновидность отличается полным отсутствием всей верхней части цикла, при этом аллювий вышележащего цикла непосредственно располагается в кровле угольного пласта (см. фиг. 11,в). Для третьей разновидности характерно то, что размытыми оказываются верхняя часть цикла, угольный пласт с почвой и подпочвой и часть пойменного и старичного аллювия. В этом случае аллювий с размывом ложится на пойменный или русловой аллювий предыдущего цикла осадконакопления.

На площади аллювиально-озерно-болотные циклы переходят в озерно-болотные, аллювиально-прибрежно-морские и прибрежно-морские. В целом для исследованного региона характерно уменьшение аллювиально-озерно-болотных циклов с востока на запад и юго-запад. Мощности циклов различна и колеблется от 10-15 до 25-30 м.

Озерно-болотные циклы (см. фиг. 11,е-з), по существу, представляют собой средние и верхние части аллювиально-озерно-болотных циклов. От последних они отличаются тем, что почвенные образования развиваются преимущественно на озерных отложениях предыдущих циклов и отражают условия седиментации различных по разрезам озерных водоемов. Каждый озерно-болотный цикл начинается с отложений фации ОПО, представленной песчаниками мелко-, реже среднезернистыми, алевролитами, аргиллитами с многочисленными корешками растений, придающими осадкам комковатое строение (почва и подпочва). Выше залегают болотные отложения, представленные угольными пластами и углистыми аргиллитами. Кровля угольных пластов сложена разнообразными осадками озерных водоемов. Наиболее распространены аргиллиты и алевролиты с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой большим количеством детрита и растительных остатков. Накопление этих отложений происходило в полуизолированных прибрежных участках озерных водоемов (фация ОВП).

Широко распространены также песчано-алевритовые осадки фаций ОЗП и ОЗЗ, характеризующие условия зарастающих и застойных участков озерных водоемов. Сложены они в основном песчаниками мелкозернистыми, алевролитами, аргиллитами. Для этих отложений характерны плохая сортировка материала, отсутствие слоистости, наличие текстур взмучивания, оползания, обилие обугленного детрита и мелких растительных остатков. Не менее характерны для циклов песчаники и алевролиты фации ОВМ. Осадки этой фации формировались в открытом мелководье озерных водоемов. Озерные отложения располагаются в циклах в самой различной последовательности. Как правило, верхние горизонты циклов подвергаются заболачиванию и служат началом следующего цикла осадконакопления. Озерно-болотные циклы слагают первый мезоцикл разрезов на востоке региона и разреза Шаргунь центральной части региона. Наиболее распространены они в первом, втором и третьем мезоциклах разрезов Гуруд, Нило (на юго-западе). Мощности озерно-болотных циклов колеблется от 5 до 10-12 м.

КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКИЕ ТИПЫ ЦИКЛОВ

Среди этой группы циклов встречается только один тип - аллювиально-прибрежно-морской.

Аллювиально-прибрежно-морские циклы (см. фиг. 11,и,к), как и аллювиально-озерно-болотные, подразделяются на три части. Нижняя слагается исключительно русловым и пойменным аллювием рек. Русловой аллювий характеризуется крупной косою однонаправленной прямолинейной слоистостью, которая вверх по разрезу выглаживается. Слоистость подчеркивается ритмичной сортировкой материала, присутствием мелких обугленных растительных остатков и детрита (фация АРР). Пойменные отложения развиты широко. Они представлены песчаными осадками прирусловой части поймы (фация АПП) и алевроито-глинистыми отложениями застойных, часто заболачивающихся стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ). Средняя часть циклов в изученном регионе отсутствует. Вполне возможно, что в боковых частях аллювиально-дельтовых равнин и ближе к морскому побережью могут быть встречены угленосные циклы данного типа.

Верхняя часть этих циклов сложена комплексом прибрежно-морских отложений. В данном регионе они обычно начинаются крупнозернистыми песчаниками, мелкозернистыми гравелитами, крупной, иногда мелкой косою, в основном однонаправленной, выглаживающейся, взаимосрезающейся и сходящейся

слоистостью (фация БМД). На площади и по разрезу они обычно фациально замещаются отложениями открытого подвижного мелководья (макрофация БМ).

Это в основном песчаники, характеризующие участки подвижного мелководья (фация БМП) и малоподвижного мелководья (фация БММ). Завершаются циклы, как правило, аргиллитами, алевролитами темно-серого и черного цвета с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным детритом и обрывками растений (фация БПП). В ряде случаев эти циклы заканчиваются озерными осадками. Циклы данного типа участвуют в строении четвертого мезоцикла восточной части региона, в юго-западном направлении они замещаются прибрежно-морскими и морскими циклами. Мощность аллювиально-прибрежно-морских циклов колеблется от 12 до 15–20 м.

МОРСКИЕ ТИПЫ ЦИКЛОВ

Среди этой группы циклов встречается только один тип – прибрежно-морской.

Прибрежно-морские циклы делятся на два подтипа. В первом подтипе (см. фиг. 11, л-о) нижняя часть циклов сложена почвенными и подпочвенными образованиями (фация ОПО), развивающимися на озерных осадках. Выше располагается угольный пласт. Как обычно, угольные пласты в этих циклах характеризуются незначительной мощностью и сравнительно хорошей выдержанностью. Покрываются угольные пласты алевроито-глинистыми осадками полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (фация ОВП). Выше залегают прибрежно-морские отложения макрофаций БП и БМ.

Во втором подтипе (см. фиг. 11, л, м) почвенные образования формируются на прибрежно-морских осадках и циклы соответственно начинаются с отложений фации ОПП. Выше они перекрываются угольными пластами. Кровлей угольных пластов являются темно-серые и почти черные аргиллиты и алевролиты с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (фация БПП); выше залегают глинисто-карбонатные осадки (фация БПК); которые в южном направлении сменяются собственно морскими.

В этих циклах широко распространены также гравийно-песчаные осадки открытого подвижного мелководья морского бассейна (фация БМД) и песчано-алевритовые осадки с мелкой косой выполаживающейся и крупной перекрестно-волнистой слоистостью (фация БМП). Связующим звеном между заливно-лагунным прибрежным (макрофация БП) и открытым подвижным (макрофация БМ) мелководьем служат осадки тонкого и мелкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников фации БММ.

Завершаются циклы обычно глинисто-алевритовыми осадками полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, верхние горизонты которых заболачиваются с формированием почвенных образований последующих циклов осадконакопления (см. фиг. 11, м-о). Циклы данного типа участвуют в строении третьего и четвертого мезоциклов разрезов юго-западной части региона.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Как было показано выше, детальный литолого-фациальный анализ позволил выделить в разрезах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта большое количество генетических типов отложений, которые, чередуясь в разрезе, сформировали три типа элементарных циклов. Установлено, что элементарные циклы и их морфологические разновидности располагаются в разрезе не беспорядочно, а в определенной последовательности, т.е. так же, как и генетические типы отложений в циклах, отражающих своеобразие направленности процесса осадконакопления.

Все это отчетливо прослеживается во всех разрезах фациальных профилей (см. фиг. 3–10). Ниже дается краткая характеристика цикличности на примере отдельных разрезов угленосной толщи изученного региона.

Рассмотрение начнем с разреза Лучоб-2, расположенного в восточной части региона, в непосредственной близости от области сноса. Как видно, в его строении принимают участие разнообразные литологические типы пород определенного генезиса. Прежде всего, бросается в глаза то, что данный разрез сложен в основном аллювиальными отложениями. Озерно-болотные осадки имеют исключительно локальное распространение. Отчетливо видно направленное чередование не только литологических типов, но и генетических типов отложений, образующих аллювиально-озерно-болотные комплексы, т.е. аллювиально-озерно-болотные циклы.

Разрез Лучоб-2 сложен 12-ю элементарными циклами, которые, чередуясь в разрезе, придают ему ярко выраженное циклическое строение. Нижняя и средняя части разреза представлены в основном чередованием аллювиально-озерно-болотных циклов второго и первого подтипов (см. фиг. 11, г, д), образованных отложениями горных и горно-равнинных рек. Выше они сменяются аллювиально-озерно-болотными циклами третьего подтипа. Эти циклы сформированы отложениями исключительно равнинных рек. И, наконец, заканчивается разрез 19-м аллювиально-прибрежно-морским циклом.

Аналогичным строением и характером цикличности обладают остальные разрезы восточной части региона, за исключением их нижней части, где они сложены озерно-болотными угольными и безугольными циклами, которые располагаются в разрезах в определенной последовательности и придают их нижним частям отчетливо выраженную цикличность.

Циклическое строение имеют и разрезы центральной части региона. Как видно, в разрезе Шаргунь выделяется 25 элементарных циклов. Начинается он с аллювиально-озерно-болотного, относящегося к первому подтипу. Выше появляются озерно-болотные. Средняя часть и нижняя половина верхней части разреза представлена чередованием аллювиально-озерно-болотных циклов второго и третьего подтипов, образованных отложениями горно-равнинных и равнинных рек. И, наконец, верхняя часть разреза заканчивается 25-м, прибрежно-морским циклом.

Особенно отчетливо циклическое строение имеют разрезы юго-западной части региона. В разрезе Дибодом видно последовательное и закономерное изменение строения циклов: осадконакопление снизу вверх по разрезу отражает в целом эволюцию ниже-среднеюрских ландшафтов во времени и в пространстве. В нижней части разреза преобладают аллювиально-озерно-болотные циклы (1-10) первого и второго подтипов (см. фиг. 11, г, д), образованных отложениями горных и горно-равнинных рек. Вверх по разрезу они сменяются аллювиально-озерно-болотными циклами (13, 14) третьего подтипа. Выше по разрезу появляются озерно-болотные циклы (15-21), наконец, в верхней части разреза преобладают морские циклы (22-25), число которых увеличивается в юго-западном направлении, т.е. в сторону морского бассейна.

Следовательно, строение ниже- и среднеюрской угленосной толщи показывает, что она состоит из чередования всех трех групп элементарных циклов. Последние придают ей четко выраженное циклическое строение, которое в свою очередь устанавливается повсеместно и является отражением сложного и определенно направленного процесса осадконакопления.

МЕЗОЦИКЛЫ

В зависимости от сочетания конкретных палеогеографических ландшафтных зон циклы образуют определенные и в то же время неодинаковые сочетания более крупного порядка — мезоциклы. Каждый мезоцикл состоит из нескольких элементарных циклов и их морфологических разновидностей, строение и тип которых изменяется в направлении снизу вверх по разрезу от континентальных бассейнов к морскому.

Элементарные циклы и мезоциклы имеют различную протяженность. Первые прослеживают на довольно ограниченных пространствах, вторые можно просле-

дить по всему изученному региону. Последнее обусловлено тем, что мезоциклы представляют собой более крупные отрезки разреза юрской угленосной толщи, чем элементарные циклы, и соответствуют сравнительно крупным этапам развития региона.

В разрезе изученной юрской угленосной толщи выделено четыре мезоцикла, которые отвечают стратиграфическим подразделениям, принятым в "Объяснительной записке..." (1970). Первый мезоцикл соответствует нижней юре, второй и третий – аален-байосу, четвертый – бату.

Разрез каждого мезоцикла начинается (снизу) с наиболее грубозернистых галечников и галечно-гравийных осадков, которые к верхней части сменяются более мелкозернистыми гравийно-песчаными осадками, далее – песчано-алевритовыми; заканчивается мезоцикл алеврито-глинистыми породами. В этом же направлении изменяется и фациальный состав. В целом в нижней части каждого мезоцикла широко распространены аллювиальные отложения, а в средней и верхней частях – озерные и озерно-болотные, которые на юг и юго-запад как в пространстве, так и во времени переходят в прибрежно-морские и морские осадки. Граница между мезоциклами, как правило, проводится по размыту.

Учитывая выдержанность мезоциклов на площади, целесообразно привести характеристику их строения, чтобы проследить главные этапы эволюции процесса осадконакопления.

Особенности их строения удобнее рассматривать снизу вверх, т.е. в том порядке, как шло осадконакопление.

ПЕРВЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Отложения первого мезоцикла повсеместно с эрозионным размывом залегают на различных горизонтах более древних пород, имеющих триасовый (?) и палеозойский возраст. Мощности его сильно изменяется и зависит от степени расчлененности доюрского рельефа, палеогеографических и палеотектонических особенностей накопления осадков. Поэтому нижние горизонты первого мезоцикла имеют неустойчивое распространение, иногда выклиниваются совсем. На некоторых возвышенностях доюрского рельефа, таких, как Шаамбары-Сангмилинской¹, Комсомольской, Сурхантауской, а также на Чош-Харкакском и Ширкентском выступах палеозойского фундамента его отложения отсутствуют полностью. В стратиграфическом отношении он отвечает нижней юре (лейасу).

На востоке региона (центральная и восточная части Мечитли) первый мезоцикл на площади и по разрезу не выдержан. Так, в разрезах Ханака, Лучоб-2 (см. фиг. 3) отсутствует цикл 3, в разрезе Лучоб – циклы 2 и 3. Отсутствие указанных циклов в разрезах объясняется наложенными размывами. Поскольку центральная часть русла располагалась в районе разреза Лучоб, естественно, что здесь размыв осадков происходил интенсивнее, поэтому на данном участке нет сразу двух циклов. Отсутствие цикла 1 в разрезах Варгандок и Варгандок-1 объясняется существованием Шаамбары-Сангмилинского поднятия доюрского рельефа.

В разрезе Ташкутан нет двух циклов – 1 и 3. Отсутствие цикла 1 обусловлено наличием доюрской палеовозвышенности, а цикла 3 – наложенным размывом. В разрезе Лучоб-2 в строении первого мезоцикла участвуют два элементарных аллювиально-озерно-болотных цикла, относящихся к первому подтипу. Горный аллювий цикла 1 представлен разногалечными конгломератами с отдельными линзами разнозернистых гравелитов, изредка с прослоями пойменных отложений.

Вверх по разрезу наблюдается некоторое утонение материала. В цикле 2 в основном преобладают разнозернистые гравелиты с линзами конгломератов,

¹ Расположение возвышенных участков доюрского рельефа, выступов палеозойского фундамента, их названия приведены на фиг. 36.

с относительно лучше выраженной, чем в отложениях цикла 1, слоистой текстурой. Наблюдается также некоторое увеличение пойменных отложений, представленных осадками вторичных водоемов. В цикле 2 встречен угольный пласт незначительной мощности.

Аналогичное строение первый мезоцикл имеет и в разрезе Лучоб. Как видно из профилей I-I и II-II, первый мезоцикл в остальных разрезах восточной части региона делится на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя представлена двумя озерно-болотными угленосными циклами (1 и 2), в которых мощность угольных пластов колеблется от 0,2–1,5 до 2 м. В разрезах Ташкутан, Хакими угольный пласт приурочен к циклу 2, имеет линзообразную форму; мощность его составляет 5–7 м. Верхняя часть сложена в основании гравийно-песчаными осадками открытого подвижного прибрежного мелководья озерных водоемов (фашия ОВМ), песчано-алевритовыми осадками проточных, заболачивающихся и зарастающих озерных водоемов (фашии ОЗЗ и ОЗП), реже алеврито-глинистыми осадками фашии ОВП. Развитые озерные водоемы образованы в основном довольно грубым, плохо отсортированным материалом с большим количеством растительных остатков, детрита и нарушенных текстур. Это свидетельствует о неустойчивых, часто меняющихся условиях накопления осадков.

В центральной части региона (западная часть Мечитли) мезоцикл представлен четырьмя элементарными циклами (1–4). В разрезе Пошми-куна горный аллювий этих циклов сложен разнозернистыми гравелитами с прослоями и линзами разногалечникового материала. Крупная косая однонаправленная слоистость выражена слабо. Пойменные отложения сильно редуцированы и представлены в основном разнозернистыми песчаниками прирусловой части поймы. На юг, в сторону разрезов Кундаджуаз (по А. И. Троицкому) и Гулиоб размерность пород несколько уменьшается. В этих разрезах почти полностью исчезают конгломератовые прослои, увеличивается количество песчано-гравийного материала. Отчетливее проявляется крупная косая слоистость. Накопление осадков происходило в русле горно-равнинной (переходной) реки. Увеличивается также роль пойменных отложений. В цикле по разрезу Гулиоб встречен угольный пласт мощностью 0,3 м, который по простиранию на восток замещается пойменными осадками цикла 4 разреза Шаргунь, а на запад переходит в русловые гравелиты.

Несколько иное строение имеет мезоцикл в разрезе Шаргунь. Начинается он с аллювиально-озерно-болотного цикла первого подтипа (цикл 1). Нижняя часть его сложена конгломератами, в основном мелкогалечниковыми, разнозернистыми гравелитами с линзовидными прослоями делювиально-пролювиальных отложений. В гравелитах наблюдается слабо выраженная косая однонаправленная слоистость. Верхняя часть представлена осадками фаший ОВП и ОЗЗ. В средней части имеется угольный пласт мощностью 0,2 м.

Выше залегают отложения озерно-болотного цикла 2, к которому приурочен пласт угля мощностью до 18 м и более. Пласт характеризуется сложным строением и имеет линзообразную форму. По простиранию на запад он фашиально замещается русловыми гравелитами, а на востоке срезается Ширкентским выступом палеозойского фундамента. Угольный пласт покрывают отложения фаший ОВП и ОЗЗ. Верхняя часть первого мезоцикла представлена двумя озерно-болотными безугольными циклами (3 и 4). Среди этих отложений преобладают осадки зарастающих озерных водоемов (типа ОЗП-1, ОЗП-2, ОЗЗ-1, ОЗЗ-2). Осадки открытого прибрежного подвижного мелководья озерных водоемов (типы ОВМ-1, ОВМ-2) и их центральных частей (типы ОВЦ-1 и ОВЦ-2) имеют ограниченное распространение. Мощность мезоцикла в западной части Мечитли составляет 15–30 м.

На юго-западе региона (Сурхантау) отложения первого мезоцикла развиты в разрезах Дибодом, Хар-как, Нилу, Гуруд. В разрезе Хар-как нижние горизонты мезоцикла (циклы 1 и 2) отсутствуют за счет Чош-Харкакского выступа палеозойского фундамента. Мезоцикл разреза Дибодом представлен четырьмя аллювиально-озерно-болотными циклами (1–4) первого подтипа (см. фиг. 11, д). Циклы сложены в основном разногалечниковыми конг-

ломератами, крупно-среднезернистыми гравелитами с отдельными валунами; песчаники имеют подчиненное значение. Среди русловых конгломератов и гравелитов наблюдаются линзовидные прослои делювиально-пролювиальных отложений. Южнее, в разрезах Гуруд, Нилю, первый мезоцикл имеет совершенно иное строение. В этих разрезах он сложен шестью озерно-болотными угленосными циклами (1-6), отражающими осадконакопление в незначительных по размерам озерных водоемах. Мощность угольных пластов в циклах колеблется от 0,3 до 1,5 м. Они имеют обычно сложное строение. В строении всех шести циклов принимают участие осадки зарастающих озерных водоемов (фашии ОЗЗ и ОЗП) и их открытого подвижного мелководья (фашия ОВМ). Отложения полуизолированных прибрежных и центральных частей (фашии ОВП и ОВЦ) озерных водоемов имеют ограниченное распространение. Мощность мезоцикла в юго-западной части составляет 40-80 м. Общая мощность первого мезоцикла колеблется от 15-25 м на востоке региона, увеличиваясь до 80-90 м в его центральной и юго-западной частях.

ВТОРОЙ МЕЗОЦИКЛ

Отложения второго мезоцикла развиты почти повсеместно на всей площади современного распространения юрских отложений. Исключения по-прежнему составляют Шаамбары-Сангмилинская и Сурхантауская возвышенности доюрского рельефа, а также Чош-Харкакский и Ширкентский выступы палеозойского фундамента, где накопление его осадков не происходило. Они повсеместно с эрозийным размывом залегают на отложениях первого мезоцикла. По возрасту отложения второго мезоцикла соответствуют средней юре (аалену).

На востоке региона второй мезоцикл в разрезах Лучоб, Лучоб-2, Ханака представлен четырьмя аллювиально-озерно-болотными циклами (4-7) второго подтипа (см. фиг. 11, г). Они сложены разномзернистыми гравелитами и песчаниками с линзами и прослоями мелкогалечниковых конгломератов. Алевриты и аргиллиты имеют подчиненное значение. Накопление этих осадков происходило в русле горно-равнинных рек. К западу наблюдается некоторое погружение материала. В разрезах Фатруф, Бедгун (данные по Б.В.Полянскому и А.Г.Косенковой), Варгандок, Ак-камар мезоцикл сложен осадками трех элементарных циклов (4-6). Отсутствие цикла 7 в указанных разрезах связано с наложенным (внутриформационным) эрозийным размывом.

Циклы, как правило, в нижней части представлены разногалечниковыми конгломератами и разномзернистыми гравелитами при полном отсутствии слоистости и ритмической сортировки материала. Выше наблюдается некоторое утонение материала и появление крупной косой однонаправленной слоистости. Заканчиваются циклы обычно песчаными осадками прирусловой части поймы. Отложения вторичных водоемов поймы в этих циклах отсутствуют. В разрезе Ташкутан циклы сложены разномзернистыми гравелитами и песчаниками с редкими линзовидными прослоями мелкогалечникового конгломерата. Для них характерна крупная косая однонаправленная слоистость, слабо выраженная ритмическая сортировка материала. Пойменные осадки развиты значительно шире, чем в описанных выше разрезах, и представлены алеврито-песчаными образованиями прирусловой части поймы, реже - ее вторичных водоемов. Мощность мезоцикла на востоке региона 20-40 м.

В центральной части региона второй мезоцикл в разрезах Гулиоб и Шаргунь сформирован восемью аллювиально-озерно-болотными циклами (6-13) второго и третьего подтипа (см. фиг. 11, а-г). Нижняя часть этого мезоцикла сложена осадками циклов 6 и 7, аллювий которых представлен разномзернистыми гравелитами с редкими прослоями мелкогалечникового материала. С цикла 8 до цикла 11 включительно аллювиальные отложения представлены мелко-среднезернистыми гравелитами и разномзернистыми песчаниками с четко выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Сравнительно широко во всех циклах второго мезоцикла разви-

ты пойменные образования, сложенные песчано-алевритовыми осадками прирусловой части поймы и алеврито-глинистыми отложениями ее вторичных водоемов. В циклах 7 и 13 разреза Гулиоб встречены угольные пласты незначительной мощности. Озерные отложения, которые развиты только в верхней части мезоцикла (цикл 13), представлены осадками фаций ОЗЗ и ОЗП.

В разрезе Пошми-куна второй мезоцикл также сложен восемью элементарными циклами, сформированными отложениями горных и горно-равнинных рек. Аллювий этих элементарных циклов отличается от описанных более грубозернистым составом и плохо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. Пойменный комплекс имеет ограниченное распространение и представлен в основном песчаными осадками прирусловой части поймы. Мощность мезоцикла колеблется от 0 до 110 м.

На юго-западе региона мезоцикл характеризуется двучленным строением. Нижняя часть его представлена аллювиально-озерно-болотными циклами второго подтипа (циклы 5-9). Они сложены в основном крупно-среднезернистыми гравелитами; часто в них наблюдается присутствие рассеянного мелкогалечникового материала. Эти осадки несут черты горно-равнинной реки. Пойменные отложения развиты слабо. Верхняя часть представлена аллювиально-озерными циклами третьего подтипа (циклы 10-13). Они, как правило, сложены гравелитами, мелко-среднезернистыми песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Эти отложения несут в себе все признаки равнинной реки. В циклах широко развиты пойменные отложения. Угольные пласты маломощны. Среди озерных осадков распространены отложения фаций ОВП, ОЗЗ, ОЗП, ОЗУ и ОПО.

В юго-восточном направлении наблюдается сравнительно резкое уменьшение русловых гравелитов и песчаников и увеличение озерно-болотных отложений. В разрезах Нилю, Гуруд второй мезоцикл сохраняет двучленное строение. Его нижняя часть сложена аллювиально-озерными циклами (7 и 8), верхняя - озерно-болотными угленосными (9-13). Мощность угольных пластов колеблется от 0,3 до 2,5-3 м. Среди озерных отложений преобладают осадки зарастающих и заболачивающихся озерных водоемов (генетические типы ОЗЗ-1, ОЗЗ-2, ОЗП-1, ОЗП-2, ОПО-1, ОПО-2, ОПА-1, ОПА-2) и их полуизолированных прибрежных частей (генетические типы ОВП-1, ОВП-2). Мощность мезоцикла колеблется от 0 до 13 м. Общая мощность отложений второго мезоцикла на всей изученной территории изменяется от 0 до 130 м.

ТРЕТИЙ МЕЗОЦИКЛ

Данный мезоцикл залегает на отложениях второго мезоцикла с эрозионным размывом и по сравнению с ним распространен значительно шире. На крайнем юго-западе древнее Сурхантауское поднятие было перекрыто осадками третьего мезоцикла. Его нижние горизонты отсутствуют в разрезах Ушор и Диболо. Продолжали существовать Шаамбары-Сангмилинская возвышенность и Ширкентский палеозойский выступ. Их размер к моменту накопления третьего мезоцикла сильно сокращается. Отложения мезоцикла на этих возвышенностях отсутствуют. По возрасту он относится к средней юре (байосу).

На востоке региона мезоцикл представлен двумя аллювиально-озерно-болотными циклами (8 и 9). В разрезах Лучоб, Лучоб-2, Ханака цикл 8 сложен конгломератами мелко-среднегалечниковыми и гравелитами; слоистость крупная, выражена плохо. Накопление этих отложений происходило в русле горной реки. Пойменные осадки сильно редуцированы и имеют ограниченное распространение.

Вверх по разрезу происходит резкое утонение материала. В цикле 9 исчезают конгломераты. Цикл начинается с крупнозернистых гравелитов, которые вверх по разрезу утоняются до гравелитов мелкозернистых и песчаников. Соответственно этому изменяется и слоистость. Если в нижней части она выражена не очень отчетливо, то вверх по разрезу приобретает отчетливо

выраженный характер. Слоистость здесь крупная, косая, однонаправленная; ритмическая сортировка выражена слабо. Указанные признаки говорят о том, что эти отложения накапливались в русле горно-равнинной (переходной) реки. Сравнительно широко здесь распространены и пойменные осадки, представленные отложениями прирусловой поймы и ее вторичных водоемов и стариц. В разрезе Лучоб-2 встречен маломощный угольный пласт. В разрезах Ак-камар, Варгандок, Варгандок-1, Суффа, Суффа-1, Фатруф, Бедгун мезоцикл сложен двумя аллювиально-озерно-болотными циклами, представленными гравелитами и песчаниками горно-равнинной реки. В разрезе Ташкутан аллювий приобретает черты крупной равнинной реки с отчетливо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Мощность мезоцикла в этом районе составляет 30-35 м.

В центральной части региона в разрезе Пошми-куна мезоцикл представлен семью аллювиально-озерно-болотными циклами. Русловой аллювий образован гравелитами, песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов горно-равнинной реки. Пойменные осадки имеют ограниченное распространение. В разрезах Гулиоб, Шаргунь аллювий приобретает черты типично равнинной реки. Широко развиты пойменные осадки стариц и вторичных водоемов поймы, при заболачивании которых накапливались маломощные угольные пласты и углистые аргиллиты. Озерные осадки в большей части представлены отложениями фаций ОЗЗ и ОЗП. Мощность мезоцикла 130 м.

На юго-западе региона в разрезе Дибодом третий мезоцикл внизу представлен одним аллювиально-озерно-болотным угленосным циклом (14) третьего подтипа (см. фиг. 11, а). Остальная часть сложена исключительно озерно-болотными угленосными циклами (15-20). В разрезе Хар-как озерно-болотные угленосные циклы замещаются аллювиально-озерно-болотными. В разрезе Нилю мезоцикл полностью сформирован озерно-болотными безугольными циклами, за исключением цикла 19, где он является угленосным. В разрезе Гуруд преимущественно преобладают аллювиально-озерно-болотные циклы. Исключение составляет также цикл 19, который и здесь является угленосным. В разрезах Хауз, Фангарт, Диболо, Ушор циклы 14-17 отсутствуют за счет Сурхантауского палеоподнятия. В этих разрезах третий мезоцикл начинается с цикла 18, который в разрезах Диболо и Ушор является неполным и сложен песчаными осадками открытого подвижного прибрежного мелководья крупного озерного водоема (фация ОВМ).

Циклы 19 и 20 в большей части угленосны; мощность угольных пластов колеблется от 0,1 до 0,6 м. Несмотря на небольшую мощность, они сравнительно выдержаны по простираению. В разрезе Курганча третий мезоцикл имеет трехчленное строение. Внизу он сложен аллювиально-озерно-болотным угленосным циклом (14). Средняя часть представлена тремя озерно-болотными циклами (15-17). Циклы 14 и 15 угленосны, а в цикле 17 угленосность отсутствует. Завершается мезоцикл тремя прибрежно-морскими циклами (18-20). Озерные отложения как в Курганче, так и в других разрезах сформированы разнообразными осадками фаций ОВП, ОВМ, ОВЦ, ОЗЗ, ОЗП, ОЗУ, ОПО. Среди прибрежно-морских отложений преобладают осадки фаций БМП, БМД, БПП, реже БММ.

Мощность мезоцикла в центральной и юго-западной частях региона колеблется от 25-30 до 90-110 м.

ЧЕТВЕРТЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Отложения четвертого мезоцикла распространены почти повсеместно. Они с размывом залегают на осадках третьего мезоцикла. Исключением по-прежнему является Шаамбары-Сангмилинская возвышенность, где породы с эрозийным размывом залегают на палеозойском фундаменте. По возрасту этот мезоцикл соответствует верхам средней юры (бату).

На востоке региона четвертый мезоцикл представлен тремя циклами: двумя аллювиально-озерно-болотными и одним аллювиально-прибрежно-морским.

Русловой аллювий сложен сравнительно хорошо отсортированными гравелитами и песчаниками с ритмической сортировкой материала в пределах каждого слоя. В этих образованиях увеличивается количество пойменных отложений, представленных алевроито-глинистыми, реже песчаными осадками стариц и вторичных водоемов поймы. Прибрежно-морские отложения сформированы осадками фаций БМД и БПП. Мощность его составляет 40–60 м.

В центральной части региона в разрезе Пошми-куна четвертый мезоцикл сложен четырьмя аллювиально-озерно-болотными циклами и одним аллювиально-прибрежно-морским (25). Аллювий циклов характеризуется сравнительно хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. Пойменные отложения имеют ограниченное распространение. Накопление этих осадков происходило в русле равнинной реки. В разрезе Гулиоб четвертый мезоцикл в нижней части представлен двумя, а в разрезе Шаргунь – тремя аллювиально-озерно-болотными циклами третьего подтипа (см. фиг. 11, а–в). Русловой аллювий сложен песчаниками, гравелитами мелко-, реже среднезернистыми с четко выраженной крупной косой однонаправленной, в верхней части выпадающей слоистостью. Для него характерна также отчетливо наблюдаемая ритмическая сортировка материала. Генетически эти отложения тяготеют к нижней части аллювиальной долины, т.е. к дельтовым осадкам. Данные циклы отличаются широким развитием пойменных отложений, представленных осадками как прирусловой части поймы, так и вторичных водоемов и стариц. Угольные пласты и углистые аргиллиты характеризуются незначительной (0,10 – 0,30 м) мощностью и сравнительно широкой выдержанностью. Средняя часть мезоцикла выше описанных разрезов представлена двумя озерно-болотными угленосными циклами (23 и 24). Восточнее, в разрезе Оби-заранг угленосность в четвертом мезоцикле исчезает, и здесь он сложен исключительно аллювиально-озерно-болотными циклами.

Еще восточнее, в разрезе Ширкент, мезоцикл начинается только с цикла 24. В период накопления циклов 21–23 в этом районе продолжал существовать одноименный выступ палеозойского фундамента. Завершается мезоцикл прибрежно-морским циклом 25.

На западе региона в нижней части разреза Дибодом четвертый мезоцикл представлен одним озерно-болотным циклом (21) и четырьмя прибрежно-морскими (21–25). В разрезе Хар-как этот мезоцикл имеет несколько иное строение. Здесь он сложен тремя аллювиально-озерно-болотными и двумя прибрежно-морскими циклами. В разрезах Нилю, Гуруд мезоцикл имеет аналогичное строение с разрезом Дибодом. Внизу он сложен лишь озерно-болотным циклом 25, остальная часть разреза представлена прибрежно-морскими циклами. Следует подчеркнуть, что озерные отложения представлены хорошо выраженными генетическими типами и характеризуют крупные водоемы аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин.

В разрезах Хауз, Фангарт, Курганча, Диболо, Ушор в строении четвертого мезоцикла участвуют исключительно прибрежно-морские циклы. Они сложены разнообразными осадками фаций ОПА, БМД, БПП, БММ. Мощность мезоцикла изменяется от 25–30 до 80–85 м.

* *
*

Таким образом, мезоциклы в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта имеют неодинаковое строение, которое вполне закономерно и направленно изменяется в разрезах и на площади, отражая палеогеографические и палеотектонические особенности изученного региона.

Первым мезоциклом начинается угленосная толща; он сложен наиболее грубым материалом – конгломератами и гравелитами горного и горно-равнинного аллювия. Исключение составляют отдельные разрезы, где этот мезоцикл представлен озерно-болотными угленосными циклами, формирование которых происходило на пойме речных долин, в унаследованных впадинах палеозойского фундамента.

Сложное строение имеют осадки второго мезоцикла. Если проследить изменение его отложений на площади с востока на юго-запад, то выясняется вполне закономерная смена аллювиально-болотных циклов озерно-болотными. В соответствии с этим находится и распределение литологического состава от конгломератов на востоке до гравелитов и песчаников, алевролитов и аргиллитов на юго-западе.

Отложения третьего и четвертого мезоциклов (см. фиг. 10) имеют ту же направленность в распространении генетических типов отложений и литологического состава пород, что и осадки второго мезоцикла. На востоке в строении мезоциклов участвуют исключительно аллювиально-озерно-болотные циклы; конгломераты и гравелиты горного и горно-равнинного аллювия составляют существенную часть разрезов. В юго-западном направлении они замещаются последовательно как в пространстве, так и во времени озерно-болотными, аллювиально-прибрежно-морскими и прибрежно-морскими, отражая эволюцию палеоландшафтов в период формирования нижне- и среднеюрской угленосной толщи.

ТИПЫ ПОРОД НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ И ИХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Весь комплекс пород, слагающих угленосную толщу, мы подразделяем на три группы: а) обломочные, б) глинистые, в) химические и биохимические. В изученных нами разрезах первая группа пород представлена широкой гаммой — от конгломератов до мелкозернистых алевролитов, вторая — сложена аргиллитами, третья — известняками и углями.

При изучении пород основное внимание обращалось на особенности их вещественного состава, текстуры, структуры, в том числе на степень сортированности обломочного материала, форму обломочных зерен, состав цемента. При этом имелось в виду выделить определенные признаки, которые позволили бы более полно выявить генетическую природу осадка и условия его накопления.

Конгломераты имеют ограниченное распространение (немногим более 2–3%) и представлены мелко-средне-крупногальчными разностями. Они приурочены в основном к основанию разрезов и образуют прослой мощностью до 15–30 м. Для них характерно линзовидное залегание. Часто в пределах одного обнажения можно наблюдать взаимные переходы конгломератов, гравелитов, песчаников, иногда переход брекчий в конгломераты (разрез Дибодом).

Форма галек различная — от хорошо окатанных лепешковидных до слабоокатанных. Цементом породы является песчано-гравийный материал, выполняющий поровые пространства между гальками. В некоторых случаях его содержание достигает 30–40%. В породах часто присутствуют крупные и мелкие витринизированные остатки, образующие беспорядочно ориентированные линзы. Характерно полное отсутствие каких-либо текстур.

Галька конгломератов представлена в основном кварцем, кремнем, обломками изверженных и метаморфических пород.

Брекчий, как и конгломераты, в разрезе играют небольшую роль: их присутствие установлено в единичных разрезах, чаще всего приурочивается к низам разрезов, где они залегают в виде линз.

Для них характерна плохая сортировка, отсутствие слоистости. Слагаются они различными по размеру угловатыми, острогребистыми, редко полуокатанными обломками кварца, кремня, сланцев, туфов, гранитов; петрографический состав обломков аналогичен составу подстилающих палеозойских пород. Цемент пород представлен сероватой массой гидрослюдистого состава, заключающей песчано-гравийные зерна кварца.

Детальное описание брекчий можно найти в работах Б.В. Станкевича (1954, 1956), Ю.В. Станкевича и В.И. Троицкого (1962 г.), В.И. Троицкого (1967).

Гравелиты и песчаники среди других типов пород имеют наибольшее распространение; так, содержание гравелитов колеблется от 15–20 до 50–85% от всех пород, а содержание песчаников — от 10–15 до 30–40%. Особенно велика роль их во втором, третьем и четвертом мезоциклах разрезов восточной и центральной частей района и во втором и третьем мезоциклах разрезов Дибодом и Хар — как юго-западной части региона. Как среди гравелитов, так и среди

песчаников присутствуют все разновидности. Средне-крупнозернистые гравелиты в основном распространены в разрезах восточной части региона. По своим свойствам песчаники и гравелиты очень близки, поэтому их описание дается совместно.

Гравелиты и песчаники обладают довольно однообразной светло-серой, серой и темно-серой окраской, которая определяется цветом исходного материала материнских пород и примесью того или иного количества различных окислов и растительного детрита. Темно-серая окраска характерна для мелко-, редко среднезернистых песчаников, обогащенных алевроито-глинистым материалом и мелким обугленным растительным детритом. Бурый цвет обусловлен железисто-карбонатным цементом. Для них характерны все основные типы кося, косо-волнистой и горизонтальной слоистости.

Наиболее обычна крупная косая слоистость, которая может быть однонаправленной, прямолинейной, сходящейся, выклинивающейся и т. д. Мелко- иногда среднезернистые песчаники имеют мелкую косую, однонаправленную сходящуюся и штриховатую слоистость. Она подчеркивается в основном послойным скоплением растительного материала, чередованием слоев различного гранулометрического состава. В песчаниках и гравелитах аллювиального генезиса слоистость проявляется благодаря чередованию ритмически сортированных слоев. В каждом из таких слоев происходит утонение обломочного материала от основания к верхней части. Присутствие растительных остатков и их количество зависят от генезиса гравелитов и песчаников. Гравелиты и крупнозернистые песчаники аллювиального генезиса обычно обогащены крупными обугленными стеблями растений, а средне- и мелкозернистые песчаники содержат более мелкие обрывки растений и детрит.

В дельтовых и прибрежно-морских песчаниках и мелкозернистых гравелитах количество их сокращается. Крупные растительные остатки располагаются беспорядочно, тогда как обугленный растительный материал и детрит подчеркивают слоистость. Цемент песчаников и гравелитов разнообразен. Наиболее развит гидрослюдистый и каолинитовый, реже встречается хлоритовый. Огромную роль в цементации играют явления регенерации зерен кварца, взаимное проникновение одних обломочных зерен в другие с растворением одного из них.

Изучение вещественного состава пород песчаников и гравелитов показало, что они содержат большое число различных породообразующих и акцессорных минералов. Главнейшими из них являются кварц, обломки пород, полевые шпаты, в меньшем количестве присутствуют биотит и мусковит. Количественно-минералогический подсчет процентного содержания различных породообразующих компонентов в песчаниках и мелкозернистых гравелитах показал, что содержание обломков кварца варьирует от 45 до 90%, обломков пород — от 10–15 до 45%, полевых шпатов — от 5–15 до 45%. Содержание слюдистых минералов колеблется от 1–5% в разрезах восточной части региона до 5–10% в разрезах центральной и юго-западной частей региона. Их изучение проводилось разными методами. Акцессорные минералы исследовались в иммерсионных препаратах с предварительным выделением из пород при помощи тяжелых жидкостей. Изучение породообразующих компонентов проводилось в шлифах или в легких фракциях.

Минералы описываются в той последовательности, которая соответствует значимости каждого из них в составе пород угленосной толщи.

Кварц является основным породообразующим минералом в составе пород юрской угленосной толщи. Изучение иммерсионных препаратов и шлифов показало, что его содержание колеблется в широких пределах (от 50 до 95%) и зависит от гранулометрического состава пород. Наибольшее содержание приходится на фракции песчаной и гравийной размерности (70–95%), в алевролитовой фракции его объем составляет 30–50%. Многочисленные работы, посвященные изучению кварца в осадочных породах, показывают важность изучения обломочного кварца для определения характера и состава пород питающей провинции. Для выяснения генезиса осадочного кварца большую ценность

дают формы обломочных зерен (изометричная или угловатая, окатанная или полуокатанная), минералогический состав включений, трещиноватость, цвет и другие признаки. На основании перечисленных признаков существует несколько классификационных схем (Леммлейн, Князев, 1951; Коссовская, 1962).

Изучение кварца пород юрской угленосной толщи проводилось по методике А.Г.Коссовской. В результате нами были выделены три генетические разновидности: 1) кварц переотложенный, 2) кварц удлинённый и 3) кварц изометричный.

1. Для переотложенного кварца характерна полуокатанная форма зерен, редко окатанная, с реликтами каемок регенерации (табл. I, А, Б, В). Данный тип кварца, по-видимому, испытал один или несколько циклов седиментации. Переотложенный кварц наиболее распространен в отложениях третьего и четвертого мезоциклов структуры Сурхантау.

2. Кварц удлинённый обладает призматической, вытянутой по оси С или линзообразной формой; зерна обычно не содержат включений, края слабо гранулированы, не имеют следов окатывания (табл. II, А, Б). Удлинённый кварц наиболее развит в осадках первого и второго мезоциклов разрезов Ак-камар, Суффа, Суффа-1, Варгандок, Варгандок-1 восточной части региона. Удлинённый кварц генетически связан с кристаллическими сланцами.

3. Среди изометричного кварца с неровными краями (табл. II, В) выделяют три разновидности: а) кварц струйчатый, с обилием тонких включений пузырьков жидкости и газа, расположенных в виде полос или потоков (табл. III, А); б) кварц с включениями циркона, рутила, турмалина и других минералов; в) кварц прозрачный, часто трещиноватый (табл. III, Б). Изометричный тип кварца широко распространен в пределах всего разреза угленосной толщи. Две его первые разновидности характерны для изверженных пород, третья — для пород высокой степени метаморфизма.

В зависимости от фациальной среды вторичные изменения кварца проявились по-разному. Наиболее сильно он изменен в отложениях фации русла равнинных, горно-равнинных и горных рек.

Вторичные изменения кварца здесь выражаются в регенерации или растворении и конформации. Явление конформации выражается во взаимном растворении сопряженных друг с другом кварцевых зерен с образованием выпукло-вогнутых контактов. Вдоль конформных контактов часто наблюдаются прокладки глинистого вещества и слоистые частички (табл. IV, А). Наряду с этим широко развиты явления регенерации кварца. В результате растворения зерен кварца происходит перераспределение свободного кремнезема и в виде регенерационных каемок (табл. IV, Б).

Следует отметить, что новообразованный кварц отличается от обломочного большей свежестью и значительным содержанием жидких и газообразных включений. Аутигенный кварц, заполняя поровые пространства между конформно-сочлененными зернами, придает породе сливной кварцитовидный облик (табл. IV, Б). Часто регенерированные зерна приобретают причудливую неправильную лапчатую форму, зерна соприкасаются друг с другом по сложным извилистым линиям, причем участки соседних зерен в виде шипов глубоко вдаются друг в друга (табл. IV, В). Механизм формирования подобного рода структур детально описан в работах Н.В.Логвиненко (1966), А.В.Копелиовича (1958) и И.М.Симановича (1966). В осадках первого и второго мезоциклов разрезов Дибодом и Шаргунь (фации АРП и АРР) наблюдали разъединение кварцевых зерен глинистым цементом и эпигенетическим минералом — дикситом (табл. V, А). Коррозия и замещения кварца различными глинистыми минералами довольно распространены в терригенных породах. Аналогичное явление описано А.Г.Коссовской (1962), В.В.Еремеевым (1969) и другими исследователями.

Среди песчаников прирусловой части поймы наиболее широко развиты процессы конформации. Процессы регенерации кварцевых зерен выражены слабее (табл. V, Б).

Ввиду разобшенности глинистой массы в песчаниках макрофации открытого мелководья озерных водоемов вторичные изменения выражены слабее, чем в осадках предыдущих фаций. И лишь в местах соприкосновения кварцевых зерен друг с другом наблюдается растворение. Процессы регенерации либо отсутствуют, либо выражены слабо. Регенерационные каемки отсутствуют совсем (табл. V, B).

В отложениях макрофации открытого подвижного мелководья морского бассейна вторичные изменения кварца связаны с активными действиями карбонатов, особенно кальцита. Часто можно наблюдать внедрение карбонатов в обломочные зерна кварца причудливыми по форме заливами, что придает им неправильную изрезанную форму. По трещинам карбонат иногда проникает в тело зерна кварца, рассекая его на части и нередко раздвигая отдельные части (табл. III, B). В отдельных случаях разъедание происходит настолько интенсивно, что от обломков кварца остаются лишь мелкие разрозненные реликты, и ни первоначальной формы, ни размера зерен установить нельзя. Наблюдаются также процессы регенерации и конформации. Наиболее распространены вторые.

Полевые шпаты после кварца являются самыми распространенными породообразующими минералами. Определенная приуроченность полевых шпатов к тем или иным генетическим группам материнских пород делает их ценными компонентами для определения источников сноса.

Проведенные исследования показали присутствие в юрских породах широкой гаммы различных полевых шпатов. Содержание их колеблется от 5 до 20% в разрезах юго-западной и центральной частей региона. Наиболее развиты калиевые полевые шпаты, представленные микроклином и ортоклазом (табл. VI, A, B), причем первые преобладают над вторыми. Зерна калиевых полевых шпатов характеризуются как угловатой, так и окатанной формой. Для нижних горизонтов разрезов характерна высокая выветрелость полевошпатового материала: зерна содержат в изобилии тонкоагрегатную массу глинистых частиц. Вверх по разрезу выветрелость полевых шпатов уменьшается, и среди пород третьего, особенно четвертого мезоциклов преобладают обломки, слабо затронутые процессом выветривания, бесцветные и почти идеально прозрачные.

Плагноклазы (табл. VI, B) присутствуют в количестве от 2 до 10–15%. В основном приурочены к породам четвертого мезоцикла. Представлены они альбитом и олигоклазом. Большая часть обломков плагноклаза имеет угловатую форму. По данным Е. М. Головина и И. М. Исамухамедова (Геология СССР, 1959), присутствие полевых шпатов обусловлено преимущественно размывом докембрийских гнейсов, а также продуктов интрузивной деятельности (граниты).

Изменение полевых шпатов аналогично изменению кварца (табл. VII, A, B, B). Иногда наблюдается хлоритизация. Первоначально она возникает на плоскостях спайности (фации АПП, ОВМ), при более глубоком разложении распространяется на всю массу зерна (фации АРР, АРГ). Наблюдается интенсивное разъедание и замещение полевых шпатов в песчаниках карбонатным цементом (фации БММ, БМД). Оно выражается проникновением в виде мелких зубчиков и остроугольных бухточек в тело зерен (табл. VII, B).

Наряду с разложением полевых шпатов наблюдается их интенсивная регенерация. В регенерационных зернах новообразованная каемка легко отличается чистой прозрачностью от замутненной обломочной части (табл. VII, B) (фации АРР, АРГ).

Обломки пород представлены неокатанными, полуокатанными, реже окатанными зернами метаморфических, гранитных и яшмовидных пород, а также кварцитов и эффузивов (табл. VIII, IX). Содержание обломков варьирует от нескольких процентов до 30–40%. Их максимальные концентрации характерны для отложений первого и второго мезоциклов разрезов Суффа, Суффа-1, Варгандок, Варгандок-1, Ак-камар восточной части региона.

Наиболее распространены обломки метаморфических пород, представленные главным образом обломками сланцев; их содержание колеблется от долей процентов до 25–30%. Они обладают обычно несколько удлиненно-угловатой

и угловато-окатанной формой, состоят в основном из кварцево-слюдистых (табл. VIII, В), кварцево-мусковитовых, кремнисто-слюдистых и глинистых сланцев (табл. VIII, Б; табл. IX, Б).

Обломки кварцитов характеризуются чаще всего окатанной, реже неправильной формой. Они имеют как мелко- (табл. VIII, А), так и крупнозернистое строение (табл. VIII, Б). Крупнозернистые кварциты в ряде случаев обладают мозаичным строением.

Среди эффузивов значительно распространены обломки кислых разностей (табл. IX, А).

Вторичные изменения обломков пород проявляются в их инкорпорации. В участках сочленения обломков наблюдается взаимное распространение их, и за счет этого зерна оказываются приспособленными и сопряженными по волнистой линии (табл. IX, Б, В). В случае сочленения обломков пород с кварцевыми зернами обычно наблюдается внедрение (инкорпорация) кварца в обломки пород. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в том случае, когда кварц или обломки пород внедряются под острым углом. Обломки кварцитов обычно инкорпорируют обломки метаморфических пород (табл. IX, В). Все перечисленные инкорпорационные структуры получают широкое развитие в том случае, если зерна кварца, полевых шпатов и обломков пород соприкасаются друг с другом. Указанные процессы развиты в осадках макрофации русловых отложений. В других осадках процессы подобного рода нами не наблюдались.

Слюдистые минералы представлены в изученных породах мусковитом, биотитом. Наиболее широко распространен биотит, причем содержание его как на площади, так и по разрезу колеблется в значительных пределах. Менее распространен мусковит.

Биотит представлен в породе двумя минеральными разновидностями:

1. Коричневый с плеохроизмом от темно-коричневого до светло-коричневого.

2. Зеленый с плеохроизмом от светло-зеленого до зеленого. Встречаются также бледноокрашенные с едва заметным плеохроизмом и пониженным двупреломлением. Зерна биотита имеют форму пластинок часто с неправильными краями, изрезанными иногда в виде хорошо окристаллизованных псевдогексагональных табличек размером 0,15–0,35 мм.

Интенсивность вторичных изменений биотита контролируется фациальной средой осадков. Наиболее сильному изменению он подвергнут в отложениях фации русла горно-равнинных и равнинных рек. Большинство пластинок в осадках описанных фаций характеризуются нарушением его кристаллической структуры, при этом биотит обесцвечивается с полной потерей способности плеохроировать, с резким понижением двупреломления (табл. X, А). Разрушаясь, минерал почти полностью теряет кристалличность. Слегка побуревшие и почти изотропные обломки теряют обычный для слюды пластинчатый габитус, превращаясь в бесформенный комок, часто включающий массу мельчайших иголок рутила, образовавшегося за счет выноса из слюды титана. В ряде случаев наблюдалась полная аморфизация биотита, при которой пластинки превращаются в полномерные сгусткоподобные скопления бурого цвета, изотропные, с сильно пониженным двупреломлением (табл. X, Б).

Наряду с аморфизацией биотита наблюдается его хлоритизация. Этот процесс проявляется в приобретении зеленой окраски и в значительном понижении двупреломления. Хлоритизация биотита часто происходит по отдельным пластинкам. В этом случае пластинки биотита представляют собой чередование волокон светло-зеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохранившего еще слабый плеохроизм гидробиотита. При этом происходит вынос железа, которое фиксируется в виде пирита, покрывая мелкой сыпью пластинку (табл. X, В). Широко распространено явление неравномерного разложения одного и того же зерна биотита. Часть зерна, зажатая между обломками пород, изменена слабо или почти не изменена, в то же время другая часть, располагающаяся в порах между обломочными зернами, образует сноповидный расходящийся агрегат мелких волокон гидрослюды и хлорита.

В песчаных осадках озерного и озерно-болотного генезиса биотит подвергался гидратации, в результате которой его пластинки вспучивались и переходили в крупные гидрослюдисто-вермикулитовидные агрегаты и каолинит. Наиболее интенсивно данный процесс происходил вблизи угольных пластов; по мере удаления от них он ослабевал. Процесс изменения биотита в песчаниках данных фаций проявляется также в значительном нарушении его кристаллической формы. Пластинки биотита интенсивно деформированы, расщеплены на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изогнуты, окаймляя обломочные зерна кварца и полевых шпатов.

В песчаниках прибрежно-морских фаций (БММ, БМП, БМД) листочки биотита либо частично, либо полностью замещаются карбонатным цементом, обладающим микрозернистой или пелитоморфной структурой.

Вследствие интенсивных эпигенетических изменений биотита его содержание в породах сильно уменьшалось по сравнению с первичными осадками. Показательно в этом отношении, что в прослоях песчаников, не испытавших интенсивных преобразований в эпигенезе, содержание биотита более высокое, чем в аналогичных породах, подвергшихся сильному эпигенетическим преобразованиям.

Мусковит в изученных породах встречается реже, чем биотит. Как мусковит, так и биотит наиболее распространены в разрезах Сурхантау и на западе Мечитли. Полностью они отсутствуют в разрезах восточных склонов Гиссарского хребта.

Мусковит представлен крупными неправильными пластинками с ровными краями. В процессе постседиментационных преобразований мусковит изменяется незначительно, что свидетельствует о его более высокой устойчивости по сравнению с биотитом.

Содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках и гравелитах колеблется в пределах 0,01–0,5%. Они представлены турмалином, апатитом, брукитом, анатазом, сфеном, ставролитом, гранатом, роговой обманкой, магнетитом, ильменитом.

Циркон – один из самых распространенных минералов. Его количество варьирует от единичных зерен до 75–80% от общего веса тяжелой фракции. Циркон представлен хорошо ограниченными кристаллами, размер которых колеблется от субмикроскопических до 6–4 мм. Окраска циркона меняется от бесцветной, желтовато-серой до серой.

Основными кристаллографическими формами циркона являются призма (110) и дипирамида (111), редко встречаются грани дипирамиды (221). По габитусу все кристаллы можно разделить на три группы: дипирамидальную ($l/s=0,7-1,0$); короткопризматическую ($l/s=1-2$) и длиннопризматическую ($l/s=4-5$). Самой распространенной является третья группа. Очень редко встречаются кристаллы округлой формы, вероятно, появившиеся в результате растворения этого минерала.

Турмалин, как и циркон, является одним из распространенных минералов; его содержание варьирует от единичных зерен до 25–30%. Минерал встречается в виде призматических, коротко-столбчатых или сильно удлиненных кристаллов; наблюдались изометричные зерна окатанной формы. Большинство зерен окрашено в бурый, черный или зеленоватый цвет. Минерал характеризуется сильно выраженным плеохроизмом.

Рутил в тяжелой фракции фиксируется постоянно, но содержание его незначительное: от единичных зерен до 5–10%, а в некоторых разрезах он отсутствует совсем. Рутил встречается в виде удлиненных столбчатых кристаллов с округленными или острыми краями, в некоторых зернах наблюдается вертикальная штриховка. В отдельных разрезах встречаются окатанные разности. Зерна рутила обычно окрашены в красный цвет, реже отмечаются черные и бурые разности. Размер – от 0,05 до 0,20 мм. Часто обломки рутила лейкоксенизированы. В отраженном свете лейкоксенизированные зерна имеют грязновато-белую окраску. Наибольшее содержание лейкоксенизированных

зерен характерно для пород первого и второго мезоциклов разрезов Дибодом, Шаргунь и Ташкутан. Здесь многие обломочные компоненты сильно выветрели. Это дает основание считать, что процессы лейкоксенизации рутила осуществлялись в древних корах выветривания. Каких-либо изменений не установлено.

Апатит наиболее распространен в породах третьего мезоцикла разреза Курганча, где его содержание достигает 90–95%; в остальных разрезах оно не превышает 2–5%. Апатит встречается в виде призматических кристаллов с обломочными или окатанными краями величиной 0,05–0,30 м. Чаще всего они бесцветны, реже окрашены в белый, светло-серый и серый цвет. Основными кристаллографическими формами апатита являются призма (1010), дипирамида (1011) и пиканоид (0001). Все кристаллы по габитусу можно разделить на три группы: короткопризматическую ($l/s = 0,7-1$), призматическую (самая распространенная, $l/s = 1,5-2$) и длиннопризматическую.

Магнетит встречается редко в виде единичных зерен. Главным образом он представлен в виде октаэдров (или их обломков), имеющих размер 0,1–0,15 мм, часто со штриховкой на гранях. Цвет черный, буровато-черный, реже бурый. По магнетиту развиваются гематит и лимонит.

Ильменит встречается редко. Представлен таблитчатыми кристаллами размером до 0,4 мм; нередко зерна ильменита лейкоксенизированы. Иногда наблюдаются полные псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту. Цвет черный, блеск металлический.

Сфен – сравнительно малораспространенный минерал и особенного корреляционного значения не имеет. Как правило, он встречается с эпидотом и роговой обманкой, начиная со второго мезоцикла. Сфен образует клиновидные, реже конвертообразные кристаллы, а чаще – осколки неправильной формы обычно желтоватого, реже темно-коричневого цвета, прозрачные или полупрозрачные; бесцветные разновидности наблюдаются очень редко; размер зерен колеблется от 0,1 до 0,8 мм. В сфене встречаются включения амфибола, магнетита, часто наблюдается замещение лейкоксеном зерна сфена.

Лейкоксен – очень распространенный минерал, не имеющий корреляционного значения; его количество во всех породах переменное (от 1–2 до 40–70%). Он встречается в виде неправильных зерен или псевдоморфоз по рутилу, ильмениту, сфену. Цвет чаще всего белый, желтоватый, реже серый. Блеск матовый; размер зерен от 0,8 до 4 мм.

Анагаз встречается довольно часто; в некоторых разрезах (Шаргунь, Гулиоб) его количество доходит до 10%. Минерал представлен черными, синими, голубыми, зелеными и серыми дипирамидальными и пластинчатыми кристаллами, реже – обломками кристаллов с характерной поперечной штриховкой и алмазным блеском; размер кристаллов колеблется от 0,05 до 0,40 мм.

Брукит встречается в виде единичных зерен. Он характеризуется таблитчатой формой с алмазным блеском. Цвет желтый, плеохроирует до белого. Каких-либо вторичных изменений в шлифах нами не наблюдалось.

Эпидот встречается в виде неправильных, реже угловатых зерен. Цвет различный – от бесцветного до желтовато-зеленого. Присутствует в породе в виде единичных зерен. Малые содержания могут быть объяснены его нестойкостью при выветривании.

Амфиболы присутствуют в виде единичных зерен. Представлены они обыкновенной роговой обманкой в виде зерен удлиненной формы, темно-зеленого цвета, с ярко выраженным плеохроизмом в желтовато-зеленоватых тонах. Каких-либо вторичных изменений обломков роговой обманки в угленосной толще не наблюдалось.

Гранаты встречаются в виде единичных зерен, окрашенных в бледно-розовый цвет. Чаще всего зерна имеют угловатую или удлиненную форму; редко наблюдаются округлые гранаты, связанные с механической обработкой. Вторичные изменения гранатов не обнаружены.

Алевролиты по сравнению с песчаниками и гравелитами распространены значительно меньше. Максимальное развитие они имеют в отложениях третьего и четвертого мезоциклов юго-западной части региона. Алевролиты делятся на мелко-

зернистые и крупнозернистые. Их распространение на площади исследованного района неодинаково; роль мелкозернистых алевролитов постепенно увеличивается с востока на запад, в сторону морского бассейна.

Породы окрашены обычно в темно-серый и серый цвет. Встречаются бурые и черные разности. Характер окраски определяется вещественным составом. Бурый цвет связан с высокой примесью растительного материала. В буровато-черный окрашены углистые разности. В верхних частях разрезов Сурхантау алевролиты содержат значительную примесь карбонатного материала.

Для алевролитов обычно характерны слоистые текстуры: горизонтальная, горизонтально-волнистая, линзовидная, косо-волнистая, мелкая косая, штриховая.

Неслоистые текстуры представлены текстурами взмучивания и протыкания. Сортировка материала алевролитов различная и полностью зависит от условий накопления, а также от положения зоны седиментации по отношению к области сноса. Поэтому прибрежно-морские и морские алевролиты на западе района лучше отсортированы, чем алевролиты на востоке района, имеющие озерный и озерно-болотный генезис.

В породах присутствует разнообразный растительный материал: детрит, мелкие и крупные обрывки стеблей и листьев, часто встречаются крупные остатки листьев хорошей сохранности.

Вещественный состав алевролитов характеризуется широким развитием кварца, полевых шпатов и слюд, а также обломков пород. Среди слюд преобладают биотит и мусковит. Чешуйки слюд обладают хорошей сохранностью, высоким двупреломлением. Форма обломков кварца и полевых шпатов, как правило, резко угловатая. Глинистое вещество, присутствующее в алевролитах, представлено гидрослюдой и каолинитом.

Глинистые породы в разрезе угленосной толщи представлены сильно уплотненными разностями — аргиллитами, которые имеют ограниченное распространение. В разрезах восточной части региона Лучоб, Лучоб-2, Ак-камар, Варгандок, Варгандок-1, Суффа-1 они составляют не более 0,5–1%, причем основная масса приходится на верхнюю часть толщи — четвертый мезоцикл. На запад содержание их увеличивается. В разрезах Дибодом, Курганча, Шаргунь, Гуруд, Нилу на их долю приходится до 7–10% всего разреза. Они образуют прослои мощностью от 0,20 до 1,5–3 м. Наиболее характерны они для отложений фаций застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы, полуизолированных прибрежно-мелководных частей морского бассейна, а также полуизолированных прибрежных и центральных частей озерных водоемов.

Аргиллиты, как правило, окрашены в темно-серый, бурый и черный цвета. Различия в интенсивности окраски обуславливаются неодинаковым содержанием растительного вещества. Аргиллиты с содержанием карбонатного материала окрашены в буровато-серый цвет и слабо вскипают в соляной кислоте.

Породы отличаются значительной плотностью, в воде не размокают. Для них характерна в основном горизонтальная слоистость, подчеркнутая слюдой и мелким растительным детритом. В результате исследований было установлено присутствие в угленосной толще трех разновидностей глинистых пород, отличающихся набором глинистых минералов: каолинитовых с примесью гидрослюды, гидрослюдистых и гидрослюдистых с примесью каолинита и глин смешанного состава. Мы ограничиваемся только перечислением названий, так как глинистым минералам исследованного района будет посвящена отдельная глава.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ВОЗМОЖНЫЕ МАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ

Представление о терригенно-минеральной ассоциации как естественном парагенетическом наборе обломочных минералов было введено В.П. Батуриным (1937) на материалах Кавказа и Поволжья. В дальнейшем этот метод успешно развивался в работах П.П. Авдусина (1939), Л.В. Пустовалова (1947), Н.В. Логвиненко (1953), Л.Б. Рухина (1953), А.Г. Коссовской (1962) и др.

В Средней Азии изучению терригенно-минеральных ассоциаций меловых, палеогеновых и неогеновых формаций посвящены труды А.М. Акрамходжаева (1960) и других исследователей. Терригенно-минеральные ассоциации юрской угленосной толщи Южного Узбекистана исследованы В.И. Троицким (1967), К.А. Сотириади и В.И. Троицким (1962) и автором настоящей монографии (Бебешев, 1971б, 1972).

Минерально-петрографическое изучение пород проводилось нами с целью выделения терригенно-минеральных ассоциаций и их увязки с общим ходом накопления угленосной толщи в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Для этого детальному и петрографическому анализу подверглись средне-крупнозернистые песчаники и мелкозернистые гравелиты, роль которых в составе изученных угленосных отложений чрезвычайно велика; они составляют около 80–85% от общего состава пород. При их исследовании были получены необходимые сведения об источниках сноса обломочного материала и его постседиментационных изменениях.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В результате проведенных исследований в разрезах четырех мезоциклов установлены различия в вещественном составе гравийно-песчаных пород и выделены семь терригенно-минеральных ассоциаций, характерных для каждого района. Эти ассоциации различаются между собой в основном составом и количественным соотношением главных породообразующих компонентов – кварца, полевых шпатов и обломков пород. При выделении ассоциаций (использовалась методика А.Г. Коссовской, 1962) учитывались особенности состава акцессорных минералов тяжелой фракции, характер первичного глинистого цемента песчаников и гравелитов, состав глинистой фракции алевролитов и глин. Одни ассоциации связаны между собой постепенным переходом, другие сменяются очень резко. Их вещественный состав показан на диаграмме (фиг. 12; табл. 5).

Западная часть Мечитли и структура Сурхантау. В разрезах нижней и средней юры установлены три терригенно-минеральные ассоциации (снизу вверх): 1) мономинеральная кварцевая, 2) олигомиктово-кварцевая, 3) олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород. Первая ассоциация связана с первым и вторым мезоциклами, вторая и третья – соответственно с третьим и четвертым (фиг. 13, 14).

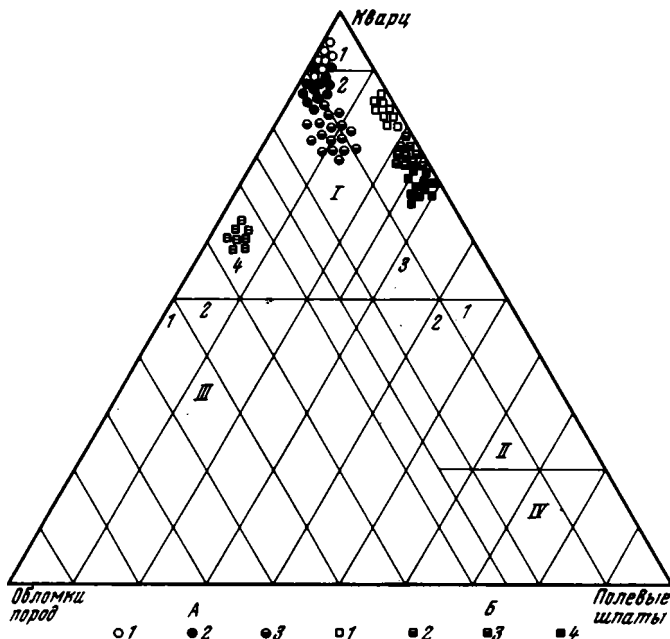
1. Мономинеральная кварцевая ассоциация песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов

Таблица 5

Терригенно-минеральные ассоциации песчаников и мелкозернистых гравелитов южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (содержание, %)

Вещественный состав	Юго-западная часть Сурхантау (западная часть Мечитли)			Восточная часть района (центральная и восточная части Мечитли)			
	Ассоциации						
	мономинеральная кварцевая	олигомиктово-кварцевая	олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород	олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов	граувакково-кварцевая	олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов	аркозово-кварцевая
Кварц из пород	90-96	70-85	65-70	75-85	55-65	75-60	45-55
В том числе из изверженных	90-97	90-95	75-85	80-95	85-96	70-90	75-90
То же, метаморфических	3-5	2-5	Ед. зерна	2-5	1-4	0-10	0-10
То же, осадочных	0-2	0-3	10-15	Ед. зерна	-	0-3	3-10
Полевые шпаты	1-3	5-10	20-25	10-15	10-15	15-25	15-20
Плагноклазы	-	Ед. зерна	2-5	-	-	-	2-5
Кальцевые полевые шпаты	1-3	5-10	10-15	10-15	10-15	15-25	10-15
Обломки пород	2-3	2-10	5-15	2-10	15-35	5-10	5-10
Гранитоиды	-	1-2	-	-	10-20	2-5	Ед. зерна
Эффузивы	-	-	1-3	-	0-3	1-3	1-3
Кварциты	1-3	1-3	Ед. зерна	2-10	2-10	2-5	-

Сланцы и гнейсы	0,5-2	2-6	5-10	-	5-10	Ед. зерна	3-5
Метаморфические породы	-	-	-	-	3-10	То же	1-2
Слюдистые минералы	1-2	2-7	1-5	1-3	Ед. зерна	"	5
Биотит	Ед. зерна	2-3	2-3	1-3	То же	"	5
Мусковит	1-2	1-4	1-2	Ед. зерна	-	-	-
Минералы тяжелой фракции (% к фракции)							
Циркон	45	10-60	20	50	25	80-90	40
Турмалин	25	10-15	30	20	40	2-10	45
Рутил	10	20-25	5	5	2	Ед. зерна	5
Апатит	5	0-5	Ед. зерна	Ед. зерна	Ед. зерна	То же	Ед. зерна
Анатаз	Ед. зерна	Ед. зерна	10	2	То же	"	-
Магнетит	10	10-15	Ед. зерна	10	5	"	Ед. зерна
Лейкоксен	5	Ед. зерна	3	-	-	"	То же
Сфен	Ед. зерна	5-10	2	-	Ед. зерна	"	"
Роговая обманка	То же	3-5	15	3	15	"	"
Эпидот	"	Ед. зерна	3	10	3	-	"
Гранат	"	То же	2	-	2	-	"
Ставролит	"	0-5	3	Ед. зерна	3	-	"
Глинистые минералы	Гидрослю- да, каоли- нит	Каолинит, гидрослю- да	Гидрослю- да, каоли- нит, хло- рит	Каолинит, гидрослю- да	Каолинит, гид- рослюда, сме- шаннослойные, хлорит-верми- кулит	Каолинит, гидрослю- да	Гидрослю- да, каоли- нит
Мезоциклы	I-II	III	IV	I-II Хаки- ми, Ташку- тан	I-II Суффа, Суффа-1, Вар- гандок, Вар- гандок-1, Акмар	I-II Хана- ка-30, Лучоб, Лучоб-2	III-IV



Фиг. 12. Вещественный состав песчано-гравийных пород южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

I – семейство кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов; ассоциации (цифры на схеме): 1 – мономинеральная кварцевая, 2 – олигомиктово-кварцевая, 3 – аркозово-кварцевая, 4 – граувакково-кварцевая; II – семейство аркоз: 1 – собственно аркозы; 2 – загрязненные граувакковые аркозы; III – семейство граувакк: 1 – собственно граувакки, 2 – полевошпатовые граувакки; IV – пустое поле

А – юго-западная часть района (Сурхангау и западная часть Мечитли); ассоциации: 1 – песчаники и гравелиты первого и второго мезоциклов, 2 – песчаники третьего мезоцикла, 3 – песчаники четвертого мезоцикла; Б – восточная часть района (центральная и восточная части Мечитли): 1 – песчаники первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан, Хаками, 2 – песчаники первого и второго мезоциклов разрезов Ханака, Лучоб, Лучоб-2, 3 – песчаники первого и второго мезоциклов разрезов Суффа, Суффа-1, Варгандок, Варгандок-1, Ак-камар, 4 – песчаники третьего и четвертого мезоциклов восточной части района

Дибодом, Гуруд, Хар-как, Нилу, Гулиоб, Шаргунь (см. фиг. 13,14). Почти полностью она состоит из кварца (90–96%), в ничтожном количестве присутствуют полевые шпаты (1–3%), обломки пород (до 2–3%) и слюдястые минералы (1–2%). Наиболее распространен изометричный кварц с включениями зерен циркона, турмалина, апатита. Кварц подобного типа, по А.Г. Коссовской (1962), является продуктом размыва изверженных пород. Содержание удлиненного кварца, генетически связанного с размывом метаморфических пород, гнейсов и сланцев, незначительное (3–5%), осадочного кварца – от 0 до 2%. Полевые шпаты представлены главным образом ортоклазом, зерна которого обычно сильно пелитизированы. Среди обломков пород встречены кварциты и мусковитизированные слюдястые сланцы. Из слюдястых минералов установлен в основном мусковит; в незначительном количестве присутствует биотит. Глинистые минералы принадлежат к устойчивым разновидностям – гидрослюда и каолиниту. Гидрослюда представлена двумя разновидностями – удлиненно-пластинчатой и изометрично-пластинчатой. В составе аксессуарных минералов отмечены циркон, апатит, магнетит, ильменит, рутил, турмалин. Среди цирконов преобладают хорошо окатанные зерна.

2. Олигомиктово-кварцевая ассоциация песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего мезоцикла разрезов Дибодом, Нилу, Хар-как, Гуруд, Гулиоб, Шаргунь (фиг. 15; см. фиг. 13). Для нее типичны следующие соотношения порообразующих компонентов: кварц - 70-85%, полевые шпаты - 5-10%, обломки пород от 2 до 10%, слюдистые минералы - 2-7%. Среди обломков кварца преобладают прямоугасающие изометричные зерна с остроугольными очертаниями, содержащие включения ширкона и турмалина. Кроме того, в незначительном количестве (2-5%) присутствует кварц в виде удлинённых зерен. Из полевых шпатов резко преобладают калиевые разновидности, главным образом ортоклаз и микроклин. Плагноклазы представлены единичными зернами основного олигоклаза. Среди обломков пород доминируют зерна кварц-слюдистых сланцев и гнейсов. Встречаются также единичные зерна кремнистых пород. Постоянен состав аксессуарных минералов, главнейшими из которых являются циркон, турмалин; в незначительном количестве присутствуют зерна роговой обманки, апатита и анатаза. Из слюдистых минералов установлены биотит и мусковит. Глинистый цемент представлен каолинитом и гидрослюдой. Выше по разрезу наблюдается некоторое увеличение полевых шпатов, среди которых преобладают плагноклазы и решетчатый микроклин.

3. Олигомиктово-кварцевая ассоциация при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород прослеживается в отложениях четвертого мезоцикла юго-западной и центральной частей региона (фиг. 16). Для ассоциации характерно содержание кварца 65-70%, полевых шпатов 20-25%, обломков пород - 5-15%. Кварц в основании "изверженный", переотложенного - 10-15%.

Среди полевых шпатов присутствуют решетчатый микроклин и ортоклаз. Зерен плагноклаза меньше; часто зерна полевых шпатов полностью или частично замещены карбонатным минералом. Среди обломков пород наиболее распространены зерна кварцитов и слюдистых сланцев. В виде единичных зерен отличаются обломки эффузивов кислого состава.

Среди аксессуарных минералов встречены циркон, турмалин, рутил, гранат, роговая обманка, эпидот и амфиболы. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, в меньшем количестве - каолинитом.

Центральная и восточная части Мечитли. В разрезах нижней и средней юры данного региона установлены четыре терригенно-минеральные ассоциации: 1) олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; 2) граувакково-кварцевая; 3) олигомиктово-кварцевая при повышенном содержании полевых шпатов; 4) аркозово-кварцевая. Эти ассоциации строго приурочены к отложениям четырех мезоциклов, подчеркивая специфику образования каждой в отдельности.

1. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с незначительным содержанием полевых шпатов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан и Хакими. В ней содержится кварца 75-85%, полевых шпатов 10-15%, обломков пород 2-10%. Наиболее распространен изометричный тип кварца - до 85-90%, содержание удлиненного кварца составляет 2-5%. Обломки пород представлены кварцитами. Среди полевых шпатов доминирует ортоклаз. Слюдистые минералы встречены единичными зернами бурого биотита. Среди аксессуарных минералов больше всего циркона, турмалина и сфена. В незначительном количестве встречены зерна роговой обманки и касситерита. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

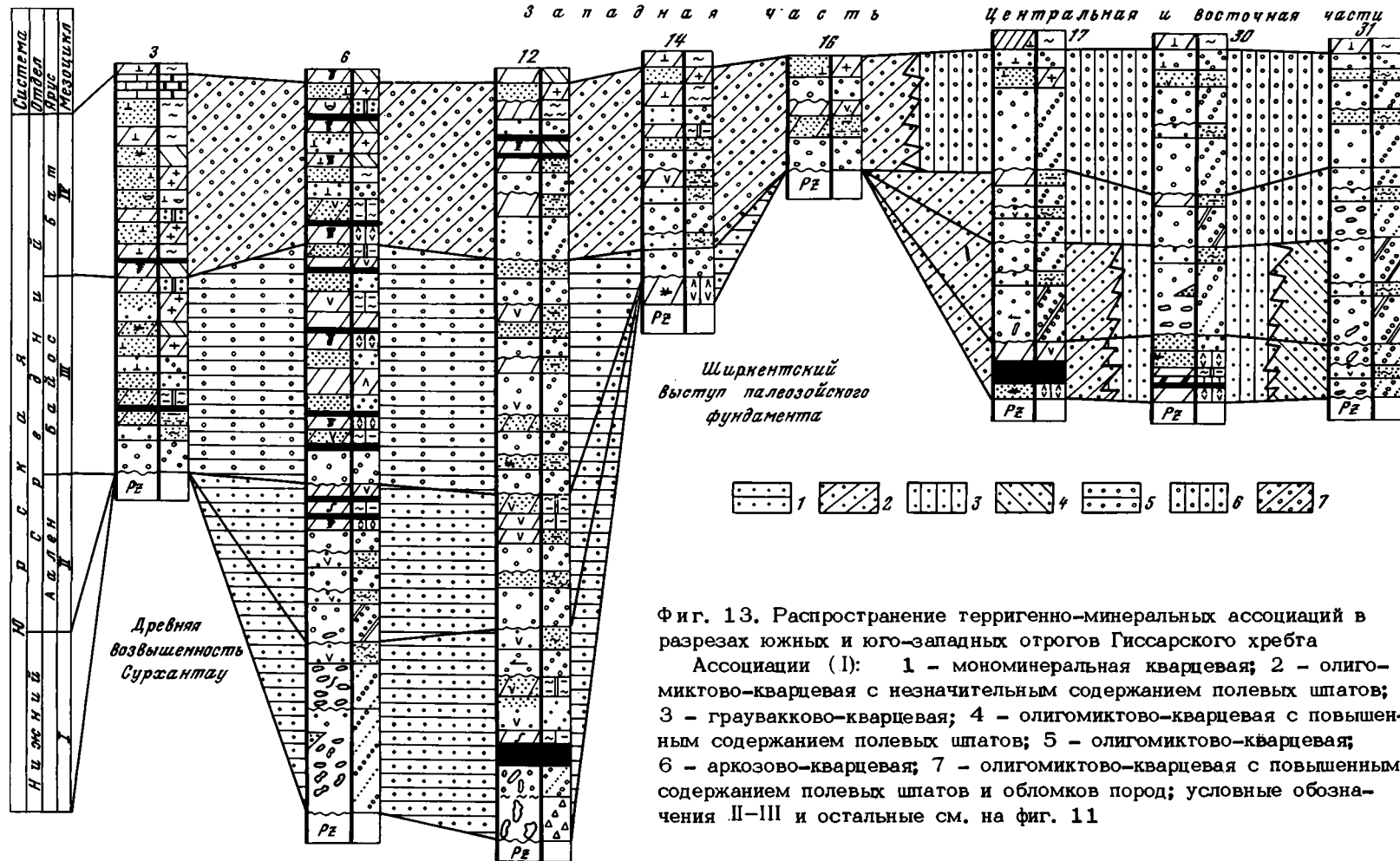
2. Граувакково-кварцевая ассоциация выявлена в отложениях первого и второго мезоциклов в разрезе Суффа, Суффа-1, Варгандок, Варгандок-1, Ак-камар (см. фиг. 13, 14). Содержание кварца в ней составляет от 55 до 65%, полевых шпатов - 5-10%, обломков пород - 10-25%. Среди кварца наиболее распространена изометрическая разность. Среди калиевых полевых шпатов доминирует ортоклаз. Микроклин встречается единичными зернами. Обломки пород состоят в основном из кремнистых, кварц-слюдистых сланцев, кварцитов, метаморфических пород; отмечаются также единичные зерна кислых эффузивов.

С у р х а н т а у

М е ч и т л и

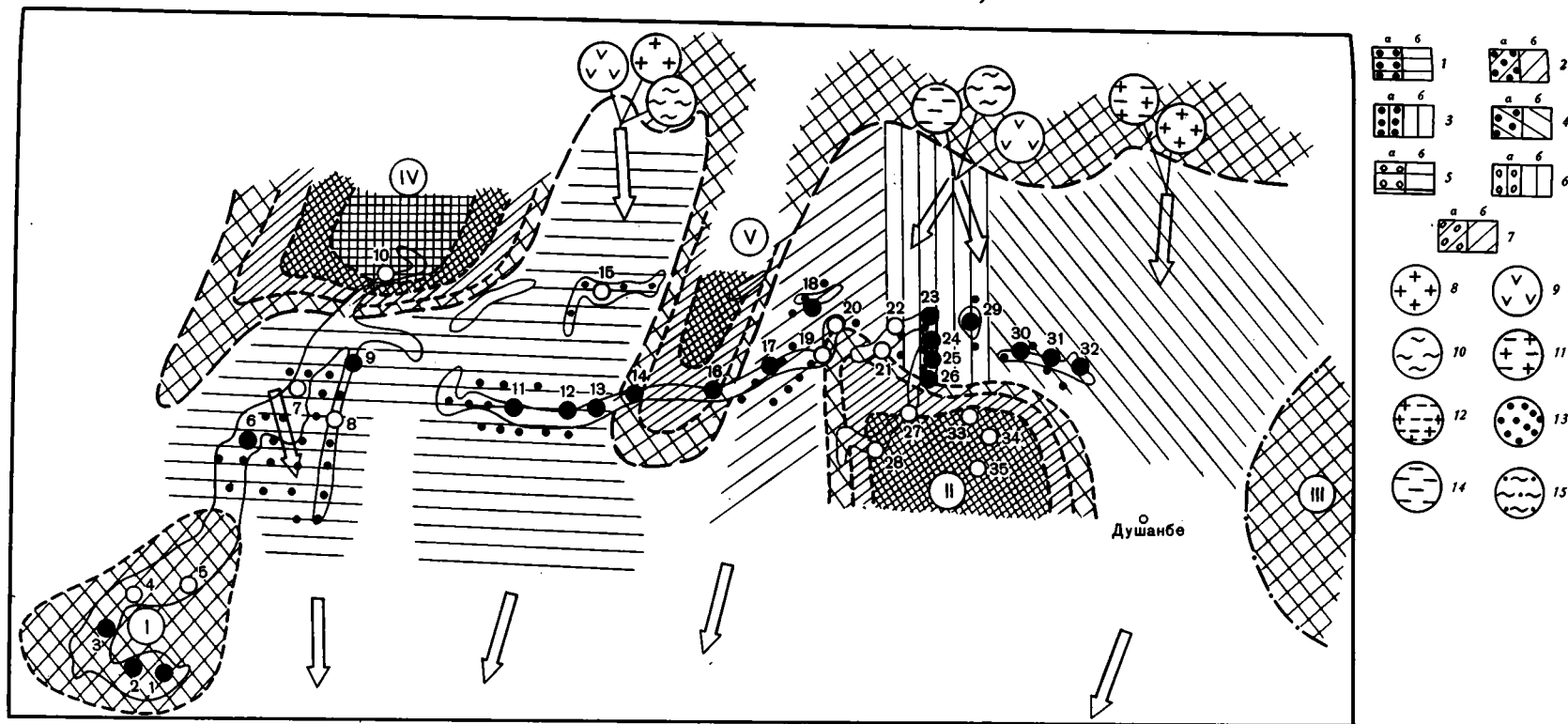
З а п а д н а я ч а с т ь

Ц е н т р а л ь н а я и в о с т о ч н а я ч а с т и



Фиг. 13. Распространение терригенно-минеральных ассоциаций в разрезах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

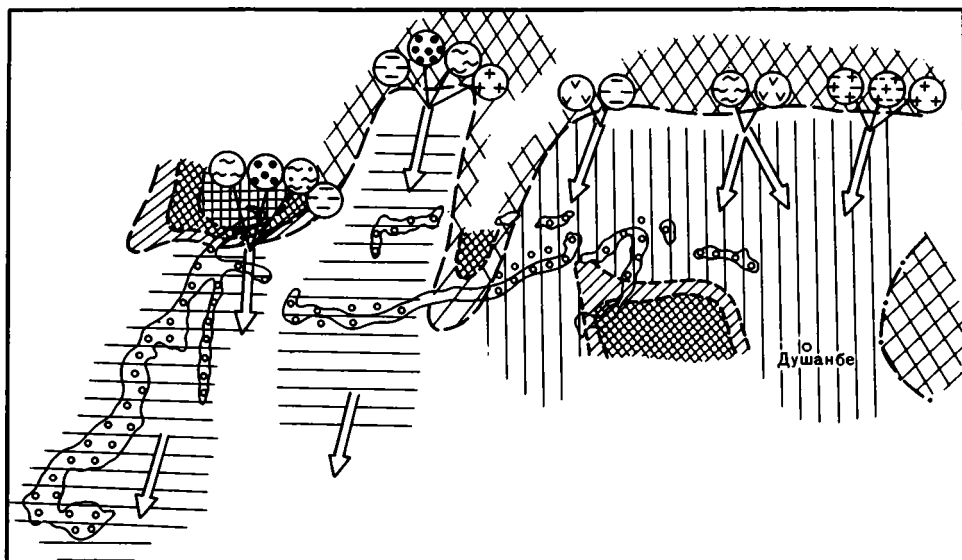
Ассоциации (1): 1 – мономинеральная кварцевая; 2 – олиго-миктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; 3 – граувакково-кварцевая; 4 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов; 5 – олигомиктово-кварцевая; 6 – аркозово-кварцевая; 7 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород; условные обозначения II–III и остальные см. на фиг. 11



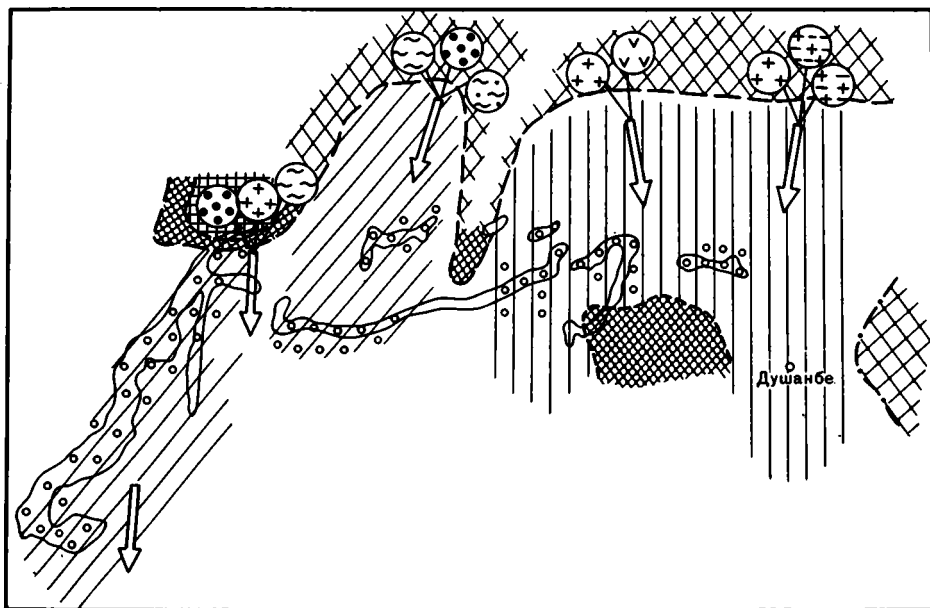
Фиг. 14. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления первого и второго мезозиклов.

Ассоциации: 1 – мономинеральная кварцевая: а (для условных обозначений 1–7) – установленная, б – предполагаемая; 2 – олигомиктово-кварцевая с незначительным содержанием полевых шпатов; 3 – граувакково-кварцевая; 4 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов; 5 – олигомиктово-кварцевая; 6 – аркозово-кварцевая; 7 – олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород. Исходный материал терригенно-минеральных ассоциаций (величина кружков указывает на относительное количественное участие исходных пород): 8 – гранито-гнейсы; 9 – эффузивы; 10 – метаморфические породы; 11 – граниты; 12 – турмалиновые граниты; 13 – осадочные породы; 14 – кварц-слюдистые сланцы; 15 – кремнистые породы.

Остальные условные обозначения см. на фиг. 35



Фиг. 15. Схематическая карта распространения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления осадков третьего мезоцикла
Условные обозначения см. на фиг. 14



Фиг. 16. Схематическая карта распространения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления осадков четвертого мезоцикла
Условные обозначения см. на фиг. 14

Среди акцессорных минералов преобладают циркон и турмалин. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, каолинитом и смешаннослойными образованиями хлорит-вермикулитового состава.

3. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов установлена в отложениях первого и второго мезоциклов разрезов Лучоб, Лучоб-2. Содержание кварца составляет 60-75%, полевых шпатов - 15-25%, обломков пород 5-10%.

Среди кварца доминирует изометричная разность – 70–90%, содержание метаморфического кварца изменяется от 0 до 10%, кварца переотложенного типа – от 0 до 3%. Среди полевых шпатов были встречены зерна ортоклаза. Биотит представлен зеленовато-бурыми и светло-коричневыми пластинками. Обломки пород состоят из кварцитов, в виде единичных зерен присутствуют обломки кислых эффузивов. Состав аксессуарных минералов очень специфичен; преобладают циркон и турмалин, в меньшем количестве встречены зерна брукита, анатаза, роговой обманки и др. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдай.

4. Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в отложениях третьего и четвертого мезоциклов. Содержание кварца в ней достигает 45–55%, полевых шпатов – 15–20% и обломков пород – 5–10%. Наиболее распространен изверженный кварц. Содержание удлиненного метаморфического кварца изменяется от 0 до 10%, а переотложенного от 0 до 15%. Из полевых шпатов присутствуют в основном калиевые разности – ортоклаз и микроклин, в меньшем количестве – плагиоклаз, представленный кислым и основным олигоклазом. Обломки пород состоят главным образом из зерен глинистых сланцев, из единичных зерен эффузивных пород кислого состава. Среди аксессуарных минералов наиболее распространены турмалин, циркон, апатит, реже встречаются анатаз, брукит и др. Глинистые минералы представлены гидрослюдай и каолинитом.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Как нами уже отмечалось, в каждом районе тот или иной мезоцикл имеет свою, только ему присущую терригенно-минеральную ассоциацию. Так, на юго-западе региона установлено три ассоциации.

1. Мономинеральная кварцевая ассоциация участвует в строении разногальчковых конгломератов, гравелитов и песчаников горной и горно-равнинной реки первого и второго мезоциклов.

2. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в аллювиальных и озерных осадках третьего мезоцикла, залегающих с региональными размывами на отложениях предыдущего мезоцикла.

3. Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов и обломков пород установлена в прибрежно-морских, аллювиальных и озерных песчаниках и мелкозернистых гравелитах четвертого мезоцикла, залегающих также с региональным эрозионным размывом на отложениях предыдущего мезоцикла. Вещественный состав этих ассоциаций позволяет установить их возможные материнские породы. Мономинеральный кварцевый и олигомиктово-кварцевый состав песчано-гравийных пород указывает на то, что основными источниками сноса явились коры выветривания. Последние в прошлом имели широкое распространение в пределах верховьев рек Тупалангдарья, Сангардакдарья, Шаргунь, а также южных склонов осевой части Гиссарского батолита (Коннов, 1964; Балагурова и др., 1964; Богатырев, 1970; Троицкий, 1967). Кроме того, дополнительными источниками слюдястых минералов могли быть граниты Гиссарского хребта, для которых характерно повышенное содержание слюд и особенно биотита (Геология СССР, 1959).

Вторая ассоциация по составу близка первой. Вполне вероятно, что ее формирование происходило за счет тех же источников. Судя по тому, что отложения этих двух мезоциклов сложены преимущественно грубозернистыми, плохо отсортированными осадками делювиально-пролювиальных фаций и фаций горных рек, можно предположить, что область сноса располагалась недалеко от области седиментации.

Третья ассоциация отличается от первых двух повышенным содержанием неизмененных полевых шпатов, кварц-слюдястых сланцев и переотложенного кварца. Это указывает на то, что ее формирование происходило за счет размыва менее выветрелых горизонтов палеозойских пород. Поставщиком переотложенного

кварца явились палеозойские осадочные образования, развитые в пределах верховьев р. Тупалангдарья (Баратов, 1966). Кроме того, размыву подвергались кварц-слюдистые сланцы Гиссарского батолита.

Следовательно, накопление осадков ниже-среднеюрской угленосной толщи центральной и юго-западной частей региона и образование рассмотренных выше ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского батолита. Во время накопления первой ассоциации материал поступал со сравнительно небольших площадей, при образовании второй и третьей ассоциаций площади размываемых пород несколько увеличились и захватили более северные части Гиссарского хребта.

Таким образом, во время формирования мезоциклов юрской угленосной толщи региона основной областью сноса был Гиссарский батолит, который дренировался двумя, сравнительно крупными реками, имевшими многочисленные притоки и протоки: на юго-западе региона – Пра-Сангардак, в центральной части – Пра-Шаргунь, конфигурация долин которых в плане была различной. В Мечитлинской структуре долины ориентированы перпендикулярно современным складкам в противоположность субпараллельной ориентации в структуре Сурхантау.

Резко отличный состав имеют терригенно-минеральные ассоциации в центральной и восточной частях Мечитли. Так, ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников и гравелитов озерно-болотного и аллювиального генезиса участвует в строении первого и второго мезоциклов разрезов Ташкутан и Хакими. В разрезах Варгандок, Варгандок-1, Суффа, Суффа-1 и Ак-камар первый и второй мезоциклы представлены граувакково-кварцевыми песчаниками также озерно-болотного и болотного генезиса. Ассоциация олигомиктовых песчаников и гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов участвует в строении аллювиальных отложений первого и второго мезоциклов разрезов Ханака, Лучоб, Лучоб-2. Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов установлена в разрезах всей восточной части региона. Наиболее вероятными материнскими образованиями олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов явились главным образом порфировидные граниты Гиссарского батолита, обнажающиеся в верховьях рек Ширкентдарья, Ташкутан, которые по своему составу очень близки к описанной ассоциации (Баратов, 1966).

Состав граувакково-кварцевой ассоциации в целом отличается лишь более высоким содержанием обломков пород, представленных кремнистыми, кварц-слюдистыми сланцами, биотитовыми и мусковитовыми плагиогнейсами, кислыми эффузивами и кварцитами. Это свидетельствует о том, что, кроме областей, за счет которых формировалась ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников, размыву подвергались также расположенные в верховьях рек Каратаг и Хакими поля развития биотитовых и мусковитовых плагиогнейсов, кварцитов и слюдистых сланцев (Тарасенко, 1959а, 1961). Поставщиками обломков кислых эффузивов, вероятно, был нижнепермский эффузивный комплекс, который сложен базальтами, фельзитами и дацитами (Горецкая, Морозенко, 1962).

Формирование ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов при повышенном содержании полевых шпатов происходило за счет размыва гранитных и метаморфических пород, широко развитых севернее и северо-восточнее Мечитли (Тарасенко, 1959а; Баратов, 1966). Источником осадочного кварца, возможно, были силур-девонские осадочные образования Каратегинского хребта (Баратов, 1966). Поставщиком эффузивных пород послужили, по всей вероятности, пермские эффузивные образования, которые по своему составу очень близки к описанной выше ассоциации (Горецкая, Морозенко, 1962). Вещественный состав ассоциации аркозово-кварцевых песчаников и мелкозернистых гравелитов отличается от предыдущей более высоким содержанием полевых шпатов, в том числе микроклина и плагиоклаза, метаморфического кварца, а из аксессуарных минералов – несколько повышенным содержанием турмалина. Это свидетельствует в том, что поступление обломочного материала из Гиссарского батолита было более интенсивным, чем при формировании ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников и гравелитов.

Повышенное содержание метаморфического кварца и турмалина можно объяснить тем, что размыву подвергались турмалиновые аплитовидные граниты и метаморфические породы среднего палеозоя, развитые, по Р.Б. Баратову (1964, 1966), в верховьях р. Майхура, которые по составу очень близки к описанной ассоциации.

Таким образом, накопление осадков юрских угленосных отложений центральных и восточных частей Мечитли и образование рассмотренных ассоциаций происходило за счет поступления обломочного материала с севера и северо-востока Гиссарского хребта и с востока – Каратегинского. Относительная пестрота обломочного материала, характерная для отложений первого и второго мезоциклов, свидетельствует о том, что в начальный период угленосной формации большую роль играл доюрский рельеф, расчлененность и абсолютные отметки которого убывали с северо-востока к центральной части Таджикской депрессии. Существование крупных Шаамбары-Сангмилинского поднятия и Ширкентского выступа палеозойского фундамента (см. фиг. 14) и многочисленные мелкие положительные формы рельефа поставляли наряду с Гиссарским и Каратегинским хребтами значительное количество обломочного материала, который приносился многочисленными мелкими реками, имевшими горный характер. Об этом свидетельствует не только пестрота терригенно-минеральных ассоциаций, но и грубозернистый состав осадков первого и второго мезоциклов. Ко времени образования третьего и четвертого мезоциклов размыву начали подвергаться более удаленные массивы в основном изверженных пород, в результате чего формировались более однородные по составу и сравнительно мелкозернистые породы аркозово-кварцевого состава, выдержанные по всей восточной части региона.

* *

*

В заключение следует отметить, что краткая характеристика пород и распределения их терригенно-минеральных ассоциаций на территории южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта указывает на разнообразный минеральный состав терригенных отложений, сформировавшихся за счет размыва изверженных, метаморфических и осадочных пород, которые обрамляли депрессию либо слагали в ее пределах возвышенности доюрского рельефа. Нами было установлено, что выделенные терригенно-минеральные ассоциации, как правило, связаны с определенными мезоциклами, которые более или менее хорошо выражены на значительных расстояниях в пределах угленосной формации и отвечают определенным и последовательно сменяющимся этапам ее образования.

Различные по минеральному составу и степени зрелости терригенно-минеральные ассоциации пород не являются случайными; они находятся (как будет показано ниже) в полном соответствии с фаціальными и палеогеографическими особенностями накопления осадков и геологическим развитием южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Нижне- и среднеюрские угленосные отложения исследуемого региона, как было отмечено выше, представляют собой сложно построенный комплекс чередования аллювиальных, озерных, озерно-болотных и прибрежно-морских осадков, образуя единый макроцикл трансгрессивной седиментации. По мере наступления морского бассейна с юго-запада на северо-восток климат становился все более теплым и влажным, что в сочетании с обильной растительностью способствовало формированию угольных пластов, которые распространены повсеместно и особенно в нижней и средней частях угленосной толщи. Породы сложены преимущественно песчаниками, алевролитами, глины имеют подчиненное значение, еще более редки конгломераты и галечники. Несколько более распространены гравелиты фации аллювия горных, горно-равнинных и равнинных рек. Песчаники и мелко-среднезернистые гравелиты изменяются по вещественному составу от мономинерально-кварцевых до олигомиктово-кварцевых. Олигомиктовые разности по составу относятся к кварцевым аркозам и грауваккам (см. фиг. 12).

Поскольку состав глинистых минералов в значительной степени определяется петрографическим составом источника сноса, изученный регион в этом отношении является особенно благоприятным, так как расположен в непосредственной близости от питающих провинций. Последние, в свою очередь (см. выше), представлены магматическими, метаморфическими, осадочными и частично эффузивными образованиями. Размыту подвергались развитые на указанных породах каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые коры выветривания. В восточной части рассматриваемой территории (район Ак-камар) за счет несколько более сухого климата и значительного развития метаморфических пород состав кор выветривания становится более гидрослюдистым с примесью хлоритового материала. Основными методами при изучении глинистой фракции < 0,001 служили рентген-дифрактометрия и электронная микроскопия. Для ряда образцов были применены также химический анализ, электронография, ИК-спектроскопия и термография.

При рентгеноструктурном анализе производилось, как правило, прокалывание образцов при 550°С в течение двух часов (до 700°С в случае присутствия диккита) и насыщение глицерином.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Набор глинистых минералов, обнаруженных в разрезах изученного региона, невелик: он насчитывает всего пять наименований – каолинит, гидрослюда, диккит, хлорит и смешаннослойное образование хлорит-вермикулитового состава. Ниже дается их краткое описание.

Каолинит – широко распространенный минерал. Его свойства в различных генетических типах не всегда одинаковые. Наиболее хорошо окристаллизованные разности каолинита приурочены к фациям почв и подпочв угольных пластов (ОПА, ОПО), зарастающих и заиливающихся торфяных болот и сапропелевых озер (ОЗП, ОЗЗ, ОЗУ) (фиг. 17–20, обр.69, 152, 98, 238), полуизолирован-

ных прибрежных частей озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (фация ОВП), а также застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (фация АПВ). Степень упорядоченности решетки каолинита, как и количество его в породе, уменьшается по мере продвижения к фациям заливно-лагунного прибрежного (БПП, БПК), а также открытого подвижного мелководья морского бассейна (БММ, БМП и БМД), где доминирующую роль начинает играть диоктаэдрическая гидрослюда.

Каолинит однозначно определяется рентгенометрически по характерным для него отражениям при $7 \text{ \AA}$ (001); $3,57 \text{ \AA}$ (002). Четкость, выразительность и приблизительно равные интенсивности указанных рефлексов свидетельствуют о совершенной структуре каолинита. И наоборот, диффузность, значительное преобладание интенсивности первого базального отражения над вторым свойственны каолинитам, в решетке которых осуществлены беспорядочные смещения атомных сеток. При прокаливании препарата при 550°C в течение двух часов структура каолинита разрушается, и свойственные ему рентгеновские отражения исчезают. Степень совершенства каолинита хорошо устанавливается также в ИК-спектрах. В области колебания гидроксил-иона, отвечающего $3600\text{--}3700 \text{ см}^{-1}$, каолинит имеет две сильные полосы поглощения. Более высокая интенсивность и энергичная форма полосы со стороны малых частот указывает на совершенство решетки минерала (см. фиг. 20, обр. 69, 152, 98, 238) (Чухров и др., 1966). Обратное же соотношение интенсивности этих полос свидетельствует о нарушениях в структуре каолинита (см. фиг. 19, 20, обр. 255). Кривые нагревания каолинита характеризуются, как правило, одной эндотермической остановкой при $550\text{--}600^\circ \text{C}$ и одной экзотермической реакцией при $930\text{--}1000^\circ \text{C}$. На электронно-микроскопических снимках каолинит представлен темными, с четкими линиями ограниченными частицами неправильной псевдогексагональной формы, чаще же — с одной-двумя гранями или вовсе лишенными каких-либо кристаллических очертаний (табл. XI, А, Б, В; табл. XII, А, Б).

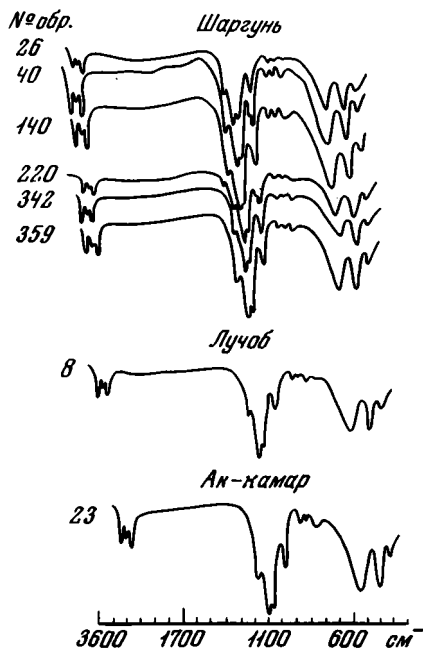
Диккит отмечается главным образом в крупнозернистых песчаниках и гравелитах, в ассоциации с удлинено-пластинчатой гидрослюдой (табл. XII, В). Четкие и узкие пики, отвечающие межплоскостным расстояниям в $7,16$ и $3,58 \text{ \AA}$, не меняют своего положения и интенсивности при прокаливании препарата в течение двух часов при температуре 550°C (см. фиг. 30). Такое поведение рефлексов характерно для диккита, решетка которого обладает высокой энергетической устойчивостью (Newnham, Brindley, 1956; Smithson, Brown, 1957; Шутов, 1962; Шутов, Долматов, 1961; Шутов и др., 1966).

На термограмме отмечаются типичные для этого минерала эндотермические эффекты при 610 и 750°C и экзотермические — около 1100°C . В шлифах диккит наблюдается в виде гексагональных пластинок или вермикулитообразных стопок (табл. V, А).

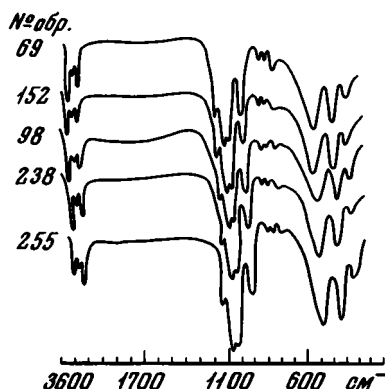
Гидрослюда, как и каолинит, широко распространена в цементе изученных пород, но связана с ним обратным качественным соотношением. В отличие от каолинитов гидрослюды приурочены к фациям прирусловой части поймы (АПП), открытого подвижного мелководья озерных водоемов (ОВМ), а также к осадкам макрофации заливно-лагунного (макрофация БП) и открытого подвижного мелководья (макрофация БМ) морского бассейна. Однако в ряде случаев эта закономерность несколько нарушается в результате воздействия вторичных постседиментационных процессов. Примером этому может служить обнаружение удлинено-пластинчатой и частично изометрично-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды типа 1М в сравнительно хорошо сортированных крупно-, среднезернистых песчаниках и гравелитах фации аллювия крупных равнинных и горно-равнинных рек (фации АРР, АРП). Эти минералы мы склонны считать аутигенными образованиями. На дифрактограммах ориентированных препаратов гидрослюды устанавливаются по целочисленной серии базальных отражений при $10,0$; $5,0$; $3,3$; $2,5 \text{ \AA}$, не меняющих своего местоположения при различных обработках образцов. На диоктаэдричность их указывает значение d_{060} около $1,50 \text{ \AA}$ и наличие сильного базального отражения в $5 \text{ \AA}$, которое у триоктаэдрических разностей выражено крайне слабо или вовсе отсутствует.

Фация	Ассоциация глинистых минералов					
	I	II ^a	II ^b	III	IV	V
БПП 						
БММ 						
БМП 						
ОПП 						
ОВМ 						
ОВП 						
ОЗП 						
ОЗЗ 						
ОЗУ 						
АПВ 						
АПП 						
АРГ 						
АРП 						
АРР 						

Фиг. 18



Фиг. 19



Фиг. 20

Фиг. 18. Общая схема распространения глинистых минералов в цементе пород разрезов южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

Ассоциации: I - гидрослюдисто-каолинистая; II - каолинит-гидрослюдистая; II^a - каолинит-изометрично-пластинчато-гидрослюдистая, II^b - каолинит-удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая; III - гидрослюдистая; IV - хлорит-каолинит-гидрослюдистая; V - смешаннослойная хлорит-вермикулит-гидрослюдисто-каолинистая

Условные обозначения см. на фиг. 11.

Фиг. 19. Инфракрасный спектр фракции < 0,001 разрезов Шаргунь, Лучоб, Ак-камар

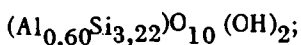
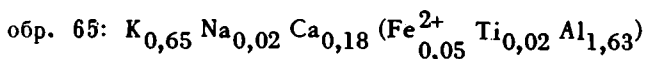
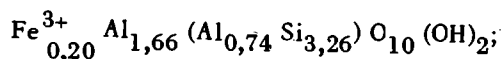
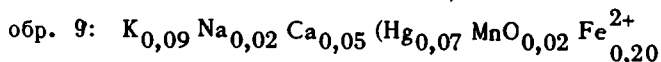
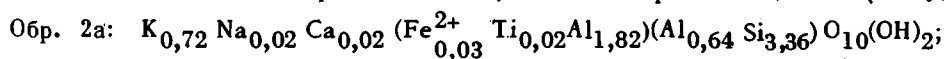
Фиг. 20. Инфракрасный спектр фракции < 0,001 разреза Дибодом

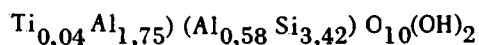
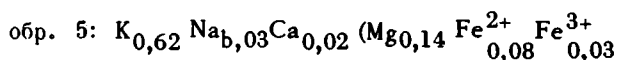
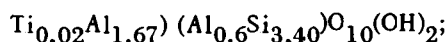
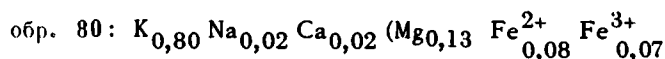
Четкие, хорошо выраженные максимумы интенсивности базальных отражений свидетельствуют о совершенной структуре гидрослюда. Появление же диффузности и характерного "шлейфа" у рефлекса в $10 \text{ \AA}$ со стороны малых Брегговских углов, наоборот, указывает на деградированность минерала. Следует отметить, что на степень деградированности гидрослюда и, в частности, на количество калия в ее решетке может указывать интенсивность и конфигурация рефлекса в $5 \text{ \AA}$ (002). По мере вышелаживания калия из межслоевых промежутков четкость и интенсивность этого отражения понижаются. Кривые нагревания гидрослюд характеризуются первым неглубоким эндотермическим эффектом при 140°C и вторым более глубоким при $500\text{--}600^\circ \text{C}$.

Среди гидрослюд, установленных нами в изученных породах под электронным микроскопом, можно различить три морфологические разновидности: изометрично-мелкопластинчатую (табл. XIII, А, Б, В), изометрично-крупнопластинчатую (табл. XIV, А, Б, В) и удлиненно-пластинчатую (табл. XV, А, Б, В; табл. XVI, А, Б). В структурном отношении все они принадлежат к диоктаэдрическому типу с некоторыми вариациями химического состава, термических свойств и совершенства кристаллической решетки. У изометрично-пластинчатой гидрослюда, особенно у крупнопластинчатой разновидности, часто наблюдается (в отличие от каолинита) неровная плотность частиц. Как правило, центральная часть таких пластинок выглядит на снимках более темной, чем периферийная зона. При этом нередко наблюдается несколько ступеней почернения, из которых периферическая – наименьшая, а в направлении к центру частиц плотность возрастает. Изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда характеризуется тонкими, хорошо проницаемыми для электронов прозрачными чешуйками. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда представлена хорошо развитыми узкими, длинными, в подавляющем большинстве случаев совершенно прозрачными кристаллами с четкими очертаниями. Короткие грани их часто неровные, с острыми углами. Размер пластинок по длинной оси равен 2–3 мк, по короткой – 0,1–0,3 мк.

Рентгеновскими исследованиями установлено, что удлиненно-пластинчатая гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, о чем свидетельствует отражение $d_{060} = 1,497\text{--}1,498 \text{ \AA}$. Наличие рефлексов с $d_0 = 3,05\text{--}3,64 \text{ \AA}$ и четкий интенсивный пик 002 при $4,97\text{--}5,00 \text{ \AA}$ указывает на принадлежность этой гидрослюда к полиморфной модификации 1М. Электроннографические исследования также подтвердили принадлежность гидрослюда к модификации 1М. Параметры элементарной ячейки, любезно рассчитанные Г.В. Соколовой, следующие: $a = 8,96 \text{ \AA}$, $b = 5,17 \text{ \AA}$, $c = 10,4 \text{ \AA}$ и $\beta = 102^\circ 12'$.

Рентгеновские отражения не меняют своего местоположения ни при насыщении препарата глицирином, ни при двухчасовом прокаливании его при 550°C . Высокие симметричные, с четко выраженными максимумами интенсивности базальные отражения, равно как и пик с $d_{060} = 1,494 \text{ \AA}$, свидетельствуют о хорошей окристаллизованности этого минерала и об отсутствии неупорядоченности в наложении слоев. На термограммах наблюдаются характерные для гидрослюда эндотермические эффекты при 135 и 600°C . Данные химических анализов (табл. 7) и рассчитанные по ним кристаллохимические формулы удлиненно-пластинчатой гидрослюда указывают на высокое содержание калия, прочно связывающего пиррофиллитовые пакеты и стабилизирующего таким образом структуру. Следует отметить, что изометрично-крупнопластинчатые гидрослюды характеризуются значительно меньшим содержанием калия, обычно не превышающим 6% (табл. 6).





Кривые поглощения удлиненно-пластинчатой гидрослюда, полученные при помощи инфракрасного регистрирующего спектрофотометра UR-20, также показали картину, свойственную диоктаэдрическим структурам (фиг. 21, 22). На это указывает, в частности, полоса поглощения в области 3600 см^{-1} , с максимумом при 3640 см^{-1} . Местоположение и конфигурация ее остаются неизменными при различных ориентировках препарата по отношению к световому пучку, что свидетельствует о расположении гидроксильных групп по диоктаэдрическому мотиву. Сильная четкая полоса около 1000 см^{-1} , вызванная валентными колебаниями Si-O, свойственна слюдам с соотношением $Si:Al_{IV}=3:1$ (Архипенко, 1963; Лион, Тудденгам, 1965). Как известно, с уменьшением содержания тетраэдрического алюминия эта полоса осложняется уступом со стороны малых частот, а у высококремнистых соединений уже наблюдается дублет. Кристаллическая структура удлиненно-пластинчатых гидрослюд отличается большим совершенством по сравнению с изометрично-пластинчатым. Об этом свидетельствуют как данные рентгенометрии, так и химический состав. Например, содержание калия у удлиненно-пластинчатой разновидности находится в пределах 8,54 - 6,93 вес.%, в то время как у изометричной его значительно меньше (см. табл. 6, 7).

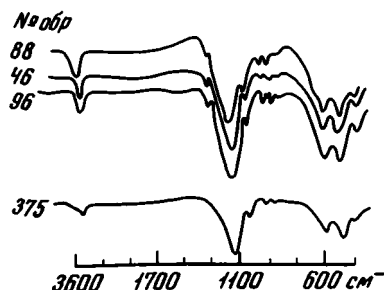
Хлорит обнаружен в виде незначительной примеси, главным образом в фациях прибрежного мелководья (БММ и БМП). Его присутствие устанавливается по рефлексу около $14 \text{ \AA}$ на дифрактограмме прокаленного препарата. Химические анализы образцов, содержащих хлорит, характеризуются повышенным содержанием закисного железа и магния (см. табл. 6; обр. 305, 337, 421).

Таблица 6
Результаты химических анализов микронной фракции пород

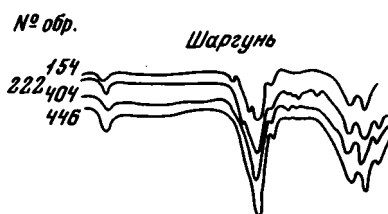
Разрез	№ обр.	Фация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Дибодом	7	АПП	47,84	0,34	31,27	0,84	0,36	0,87
"	305	БМП	34,52	1,03	24,59	6,59	1,28	0,10
"	337	БМД	47,21	0,88	27,23	4,96	1,09	0,02
Шаргунь	421	БПП	43,16	0,60	21,77	1,27	1,14	4,36
Курганча	45	БМП	47,45	0,51	24,40	7,70	0,65	2,25

Таблица 7
Результаты химических анализов микронной фракции пород

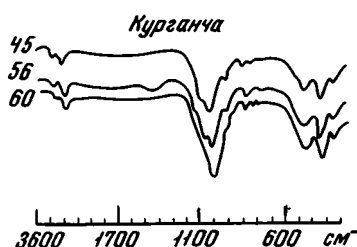
Разрез	№ обр.	Фация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Дибодом	2а	АРГ	48,69	0,53	30,23	1,33	0,47	1,05
"	8	АРГ	46,99	0,42	29,40	3,82	0,35	0,26
"	45	АРР	45,99	0,25	29,19	4,47	0,93	0,03
"	65	АРР	48,56	0,33	30,18	2,20	0,44	0,01
Шаргунь	154	АРГ	49,81	0,29	28,20	1,42	1,39	0,01
Курганча	5	АРГ	49,71	0,71	28,71	0,44	0,85	0,01



Фиг. 21. Инфракрасный спектр фракции < 0,001 разреза Дибодом



Фиг. 22. Инфракрасный спектр фракции < 0,001 разрезов Шаргунь и Курганча



Смешаннослойные образования хлорит-вермикулитового состава были установлены в районе Ак-камар в фациях полуизолированных прибрежных частей (ОВП), озерных и проточных участков озерно-болотных водоемов (фация ОЗП). Наиболее уверенно эти образования диагностируются по рентгенограммам прокаленных образцов. Способность вермикулитовых пакетов (в отличие от хлоритовых) сокращать при прогревании межплоскостное расстояние до 10 Å в результате потери межслоевой воды позволяет установить наличие смешаннослойной фазы хлорит-вермикулитового типа (между значениями 10 и 14 Å) межплоскостных расстояний. На рентгенограмме насыщенных глицерином препаратов рефлекс около 14 Å не меняет своего местоположения.

с изометрично-пластинчатой гидрослюдой (содержание, %)

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅
1,04	Нет	0,17	6,41	8,72	0,96	0,40	0,54	0,10/99,85
0,99	1,86	0,26	5,72	7,95	1,68	Нет	2,83	0,05/99,49
0,62	1,50	0,21	6,38	6,45	1,63	"	0,52	0,05/99,75
0,09	4,85	3,31	6,10	1,96	5,74	5,29	0,18	0,13/99,95
0,13	0,88	0,47	4,58	2,50	6,80	0,92	1,10	0,11/100,05

с удлиненно-пластинчатой гидрослюдой (содержание, %)

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅
0,71	0,01	0,17	8,24	6,30	0,98	0,28	0,50	0,07/99,56
1,23	0,70	0,16	7,76	6,31	1,24	0,36	0,51	0,05
2,53	Нет	0,16	6,93	5,30	1,14	0,22	0,83	0,23
0,66	0,80	0,23	8,54	6,15	0,84	0,12	0,55	0,14
0,65	1,28	0,19	9,15	4,96	1,80	0,26	0,47	0,05/99,93
0,09	1,44	0,19	7,12	5,82	2,08	0,66	0,88	0,09/99,8

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ АССОЦИАЦИИ

Характерной особенностью глинистой фракции всех пород изученных разрезов является то, что они в основном состоят из смеси нескольких глинистых минералов, главным образом каолинита и гидрослюда с меняющимися в широких пределах количественными соотношениями. В результате проведенных исследований были установлены следующие ассоциации глинистых минералов:

I – гидрослюдисто-каолинитовая; II – каолинит-гидрослюдистая; IIa – каолинит-изометрично-пластинчато-гидрослюдистая; IIб – каолинит-удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая; III – гидрослюдистая; IV – хлорит-каолинит-гидрослюдистая; V – смешаннослойная хлорит-вермикулит-гидрослюдисто-каолинитовая.

Гидрослюдисто-каолинитовая ассоциация установлена в четырех из пяти разрезов (Дибодом, Шаргунь, Ак-камар, Лучоб).

Разрезы Дибодом и Шаргунь (табл. 8, 9; фиг. 23, 24) характеризуются приуроченностью каолинита с подчиненным количеством деградированной гидрослюда к фациям почв и подпочв угольных пластов (ОПО и ОПА), полуизолированных

Таблица 8

Минеральный состав тонкопелитовой фракции (<0,001 мм) порового цемента в породах разреза Дибодом

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
2а	Гравелит среднезернистый	АРГ	Хорошо окристаллизованная удлиненно-пластинчатая гидрослюда (1М) с примесью изометричной гидрослюда и упорядоченного каолинита
5	Песчаник мелкозернистый	АПП	Хорошо окристаллизованная изометрично-пластинчатая гидрослюда (1М) с примесью упорядоченного каолинита
7	То же	АПП	То же
8	Гравелит среднезернистый	АРП	Удлиненно-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита, не исчезающего при прокаливании до 550°С. В шлифах определяется как дикиит (см. табл. V, А)
9	То же	АРП	Хорошо окристаллизованная удлиненно-пластинчатая гидрослюда (1М) с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда
10	Алевролит мелкозернистый	АПВ	Каолинит с примесью изометрично-пластинчатой, несколько деградированной диоктаэдрической гидрослюда
42	Алевролит крупнозернистый	АПВ	Хорошо окристаллизованный каолинит и несколько деградированная изометрично-пластинчатая диоктаэдрическая гидрослюда
45	Гравелит мелкозернистый	АРР	Удлиненно-пластинчатая, хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда (1М) с незначительной примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда и каолинита
50	Песчаник мелкозернистый	АПП	Хорошо окристаллизованная изометрично-пластинчатая гидрослюда (1М) с примесью упорядоченного каолинита

Таблица 8 (продолжение)

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
52	Алевролит мелкозернистый	АПВ	Хорошо окристаллизованный каолинит и несколько деградированная изометрично-пластинчатая диоктаэдрическая гидрослюда
63	Гравелит мелкозернистый	АРР	Появление в массовом количестве хорошо окристаллизованной удлиненно-пластинчатой гидрослюды
65	То же	АРР	Удлиненно-пластинчатая, хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда (1М) с незначительной примесью изометрично-пластинчатой гидрослюды; ничтожное количество несовершенного каолинита
69	Алевролит мелкозернистый	ОПА	Каолинит с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюды
71	То же	ОПО	Хорошо окристаллизованный каолинит с примесью изометрично-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды
96	Гравелит среднезернистый	АРР	Появление в массовом количестве удлиненно-пластинчатой, хорошо окристаллизованной диоктаэдрической гидрослюды с незначительной примесью хорошо окристаллизованного каолинита
97	Песчаник мелкозернистый	ОВМ	Хорошо окристаллизованная изометрично-пластинчатая гидрослюда (1М) с примесью каолинита
98	Алевролит мелкозернистый	ОПО	Хорошо окристаллизованный каолинит с примесью диоктаэдрической гидрослюды
140	То же	ОВП	Хорошо окристаллизованный каолинит с примесью изометрично-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды (30-35%)
152	"	ОПО	Каолинит с примесью деградированной изометрично-пластинчатой гидрослюды
211	Песчаник среднезернистый	ОВМ	Изометрично-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита
215	Песчаник мелкозернистый	ОВМ	Диоктаэдрическая гидрослюда, хорошо окристаллизованная. Незначительная примесь каолинита
238	Алевролит мелкозернистый	ОЗП	Хорошо окристаллизованный каолинит с приблизительно равным количеством несколько деградированной диоктаэдрической гидрослюды
255	То же	ОВП	Каолинит с примесью изометричной мелкопластинчатой диоктаэдрической гидрослюды
305	Песчаник мелкозернистый	БМД	Изометричная крупнопластинчатая диоктаэдрическая гидрослюда с примесью каолинита; незначительное содержание хлорита

Таблица 8 (окончание)

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
310	Песчаник мелкозернистый	ОПП	Изометрично-пластинчатая гидро- слюда с примесью каолинита
320	То же	БМП	Изометрично-пластинчатая гидро- слюда. Незначительная примесь каолинита и хлорита
357	"	БМП	То же
337	Алевролит крупнозер- нистый	БПП	Изометрично-пластинчатая, хорошо окристаллизованная диоктаэдри- ческая гидрослюда; незначи- тельная примесь каолинита и хлорита
349	Аргиллит	БПП	Диоктаэдрическая гидрослюда с при- месью не совсем упорядоченного каолинита; незначительное содер- жание кварца
351	Песчаник мелкозер- нистый	БМП	Диоктаэдрическая гидрослюда с при- месью неупорядоченного каолинита и хлорита
355	Аргиллит	БПП	Диоктаэдрическая гидрослюда с при- месью не совсем упорядоченного каолинита
359	Песчаник мелкозер- нистый	БМП	Диоктаэдрическая гидрослюда с не- значительной примесью неупорядо- ченного каолинита и хлорита

Таблица 9

Минеральный состав тонкопелитовой фракции ($< 0,001$ мм) порового цемента
в породах разреза Шаргунь

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
12	Гравелит среднезер- нистый	АРП	Удлиненно-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита, не исче- зающего при прокаливании до 550°C ; в шлифах определяется как диксит
26	Алевролит мелкозер- нистый	ОПА	Хорошо окристаллизованный каоли- нит с примесью несколько дегра- дированной диоктаэдрической гид- рослюды и кварца
80	Гравелит среднезер- нистый	АРР	Появление в массовом количестве хорошо окристаллизованной, удли- ненно-пластинчатой гидрослюды
82	То же	АРР	То же
40	Песчаник мелкозер- нистый	ОЗЗ	Хорошо окристаллизованный каолинит с примесью несколько деградирован- ной диоктаэдрической гидрослюды
140	Алевролит мелкозер- нистый	АПВ	Приблизительно равные количества хо- рошо окристаллизованных диоктаэд- рической гидрослюды и каолинита

Таблица 9 (окончание)

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
154	Гравелит крупнозернистый	АРР	Появление в массовом количестве хорошо окристаллизованной удлиненно-пластинчатой гидрослюда
170	Гравелит мелкозернистый	АРР	Хорошо окристаллизованная удлиненно-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита
178	Песчаник мелкозернистый	АПП	Хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда
220	Алеврит мелкозернистый	ОПА	Хорошо окристаллизованный каолинит с примесью диоктаэдрической гидрослюда (40%)
222	Гравелит мелкозернистый	АРР	Появление в массовом количестве хорошо окристаллизованной удлиненно-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюда
239	Песчаник среднезернистый	ОВМ	Хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда с примесью каолинита
242	Гравелит мелкозернистый	АРР	Появление в массовом количестве хорошо окристаллизованной удлиненно-пластинчатой гидрослюда
270	Песчаник мелкозернистый	АПП	Диоктаэдрическая гидрослюда с примесью каолинита
342	То же	ОПО	Каолинит с примесью гидрослюда
359	Аргиллит	ОВП	Каолинит с примесью (30%) деградированной диоктаэдрической гидрослюда
404	Алевролит мелкозернистый	ОПП	Хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда с незначительной примесью несовершенного каолинита
421	То же	БПП	Изометрично-пластинчатая диоктаэдрическая гидрослюда с примесью каолинита и доломита (3,70; 2,89 Å); на электронно-микроскопических снимках наблюдаются ромбовидные кристаллики доломита и псевдогексагональные пластинки каолинита с обломанными краями
440	"	ОПП	Диоктаэдрическая гидрослюда; ничтожная примесь плохо окристаллизованного каолинита
445	"	ОПП	Диоктаэдрическая гидрослюда с незначительными нарушениями в положении атомных сеток вдоль оси С; небольшая примесь неупорядоченного каолинита, кварца и кальцита
446	То же, комковатый	ОПП	Диоктаэдрическая гидрослюда. Незначительная примесь плохо окристаллизованного каолинита



Таблица 10 (окончание)

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
59	Алеврит мелко-зернистый	ОВП	Хорошо окристаллизованный каолинит. Примесь деградированной диоктаэдрической гидрослюда и смешаннослойного образования с беспорядочно переслаивающимися пакетами хлорит-вермикулитового состава ($d_{\text{ест.}} = 14,2 \text{ \AA}$; $d_{\text{нас.гл}} = 14,2 \text{ \AA}$), на дифрактограмме прокаленного препарата у рефлекса в $10 \text{ \AA}$ наблюдается постепенный спад интенсивности в сторону малых углов
63	То же	ОВП	Хорошо окристаллизованный каолинит. Незначительная примесь деградированной гидрослюда и смешаннослойного хлорит-вермикулитового материала ($d_{\text{ест.}} = 14,2 \text{ \AA}$; $d_{\text{нас.гл}} = 14,3 \text{ \AA}$; у прокаленного препарата широкая полоса в области $11,8-12,6 \text{ \AA}$)
75	"	АВП	Приблизительно равные количества каолинита и деградированной диоктаэдрической гидрослюда

Таблица 11

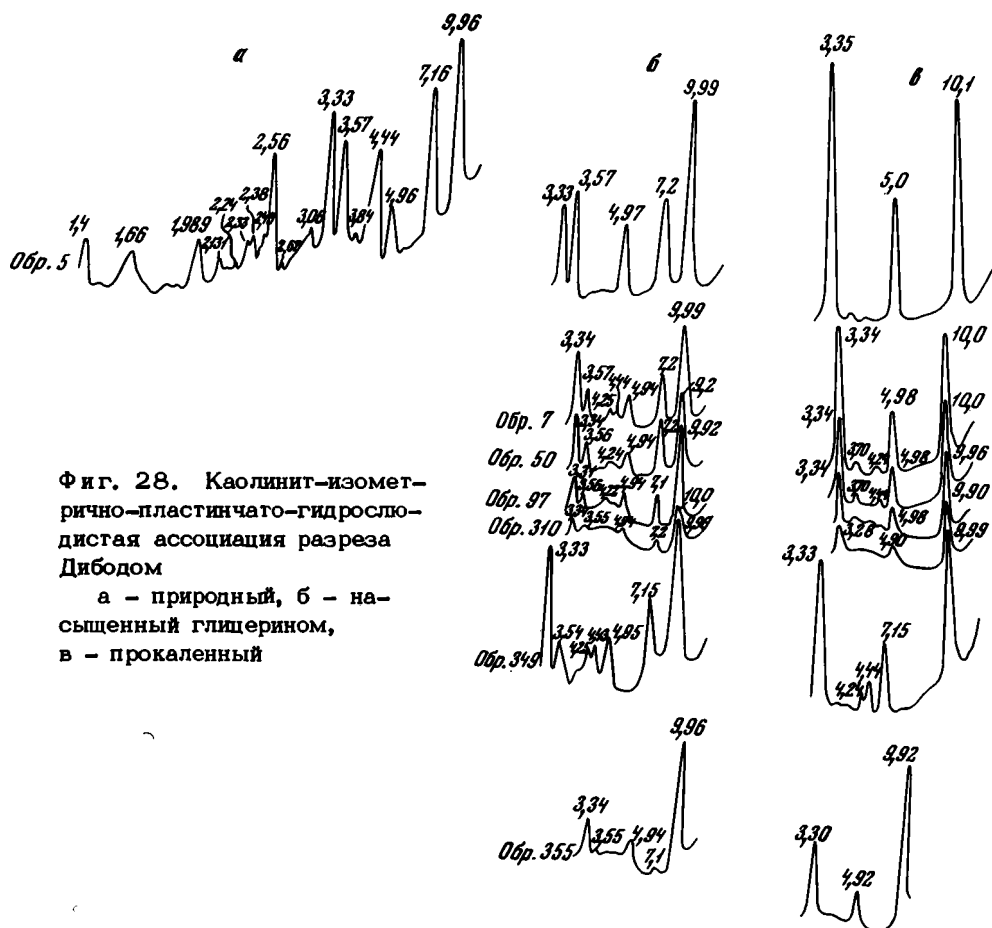
Минеральный состав тонкопелитовой фракции ($<0,001 \text{ мм}$) порового цемента в породах разреза Лучоб

№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
8	Алеврит мелко-зернистый	АПВ	Хорошо окристаллизованный каолинит с незначительной примесью деградированной диоктаэдрической гидрослюда
10	Песчаник мелко-зернистый	АПВ	Каолинит с незначительной примесью деградированной диоктаэдрической гидрослюда
14	То же	АПВ	То же
31	Алеврит мелко-зернистый	АПЗ	Хорошо окристаллизованный каолинит с незначительной примесью деградированной диоктаэдрической гидрослюда
37	То же	АПВ	То же
39	"	АПВ	"
42	"	ОВМ	Деградированная диоктаэдрическая гидрослюда с незначительной примесью неупорядоченного каолинита. Сильный и четкий рефлекс в $2,69 \text{ \AA}$, не меняющий своего местоположения и интенсивности после различных обработок образца, свидетельствует о присутствии гематита

Каолинит-гидрослюдистая ассоциация подразделяется на две подассоциации: каолинит-изометрично-пластинчато-гидрослюдистую и каолинит-удлиненно-пластинчато-гидрослюдистую.

Фиг. 26. Гидрослюдисто-каолининовая ассоциация разреза Лучоб

Фиг. 27. Каолинит-изометрично-пластинчато-гидроспудистая ассоциация разрезов Шаргунь и Курганча
а - насыщенный глицерином,
б - прокаленный

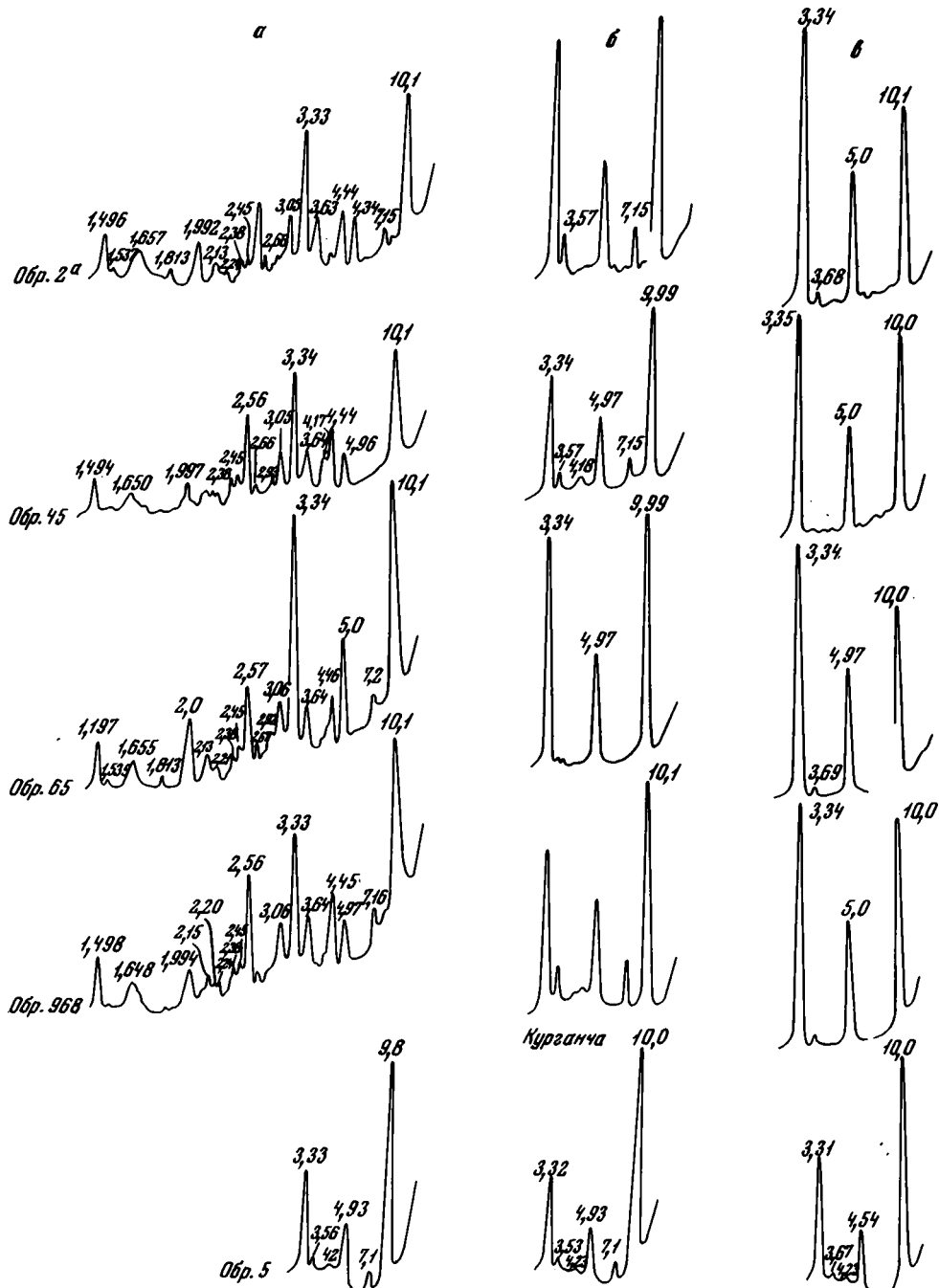


Фиг. 28. Каолинит-изометрично-пластинчато-гидрослюдистая ассоциация разреза Дибодом
а - природный, б - насыщенный глиcerином, в - прокаленный

Таблица 12

Минеральный состав тонкопелитовой фракции ($< 0,001$ мм) порового цемента в породах разреза Курганча

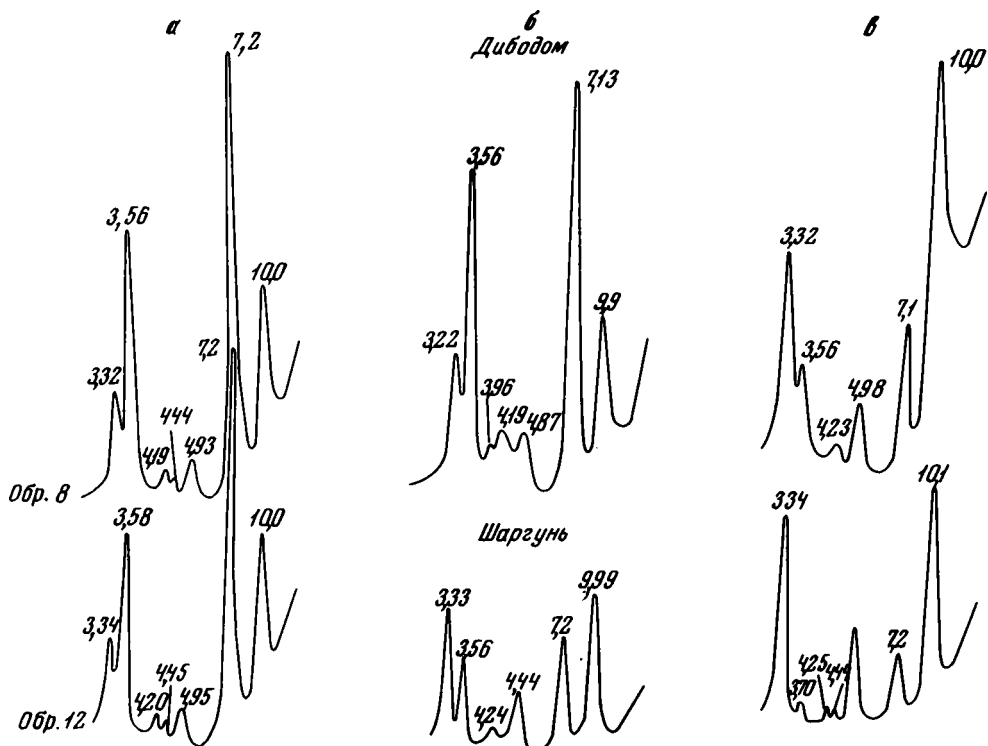
№ обр.	Порода	Фация	Минеральный состав
5	Гравелит мелкозернистый	АРР	Удлиненно-пластинчатая, хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда. Ничтожная примесь каолинита
13	Алевролит мелкозернистый	ОПА	Каолинит с незначительной примесью изометрично-пластинчатой гидрослюды
44	Алевролит крупнозернистый	БММ	Несколько деградированная диоктаэдрическая гидрослюда с примесью (20-30%) каолинита и ничтожным содержанием хлорита
45	Песчаник мелкозернистый	БММ	Хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда и каолинит (35-40%), ничтожная примесь хлорита
48	Аргиллит	БПП	Диоктаэдрическая изометрично-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита
60	Песчаник мелкозернистый	БМП	Хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая гидрослюда и каолинит (30-40%), незначительная примесь хлорита и кварцита
73	То же	БММ	То же



Фиг. 29. Каолинит-удлиненно-пластинчатая гидрослоистая ассоциация разрезов Дибодом и Курганча

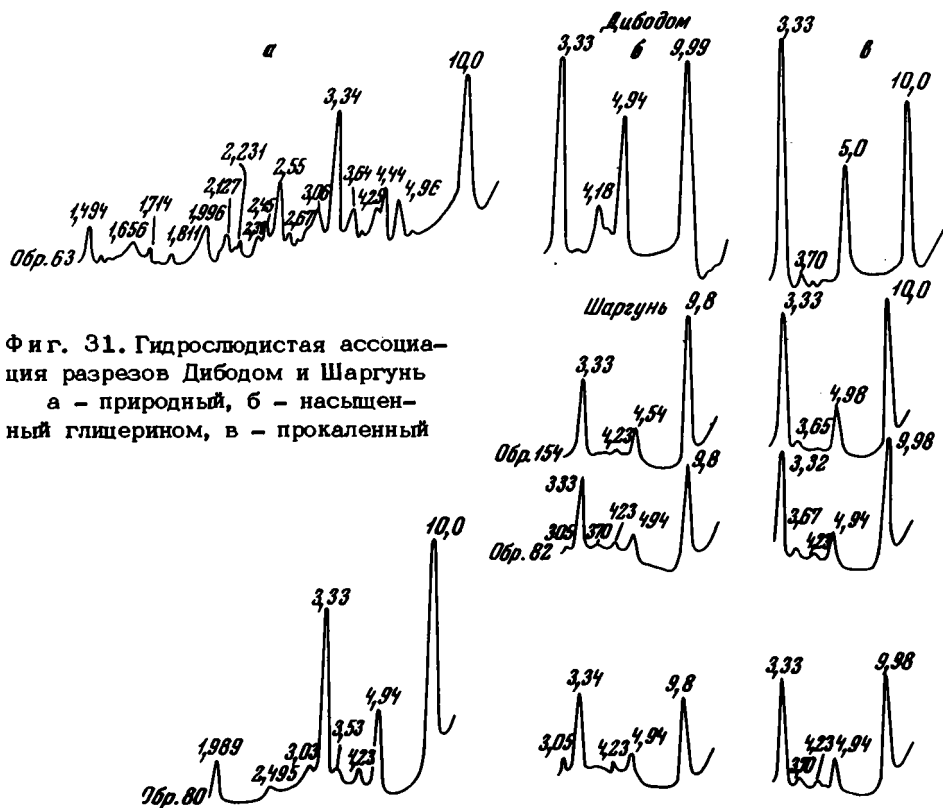
а - природный, б - насыщенный глицерином, в - прокаленный

Шаргунь (фиг. 27, 28) она приурочена к песчаным осадкам прирусловой части поймы (фашия АПП) и открытого подвижного мелководья озерных водоемов (фашия ОВМ), к отложениям заболачивающихся прибрежно-морских равнин (фашия ОПП) и к алевроито-глинистым осадкам полуизолированных прибрежных частей морского бассейна (фашия БПП). В разрезе Лучоб данная ассоциация установлена в осадках прирусловой части поймы (фашия АПП). В разрезе Курганча (табл. 12) она встречается в отложениях фашии БПП.



Фиг. 30. Дикит-удлиненно-пластинчато-гидрослюдистая ассоциация разрезов Дибодом и Шаргунь

а - природный, б - насыщенный глицерином, в - прокаленный



Фиг. 31. Гидрослюдистая ассоциация разрезов Дибодом и Шаргунь

а - природный, б - насыщенный глицерином, в - прокаленный

ся неизмененными или незначительно измениться либо подвергнуться грубой переработке в зависимости от конкретной фациальной обстановки, ее физико-химической среды, состава осадков, степени проницаемости пород, а также в результате сингенетических процессов, эпигенеза, метаморфизма – короче, всей последующей истории отложений. Эти разнообразные процессы, воздействуя с различной степенью интенсивности, во многих случаях маскируют связь глинистых минералов с их источником сноса.

Изученные нами глинистые минералы имеют как аллотигенное, так и аутигенное происхождение. Обратимся к фиг. 17, 18, показывающим закономерности распределения глинистых минералов и их ассоциаций в цементе пород разрезов южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Широкое распространение гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации в отложениях фаций заболоченных и зарастающих озерно-болотных водоемов (фации ОЗЗ, ОЗП и ОЗУ), вторичных водоемов (фации АПВ), полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов и, наконец, в отложениях фаций почв и подпочв угольных пластов (фации ОПО, ОПА) следует связывать как с характером источника сноса, так и с геохимической обстановкой бассейна седиментации. Следует отметить, что содержание каолинита в русловых фациях, как правило, невысокое; его присутствие там обусловлено привносом материала с размываемых кор выветривания. В то же время кислая среда, богатая органикой конечных водоемов стока, вызвала резкое обогащение отложений каолинитом. Кислая среда, как известно (Зхус, 1966; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; и др.), благоприятна для образования и сохранения каолинита. Очевидно, уменьшение каолинита в речном аллювии связано с действием постседиментационных процессов, обусловивших гидрослюдизацию этого минерала. Если бы весь каолинит являлся аллотигенным, следовало бы ожидать равномерное распределение его в промежуточных магистральных бассейнах и в конечных водоемах.

По мере смены типично континентальной обстановки прибрежно-морской начинают преобладать гидрослюды. Наибольшее содержание их устанавливается в песчаных осадках прирусловой части поймы (фация АПП), в песчаных осадках открытого подвижного мелководья озерных водоемов (фация ОВМ), а также в отложениях фаций открытого прибрежного морского мелководья (фации БПП, БММ и БМП) и заболоченных осадков прибрежно-морских равнин (фация ОПП). Как известно, в породах указанных фаций действие кислых межпластовых растворов ограничено, а нейтральная до слабощелочной среда способствовала как сохранности обломочной гидрослюды, так и преобразованию в ней глинистого вещества. Гидрослюда в изученных породах представлена изометрично-крупнопластинчатой разновидностью.

Изометрично-крупнопластинчатая гидрослюда является аллотигенным образованием. Об этом свидетельствует увеличение содержания ее по мере приближения к прибрежно-морским отложениям, что связано с механической дифференциацией глинистого вещества и с нейтральной до слабощелочной средой, способствующей сохранности аллотигенной гидрослюды (Зхус, 1957). Поскольку обломочный материал переносился речными потоками, т.е. пресной водой, это приводило к частичному выщелачиванию гидрослюды. Сколько-нибудь значительного восстановления первоначальных свойств их в конечных водоемах накопления, видимо, не происходило, так как последние характеризовались или пресноводным режимом (озера), или пониженной соленостью прибрежных частей морского бассейна, обусловленной разбавлением поступавших с суши пресных вод. Наибольшей деградации гидрослюды подвергались в заболоченных озерно-болотных водоемах и в породах почв и подпочв угольных пластов. Выщелоченный характер обломочных гидрослюды устанавливается по диффузности базальных отражений и рефлекса $d_{060} = 1,482-1,499 \text{ \AA}$, указывающих на осуществление беспорядочных смещений атомных сеток в решетке вдоль оси c и b . Невысокая интенсивность рефлекса 002 около $5 \text{ \AA}$ свойственна гидрослюдам с недостаточным содержанием калия. Это подтверждается данными химического анализа.

Рентгенометрический анализ гидрослюдов указывает на диоктаэдрический тип их решетки и принадлежность к политипной модификации 1M.

По данным Б.А. Богатырева (1971), гидрослюды кор выветривания на водораздельных участках южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта относятся к полиморфной модификации 2M₁. Этот факт позволяет сделать вывод об унаследованном характере крупнопластинчатой гидрослюды.

Модификация 2M₁ сохранилась потому, что гидрослюда находилась в мелкозернистых песчано-глинистых породах фаций вторичных водоемов пойм, озерно-болотных водоемов, почв и подпочв угольных пластов. В работах В.И. Копрулина (1966), А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова (1956, 1963) и других показано, что в этих породах эпигенез не проявляется так интенсивно, как в крупнозернистых.

Удлиненно-пластинчатая и изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда, как правило, ассоциируют друг с другом. Характерной особенностью этих минералов является приуроченность их к хорошо сортированным разномасштабным гравелитам фации аллювия равнинных, горно-равнинных и горных рек. Изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда на электронно-микроскопических снимках представлена мелкими, в большинстве случаев прозрачными, пластинками. Определить их структурные особенности не удалось, так как они находятся в смеси с преобладающей удлиненно-пластинчатой гидрослюдой. Поскольку прозрачная изометрично-мелкопластинчатая и удлиненно-пластинчатая гидрослюда являются сингенетичными образованиями, следует, видимо, ожидать их структурного и химического сходства.

Попытаемся представить себе возможный способ образования в изученных породах удлиненно-пластинчатой гидрослюды.

Осуществляющееся в юрское время интенсивное погружение этого региона сопровождалось глубокой эпигенетической переработкой пород. Это устанавливается по наблюдаемым в шлифах конформно-регенерационным структурам песчаников и гравелитов, присутствию новообразований кварца, альбита, дик-китизированного каолинита (табл. V, A). В результате конформного растворения и регенерации кварцевых зерен происходило "запечатывание" участков с глинистым цементом и, соответственно, резкое повышение гидростатического давления и динамической нагрузки (Коссовская, Шутов, 1963). При этом в замкнутых поровых пространствах происходила интенсивная переработка заключенного в них материала. В условиях повышенных температур и давлений кварц, полевые шпаты и, по-видимому, обломочные глинистые минералы растворялись, что приводило к обогащению интерстиционных растворов SiO₂, Al₂O₃ и щелочами, т.е. компонентами, необходимыми для формирования гидрослюды. Не исключено, что дополнительным источником этих элементов могли служить и обогащенные ими грунтовые воды, фильтрующиеся через породы. В интерстиционных пространствах мелкозернистых песчаников и алевроит-глинистых пород при наличии большого количества центров кристаллизации и при ограниченной возможности роста кристаллов образовывалась изометричная пластинчатая гидрослюда. Вероятно, этим обстоятельством объясняется присутствие мелких прозрачных чешуек изометрично-мелкопластинчатой гидрослюды в ассоциации с изометрично-крупнопластинчатой гидрослюдой. Наличие больших поровых пространств песчано-гравийных пород способствовало росту крупных кристаллов удлиненно-пластинчатой гидрослюды. Если растущие удлиненные кристаллы гидрослюды имели общий центр кристаллизации, то в точке их соприкосновения формировалась изометрично-пластинчатая гидрослюда. Этим, по-видимому, объясняются часто наблюдаемые по периферии игольчатые выступы, или "расщепление" на одном из концов темного субстрата несколько удлиненной формы. Такую картину можно ошибочно интерпретировать как рост удлиненных кристаллов из какого-то первичного слюдяного материала при наличии благоприятных для этого обстоятельств.

Однако по имеющимся в литературе данным возникновение всех членов ряда удлиненных образований связано с раскристаллизацией гелевидных продуктов, не имеющих первоначально определенной кристаллической структуры. То,

что обе морфологические разновидности относятся к полиморфной модификации 1М, вполне закономерно, так как диоктаэдрические слюды этого типа пользуются большим распространением в породах, прошедших стадию глубинного эпигенеза (Hatten, Voder, 1962; Voder, Eugster, 1955; Коссовская, Шутов, 1963; Коссовская и др., 1964).

Для образования эпигенетической удлиненно-пластинчатой гидрослюды важно также не только наличие крупных поровых пространств, но и хорошая сортированность материала. В этом отношении показателен делювиально-пролювиальный прослой, находящийся в основании Дибодомского разреза и представленный конгломератами. Здесь количество удлиненно-пластинчатой гидрослюды несколько уменьшается, а изометричной – возрастает, что связано с худшей сортировкой материала, "замусориванием" поровых пространств конгломератов более мелким песчаным и гравийным материалом (табл. XVI, Б).

На основании изложенного представляется возможным сделать следующие выводы. Присутствующая в изученных породах диоктаэдрическая удлиненно-пластинчатая и, видимо, изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда 1М является новообразованным продуктом. Поставщиком материала, необходимого для формирования аутигенной гидрослюды, явились калиевые шпаты, кварц, каолиниты и, по-видимому, фильтровавшиеся через породы калийсодержащие подземные воды. Указанный процесс имел место в стадии глубинного эпигенеза. На этом этапе возникает характерная ассоциация, представленная новообразованной гидрослюдой и диккитом, возникшим в результате полиморфной трансформации каолинита. Наибольшее количество диккита наблюдается в гравелитах, поровый цемент которых претерпел наиболее сильный эпигенез. Появление удлиненно-пластинчатой гидрослюды в гравелитах связано с их хорошей сортированностью и наличием крупных интерстиционных пространств, благоприятных для роста длинных кристаллов.

Рассмотрим особенности распределения хлорита и смешаннослойного хлорит-вермикулитового материала. Как уже отмечалось, хлорит был обнаружен в разрезах Курганча, Дибодом только в отложениях фаций открытого подвижного мелководья морского бассейна (БММ, БМП). Смешаннослойные образования хлорит-вермикулитового состава встречены лишь в районе Ак-камар в осадках фации полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (фация ОПП) и проточных участков озерно-болотных водоемов (фация ОЗП). С нашей точки зрения, распределение указанных минеральных образований объясняется следующим образом.

А.Г. Коссовская, рассматривая историю триоктаэдрических слоистых силикатов, указывает, что в условиях кислой среды в озерно-болотных водоемах, богатых органикой, они являются сравнительно малоустойчивыми образованиями, дающими целый ряд промежуточных фаз, включающих и смешаннослойные минералы хлорит-вермикулитового состава (Коссовская и др., 1964; Коссовская, Дриц, 1971). В условиях интенсивного гумидного разложения в конечном счете могут формироваться гидрослюда и каолинит. Размыв более распространенных в восточной части региона метаморфических пород в сочетании с засушливым климатом привел к относительному обогащению глинистого цемента осадков этого района унаследованным хлоритовым материалом. Последний, попадая в богатую органикой озерно-болотную среду, начинал активно преобразовываться, давая на ранних этапах своего изменения смешаннослойную хлорит-вермикулитовую фазу (Тимофеев, Боголюбова, 1972). В одних случаях трансформация хлорита останавливалась на хлорит-вермикулитовой стадии (Ак-камар, фации ОВП, ОЗП), в других, что является особенно характерным для почв и подпочв угольных пластов, хлорит-вермикулитовая фаза оказывалась метастабильным эфемерным образованием, переходящим в гидрослуду и каолинит (Ак-камар, фации ОПО, ОЗЗ).

Присутствие хлорита исключительно в фациях открытого подвижного прибрежного мелководья морского бассейна приводит к мысли о его аутигенной природе. По-видимому, причину его появления следует связывать с постседиментационными стадиями в условиях восстановительной среды обогащенных

ионами магния субаквальных участков морского дна. Образование хлорита в прибрежных участках морских водоемов является широкоизвестным фактом и неоднократно описано в литературе (Pawers, 1955, 1957; Уивер, 1962; Ратеев, 1964; Коссовская, 1962, 1966; Еремеев, 1971).

* * *

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что глинистые минералы изученных пород имеют как аллотигенное, так и аутигенное происхождение. Распределение глинистых минералов контролировалось фациально-палеогеографическими условиями региона и последующими вторичными изменениями. Осадочные породы на исследуемой территории содержат в основном каолинит и гидрослюда. Широкое развитие каолинита в породах фаций вторичных водоемов поймы, застойных и проточных озерно-болотных водоемов, почв и подпочв угольных пластов следует связывать как с характером коры выветривания источников сноса, поставляющих каолинит в осадок, так и с геохимической обстановкой бассейна седиментации.

Гидрослюды в породах различных типов фаций также образовались как за счет разрушения и переотложения пород источников сноса, так и в результате диагенетической и эпигенетической переработки первичного глинистого вещества. Влияние соответствующей петрографической основы разрушаемых материнских пород на состав и распространение глинистых минералов прослеживается на примере смешаннослойной хлорит-вермикулитовой фазы.

Наблюдаемая в целом дифференциация в пространстве глинистых минералов и их ассоциаций, приуроченность к определенным типам отложений указывает на преобладание фациального контроля.

Анализ материала, полученного на исследованной территории, убеждает нас в том, что восстановление палеогеографической и фациальной обстановки, выяснение условий осадкообразования и последующих постседиментационных изменений не может считаться полным без тщательного изучения глинистого вещества, в значительной мере дополняющего фациальные исследования и наши представления о специфических чертах осадкообразования прошлых геологических эпох.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

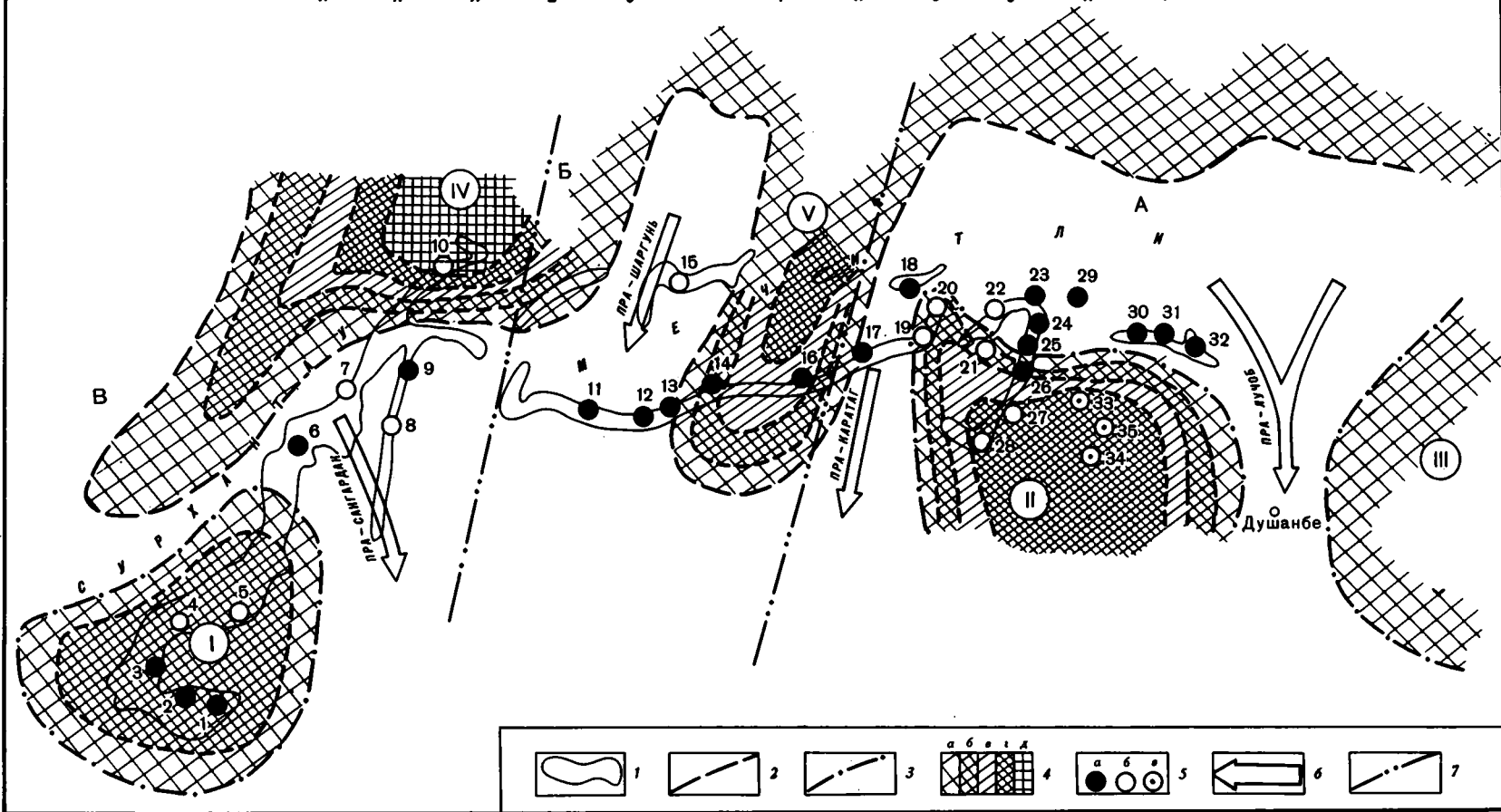
В основу палеогеографических построений положен детальный литолого-фациальный анализ, который позволил подойти к реставрации древних ландшафтов и особенностей накопления в них осадков. Для этих целей составлены десять схематических палеогеографических карт, отражающих эволюцию ландшафтов в процессе формирования нижне-среднеюрской угленосной толщи. Каждому мезоциклу соответствуют две карты. Первая отвечает начальной стадии этапа осадконакопления, вторая – конечной. Для первого и четвертого наиболее угленасыщенных мезоциклов составлены еще карты для их средних частей. На каждой палеогеографической карте показаны примерные контуры распределения древних ландшафтов, зоны заболачивания с торфонакоплением различной интенсивности. Кроме того, были построены три схематические карты распределения терригенно-минеральных ассоциаций, на которых изображены примерные площади распределения отложений с различным минеральным составом и показаны основные направления сноса обломочного материала.

Наши палеогеографические реконструкции несколько отличаются от палеогеографических построений, сделанных Б.В.Полянским (1962а), В.И.Троицким (1961, 1967), А.А.Богоявленским (1964), В.И.Поповым и др. (1963), В.С.Лучниковым (1968б) и др. Эти исследователи уделили недостаточное внимание детальному литолого-фациальному анализу и изучению вещественного состава пород угленосной толщи, поэтому в ряде случаев не совсем правильно изображено распределение палеоландшафтов.

Началу накопления юрской угленосной толщи не только на территории исследуемого района, но и на огромных пространствах Средней Азии предшествовал длительный континентальный режим, в результате чего происходило как физическое, так и химическое выветривание пород с образованием кор выветривания. На существование доюрских кор выветривания в пределах изученной территории указывали П.А.Шехтман (1941), Л.П.Коннов (1957), В.И.Троицкий (1962), Б.А.Богатырев (1970), Е.С.Балагурова и др. (1963, 1964). По их мнению, возраст коры выветривания устанавливается как средне-верхнетриасовый.

Продукты переработки кор выветривания в настоящее время развиты не повсеместно и выполняют пониженные участки древнего рельефа. В центральной части понижений их мощность максимальна; по мере продвижения к бортам они постепенно выклиниваются и лишь частично развиваются на водоразделах. Генетически эти образования связаны с делювиально-пролювиальными отложениями, в том числе озерными и озерно-болотными осадками пролювиального шлейфа. Спорадическое распространение продуктов кор выветривания объясняется, прежде всего, характером древнего рельефа, который оказывал существенное влияние не только на формирование кор выветривания, но и на развитие палеоландшафта преимущественно в начальное время накопления угленосной толщи (фиг. 35). Древний рельеф характеризовался существованием тектонически разнородных элементов: Таджикской депрессии на юге и сильно расчлененного Гиссарского антиклинория на севере. В пределах района исследований выделяются два основных типа рельефа: 1) эрозионный и 2) аккумулятивный.

П А Л Е О - Г И С С А Р



Среди эрозионного рельефа выделяются различные по размеру области поднятия, существовавших на месте современных Гиссарского (Гиссарский антиклинорий) и Каратегинского хребтов, которые постоянно подвергались денудации. Эти палеоподнятия представляли собой крупные возвышенности высотой до 400–500 м (Захаров, 1958), изрезанные речной сетью. Они являются основным поставщиком терригенного материала для ниже-среднеюрской толщи. Долины палеорек в настоящее время прослеживаются по заполняющему их юрскому русловому и делювиально-пролювиальному материалу.

Кроме того, несколько южнее Палео-Гиссарского поднятия выделяются невысокие сnivelированные возвышенности (Сурхантауская, Шаамбары-Сангмилинская, Комсомольская) и многочисленные мелкие положительные формы, которые существовали в течение относительно непродолжительного времени и поставляли дополнительное количество обломочного материала. Между ними и в некотором удалении от них на юг в сторону Таджикской депрессии, был развит аккумулятивный рельеф. В этом же направлении происходит постепенный переход предгорий и межгорных долин в систему плоских аллювиальных равнин, где накапливалось большое количество терригенного материала, сносимого с возвышенностей.

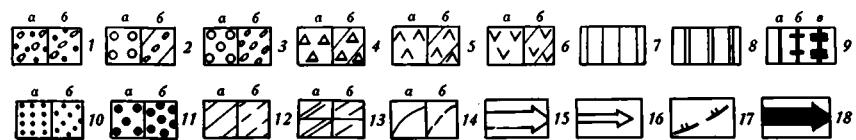
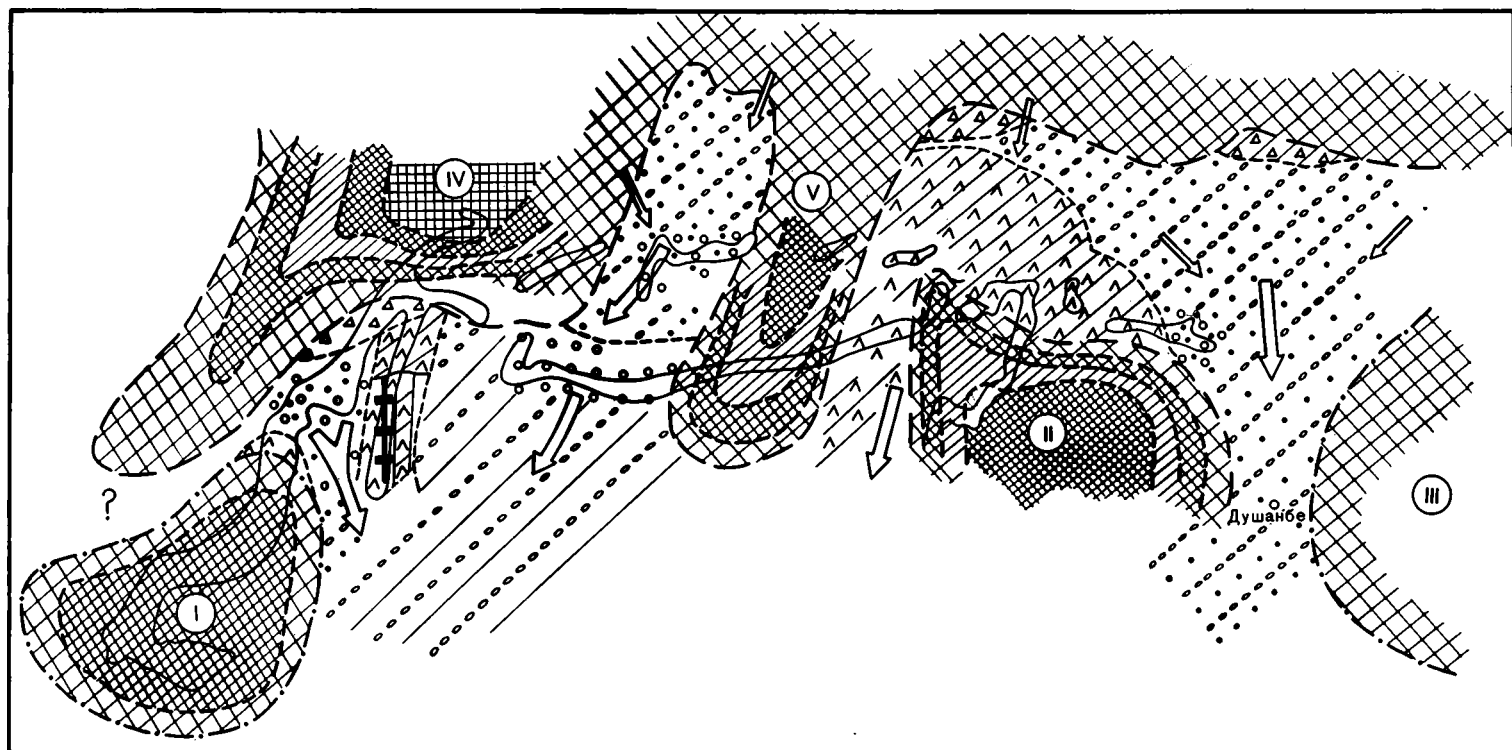
Первый мезоцикл. Анализ литолого-фациального состава пород угленосной толщи и сопоставление разрезов указывают на сильно расчлененный рельеф исследованного региона в период накопления осадков первого мезоцикла. Об этом свидетельствует, прежде всего, конгломерато-гравийный состав осадков аллювиально и делювиально-пролювиального генезиса.

Восстановление условий образования угленосной толщи удобнее проводить с востока на запад. Как видно из палеогеографической карты (фиг. 36), главной особенностью ландшафта восточной части региона, где в настоящее время расположена современная Мечитлинская структура, является существование ряда долин, разделенных Ширкентским выступом палеозойского фундамента, Шаамбары-Сангмилинской и Комсомольской возвышенностями доюрского рельефа, на которых отсутствуют отложения не только первого, но и последующих мезоциклов. Современные контуры распространения юры позволяют проследить эти долины на незначительном расстоянии только в поперечном сечении; их продольная протяженность остается неизвестной. Можно лишь предполагать, что на юг, в сторону Таджикской депрессии, ширина речных долин постепенно увеличивалась.

На крайнем востоке Мечитли располагалась горная долина р. Пра-Лучоб, в русле которой накапливались плохо отсортированные, почти лишенные слоистых текстур разногальческие конгломераты с отдельными валунами и разнозернистые гравелиты. Вдоль древних Шаамбары-Сангмилинской и Комсомольской палеовозвышенностей и осевой части Палео-Гиссара, по-видимому, происходило накопление делювиально-пролювиальных отложений. В разрезе Лучоб-2, примыкающем к Палео-Гиссару, они фиксируются своим залеганием среди разногальческих конгломератов в виде линз, имеющих мощность от 0,5 до 2,5 м.

Фиг. 35. Схематическая палеоморфоструктурная карта доюрского рельефа и расположение разрезов юрских отложений в пределах изученного региона

1 – контуры распространения юрских отложений; 2 – примерные контуры Палео-Гиссара и его выступов; IV – Чош-Харкакского, V – Ширкентского; 3 – примерные контуры возвышенностей доюрского рельефа: I – Сурхантауской, II – Шаамбары-Сангмилинской, III – Комсомольской; 4 – относительная высота доюрских выступов Гиссара и возвышенностей доюрского рельефа (по отсутствию различных горизонтов юрских отложений): а – нижней юры, б – аалена, в – байоса, г – бата, д – келловей; 5 – разрезы и скважины (описание см. в подписи к фиг. 1, усл. зн. I–III); 6 – основное направление выноса терригенного материала палеореками; 7 – границы частей региона; части региона: А – восточная, Б – центральная, В – юго-западная



В участках, примыкающих к западной части долины Пра-Лучоб, были развиты ландшафты зарастающих и заболачивающихся озерных и озерно-болотных водоемов (Ханака, Ак-камар, Фатруф, Суффа-1). Следует подчеркнуть, что эти озерные водоемы располагались главным образом вдоль южного края (северный склон Шаамбары-Сангмилинской возвышенности) основной депрессионной зоны угленакопления по линии Ширкент-Ханака. Отложения озерных водоемов представлены песчано-алевритовыми породами, обогащенными неокатанными обломками гравийных зерен. Среди них встречаются также линзообразные прослои разнозернистых песчаников. При периодическом заболачивании и зарастании этих отложений происходило формирование почв и подпочв угольных пластов. Характеристика отложений этих озерных и озерно-болотных водоемов, а также их приуроченность к определенным палеоландшафтным зонам указывает на то, что они образовались в периферических частях делювиально-пролювиальных шлейфов Шаамбары-Сангмилинской возвышенности. Южнее в сторону северного ее склона, в разрезах Варгандок, Варгандок-1, Тахт, Нилю в начальный этап первого мезоцикла накопления осадков не происходило.

В центральной части Мечитли располагалась долина Пра-Каратаг (Ташкутан), отделенная Ширкентским выступом палеозойского фундамента на западе и Шаамбары-Сангмилинской возвышенностью на востоке.

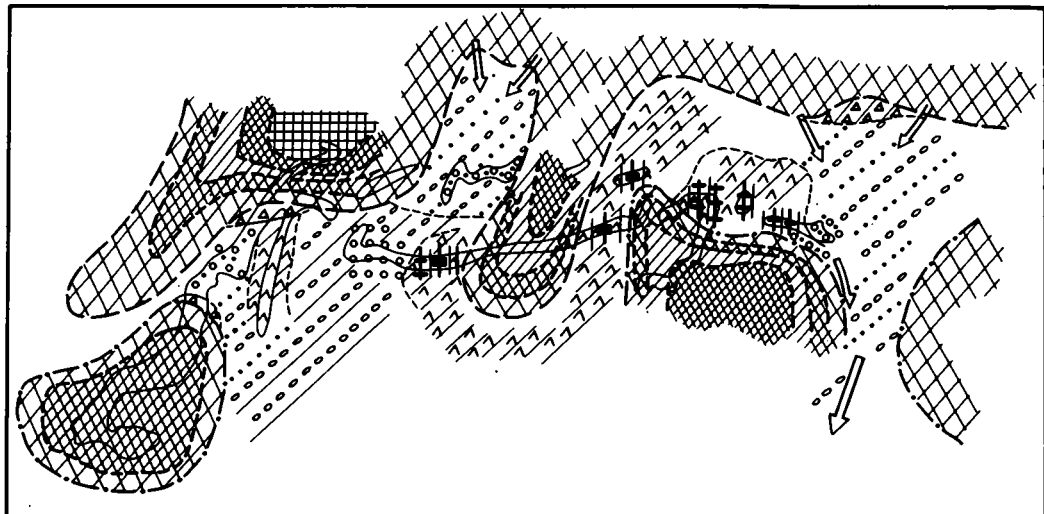
О существовании долины Пра-Каратаг в литературе имеются две противоположные точки зрения. Одни исследователи (Попов и др., 1968; Богоявленский, 1964; Полянский, 1962а; и др.) на своих палеогеографических картах рисуют межгорную замкнутую котловину у сел. Хакими, ограниченную с севера Гиссарским поднятием, а с юга - Каратагинским, где в начальный этап образования первого мезоцикла происходило заболачивание озерных и озерно-болотных водоемов с образованием углей. Иной точки зрения придерживается В.И.Троицкий (1961, 1967). Он предлагает несколько другую схему расположения, рисуя в нижней юре единую субмеридиональную долину, соединяющую месторождения Хакими и Ташкутан и имеющую расширяющийся выход на юг, в сторону Таджикской депрессии. Изучение вещественного состава пород и углей подтверждает вывод В.И.Троицкого о существовании долины Пра-Каратаг, и только после альпийской складчатости котловины Хакими и Ташкутан стали существовать в виде двух изолированных межгорных впадин.

В начальный этап формирования первого мезоцикла русло р. Пра-Каратаг проходило вдоль западного борта Шаамбары-Сангмилинской возвышенности. Она носила черты горной реки и, соответственно, формировала аллювиальные гор-

Фиг. 36. Схематическая палеогеографическая карта начального этапа формирования осадков первого мезоцикла

Палеоландшафты: 1 - горных рек (здесь и ниже в условных обозначениях: а - установленные, б - предполагаемые); 2 - горно-равнинных и равнинно-горных рек, включая старицы и вторичные водоемы поймы; 3 - равнинных рек; 4 - делювиально-пролювиальных отложений; 5 - озерных водоемов речных долин; 6 - озерных водоемов аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; зоны: 7 - заболачивания речных долин; 8 - заболачивания прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых равнин; 9 - развития торфяных болот (включая возможно сапропелевые озера): а - обычные, б - средние, в - мощные торфонакопления; палеоландшафты: 10 - открытого прибрежного мелководья морского бассейна; 11 - подводных дельт; 12 - полужолированных и застойных участков прибрежного мелководья, в том числе заливов и лагун; 13 - относительно удаленных от побережья участков морского бассейна; 14 - примерные границы палеоландшафтов; 15 - основное направление выноса палеореками терригенного материала; 16 - второстепенное направление выноса терригенного материала; 17 - примерная граница побережья морского бассейна; 18 - направление трансгрессии морского бассейна

Обозначение римских цифр см. на фиг. 35



Фиг. 37. Схематическая палеогеографическая карта среднего этапа формирования осадков первого мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36

ные ландшафты. Долина Пра-Каратаг имела асимметричное строение с относительно крутым западным склоном и пологим – восточным. Западнее р. Пра-Каратаг были развиты зарастающие и заболачивающиеся озерные и озерно-болотные ландшафты (Хаками, Ташкутан), где формировались алевроито-песчаные осадки с комковатой текстурой и многочисленными корешками растений – почва и подпочва угольных пластов.

В западной части Мечитли, отделенной Ширкентским выступом палеозойского фундамента от р. Пра-Каратаг, располагалась речная долина Пра-Шаргунь, простирающаяся в меридиональном направлении с северо-востока на юго-запад. Долина Пра-Шаргунь не явилась однородной на всем протяжении. В верховье, в районе разреза Пошми-Куна, она имела горный характер, а вниз по течению, уже в разрезах Гулиоб, Шаргунь и Шаргунь-1 приобретала черты равнинно-горной реки. В том же направлении происходит уменьшение размера обломочного материала. На северо-востоке отлагался в основном гравийно-галечный материал, южнее и юго-западнее, в разрезах Гулиоб, Шаргунь и Шаргунь-1, происходило накопление преимущественно песчаников и разнозернистых гравелитов с крупной косою однонаправленной слоистостью. Конгломераты имеют подчиненное значение. Вдоль древних палеовозвышенностей формировались делювиально-пролювиальные отложения.

На юго-западе региона, в пределах структуры Сурхантау существовали две палеовозвышенности: на крайнем юго-западе – Сурхантауская, на востоке – Чош-Харкакский выступ палеозойского фундамента. Не исключена возможность, что они были связаны небольшим водораздельным участком, который отделял речную долину Пра-Байсун от р. Пра-Сангардак. Долина р. Пра-Сангардак имела в поперечном сечении корытообразную форму с относительно крутыми бортами. В начальный период в русле ее накапливался только горный аллювий, в результате чего формировались плохо отсортированные разногалечные конгломераты с плохо выраженной крупной косою однонаправленной слоистостью, редко с линзовидными прослоями крупнозернистых гравелитов. В прибрежных частях долины и у подножий древних поднятий, а также на их склонах формировались осадки делювиально-пролювиального комплекса за счет размыва доюрской коры выветривания. В тех участках, где русло реки проходило близко от зоны делювиально-пролювиальных осадков, последние вклинивались в русловые осадки горной реки. В разрезе эти отложения фиксируются линзообразным залеганием среди осадков горного аллювия.

За неизменением фактического материала нам ничего не известно о характере поведения палеорек, развитых южнее изученной территории. Возможно, все они впадали в крупную реку, располагавшуюся в центральной части Таджикской депрессии и ориентированную вдоль ее оси. Однако это остается только предположением. У подножия Чош-Харкакского выступа палеозойского фундамента по разрезам Гуруд и Нило был развит ландшафт озерных и озерно-болотных водоемов. В районе Гуруд накапливающиеся разнородные песчаники и мелкозернистые гравелиты открытого прибрежного подвижного мелководья озерных водоемов. В районе Гуруд разнородные песчаники и мелкозернистые гравелиты открытого прибрежного подвижного мелководья озерных водоемов (фация ОВМ) на север фациально замещались делювиально-пролювиальными отложениями, примыкавшими к Чош-Харкакскому выступу. При заболочивании до 1,5 м (по данным В.И. Троицкого).

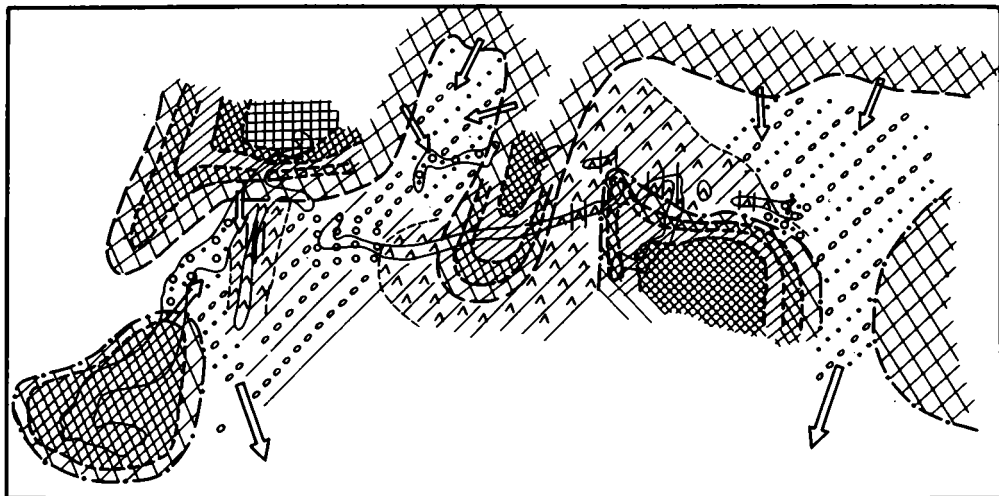
Время накопления осадков средней части первого мезоцикла характеризовалось интенсивным заболачиванием озерных и озерно-болотных осадков, располагавшихся в пределах изученного региона (фиг. 37). Следствием этого явилось образование торфяных болот и накопление в разрезах Ханака, Ак-камар, Варгандок, Фатруф, Суффа восточной части Мечитли гумусовых угольных пластов (см. фиг. 3, 4). Следует отметить, что угольные пласты характеризуются сложным строением. Мощность их колеблется от 0,15 до 2,5-3 м.

Исключение составляет район разреза Суффа, в пределах которого был развит ландшафт горной реки. Судя по направлению галек и по смене фациальных типов осадков, эта река имела юго-восточное направление; по-видимому, южнее она сливалась с р. Пра-Лучоб и являлась его правым притоком. В центральной части Мечитли в пределах районов Хакими и Ташкутан в результате заболачивания озерно-болотных водоемов образовались угольные пласты мощностью до 7-8 м. Они имеют линзообразную форму и выклиниваются в сторону древних возвышенностей.

В западной части Мечитли р. Пра-Шаргунь в верховьях по-прежнему имела черты характера горной реки, южнее, в сторону центральной Таджикской депрессии, она приобретала горно-равнинный характер. Между Ширкентским выступом палеозойского фундамента и р. Пра-Шаргунь располагались озерно-болотные водоемы, при заболачивании которых в районе разрезов Шаргунь и Шаргунь-1 формировался угольный пласт мощностью 15-20 м. Пласт угля отличается сложным строением за счет более 20 терригенно-глинистых прослоев, мощность которых колеблется от 0,1 до 0,5-0,7 м. На запад угольный пласт замещается песчаниками и гравелитами руслового аллювия; в сторону Ширкентского выступа палеозойского фундамента он выклинивается. На юго-западе региона, в пределах структуры Сурхантау, угленакпление происходило только в участках, примыкающих к юго-восточной части Чош-Харкакского выступа палеозойского фундамента, где угольные пласты по разрезам Гуруд и Нило имеют сравнительно однородное строение. Мощность их колеблется от 0,2 до 1,5 м. На крайнем западе Сурхантау по-прежнему располагалась долина р. Пра-Сангардак, которая отделялась от р. Пра-Байсун небольшим водоразделом.

В конечный этап образования осадков первого мезоцикла эволюция палеоландшафта происходит по строго унаследованному плану (фиг. 38). В восточной части Мечитли продолжала существовать долина горной р. Пра-Лучоб, в прибортовой части которой накапливались озерно-болотные отложения; в результате их заболачивания сформировался угольный пласт незначительной (0,25 м) мощности. На остальной территории Мечитли были развиты озерные ландшафты, среди которых наиболее развиты песчано-гравийные осадки открытого прибрежного подвижного мелководья озерных водоемов (фация ОВМ). Исключение составляют разрезы Суффа и Варгандок-1, где в этот период сформировались плохо сортированные гравийно-песчаные осадки с примесью конгломератного материала горной реки.

В районе Ташкутана и Хакими накапливались алеврито-глинистые осадки полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (фация ОВП). Эти осадки перекрывают мощный угольный пласт.



Фиг. 38. Схематическая палеогеографическая карта конечного этапа формирования осадков первого мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36

В западной части Мечитли продолжала существовать долина р. Пра-Шаргунь, которая простиралась в юго-западном направлении, причем, как и в предыдущие этапы, она характеризуется своей неоднородностью на всем протяжении. По разрезу Пошми-куна, т.е. в верховьях, по-прежнему сохранилась аллювиальная обстановка горного ландшафта. Преобладание грубого материала в этом разрезе указывает на близость области сноса и на сохранившийся еще относительно сильно расчлененный рельеф горного типа. Для этих осадков характерно почти полное отсутствие пойменных отложений. По мере движения на юго-запад, в сторону разреза Гулиоб, аллювиальный горный ландшафт сменялся горно-равнинным, что и находило непосредственное отражение в характере строения и в составе руслового и пойменного аллювия. Русловой аллювий разреза Гулиоб сложен разнозернистыми гравелитами со сравнительно хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. Широко развиты здесь песчаные осадки прирусловой части поймы (фация АПВ) и вторичных водоемов (фация АПБ), которые в северо-восточном направлении фациально замещались алеврито-песчаными осадками фаций ОЗЗ и ОЗП.

В общем аналогичные обстановки осадконакопления, обладающие некоторыми особенностями, существовали на юго-западе, в районе Сурхантау, где в долине р. Пра-Сангардак накапливался также горный аллювий, но уже представленный (в отличие от начального и среднего этапов) в основном мелкогалечным и гравийным материалом. Для него характерна слабо выраженная крупная косая однонаправленная слоистость и сравнительно лучшая окатанность галечного материала по сравнению с предыдущими отложениями. В прибрежных частях речных долин по-прежнему формировались делювиально-пролювиальные отложения, которые в виде узкой полосы были приурочены к периферийным частям возвышенностей доюрского рельефа. Северо-восточнее разрезов Хар-как и Дибодом, в районе Гуруда и Нилу продолжали существовать озерно-болотные ландшафты, где происходило интенсивное торфообразование с образованием углистых аргиллитов и пластов углей.

Подобного рода расположения и направления рек согласуются с распределением терригенно-минеральных ассоциаций в пределах изученного региона. На крайнем востоке Мечитли в разрезах Лучоб, Лучоб-2 и Ханака формировалась олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием полевых шпатов. Граувакково-кварцевая ассоциация была установлена в разрезах Суффа, Суффа-1, Варгандок, Варгандок-1 и Ак-камар. И, наконец, оли-

гомиктово-кварцевая ассоциация с незначительным содержанием полевых шпатов была выявлена в разрезах Ташкутан и Хакими (см. фиг. 13-14). Формирование указанных ассоциаций происходило в основном за счет размыва магматических, метаморфических и частично эффузивных и осадочных образований, развитых севернее и северо-восточнее региона в пределах осевой части Гиссарского и Каратегинского хребтов. Относительная пестрота обломочного материала в восточной части региона свидетельствует о том, что в начальный этап формирования угленосной толщи большую роль играл доюрский рельеф, расчлененность и абсолютные отметки которого убывали с северо-востока на юго-запад. На юго-западе региона (Сурхантау и западная часть Мечитли) накапливалась мономинеральная кварцевая ассоциация. Ее источником следует считать продукты коры выветривания, широко развитые на разных породах более древнего возраста.

Второй мезоцикл. Как видно из схематических палеогеографических карт (см. фиг. 39, 40), в период накопления осадков второго мезоцикла в значительной мере унаследованы палеоландшафты предыдущего этапа осадконакопления. В восточной части Мечитли имело место развитие аллювиальных ландшафтов, образованных преимущественно горными и горно-равнинными реками. Река Пра-Лучоб при выходе из Гиссарского поднятия, возможно, имела горный характер при почти полном отсутствии пойменных отложений. По мере движения на юг реки приобретали горно-равнинный и равнинно-горный характер, что и нашло непосредственное отражение в составе руслового аллювия. Он сложен в основном гравелитами и песчаниками.

Вся юго-западная часть региона (Сурхантау) представляла собой зону развития ландшафтов горно-равнинной р. Пра-Сангардак.

Вторая половина второго мезоцикла характеризуется дальнейшим выравниванием рельефа и увеличением речных долин за счет сокращения доюрских палеоподнятий (см. фиг. 40).

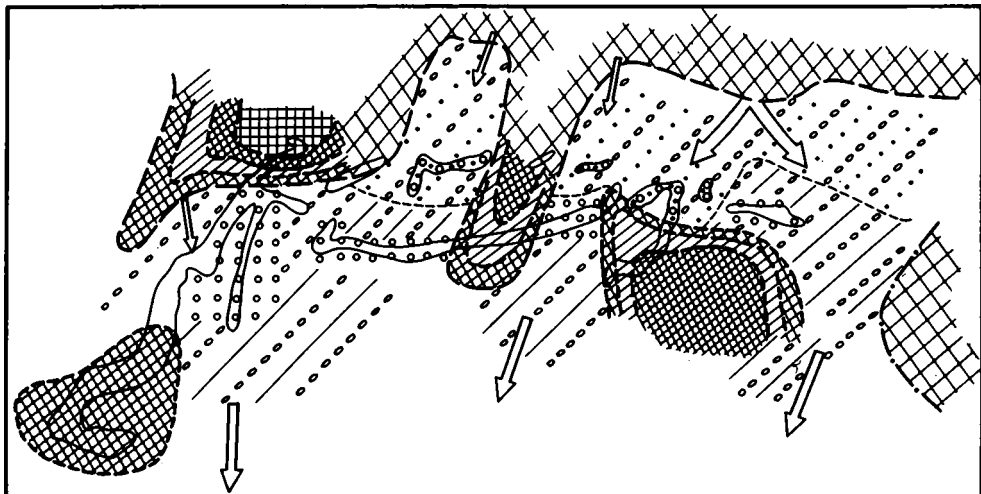
Центральная и восточная части Мечитли характеризуются развитием аллювиальных ландшафтов горно-равнинных и равнинных рек Пра-Каратаг и Пра-Лучоб, а также их притоков и протоков. Исключение составляет район Бедгун, где, по данным Б.В. Полянского и А.Г. Косенковой, в это время происходило накопление делювиально-пролювиальных отложений и мелкогалечных конгломератов горной реки.

На западе Мечитли р. Пра-Шаргунь в верхней части формировала горный ландшафт, несколько южнее, в районе Пошми-куна, - горно-равнинный, который вниз по течению в районе Гулиоб, Шаргунь и Шаргунь-1 переходил в ландшафт типично равнинной реки.

На юго-западе региона р. Пра-Сангардак в это время превратилась в крупную равнинную реку. Ширина ее долины составляла 10-15 км. Течение рек Пра-Сангардак, Пра-Шаргунь и Пра-Каратаг было относительно замедленным, в результате чего изменился состав накопившегося аллювия в речных долинах. В них в основном формировался гравийно-песчаный материал с четко выраженной ритмической сортировкой и крупной косою однонаправленной слоистостью. Широко развиты также и пойменные отложения, представленные песчано-алевритовыми осадками прирусловой части поймы и ее вторичных водоемов и стариц. При заболачивании речных долин в районе Дибодом, Гуруд, Нило и Гулиоб происходило формирование угольных пластов незначительной мощности, имеющих простое строение; на площади они фациально замещались пойменными отложениями. Эти реки в зависимости от размываемых пород образовывали те же терригенно-минеральные ассоциации, что и во время накопления осадков первого мезоцикла (см. фиг. 13, 14).

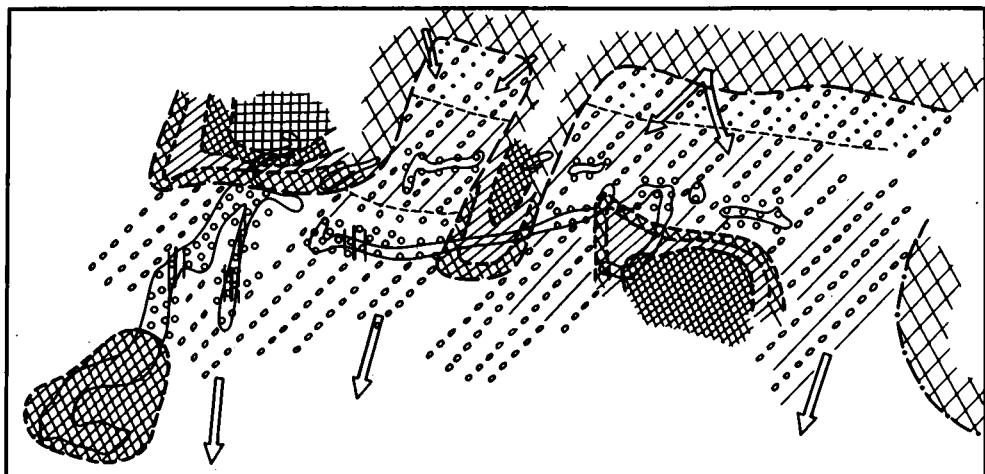
Третий мезоцикл. Как видно из палеогеографических карт (см. фиг. 41, 42), этот период также характеризовался широким развитием ландшафтов горных, горно-равнинных и равнинных рек.

На самом востоке региона горно-равнинный и равнинно-горный аллювиальные ландшафты, существовавшие в период накопления осадков второго мезоцикла, в начале третьего сменяются горным. Это, по-видимому, связано с



Фиг. 39. Схематическая палеогеографическая карта начального этапа формирования осадков второго мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36



Фиг. 40. Схематическая палеогеографическая карта конечного этапа формирования осадков второго мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36

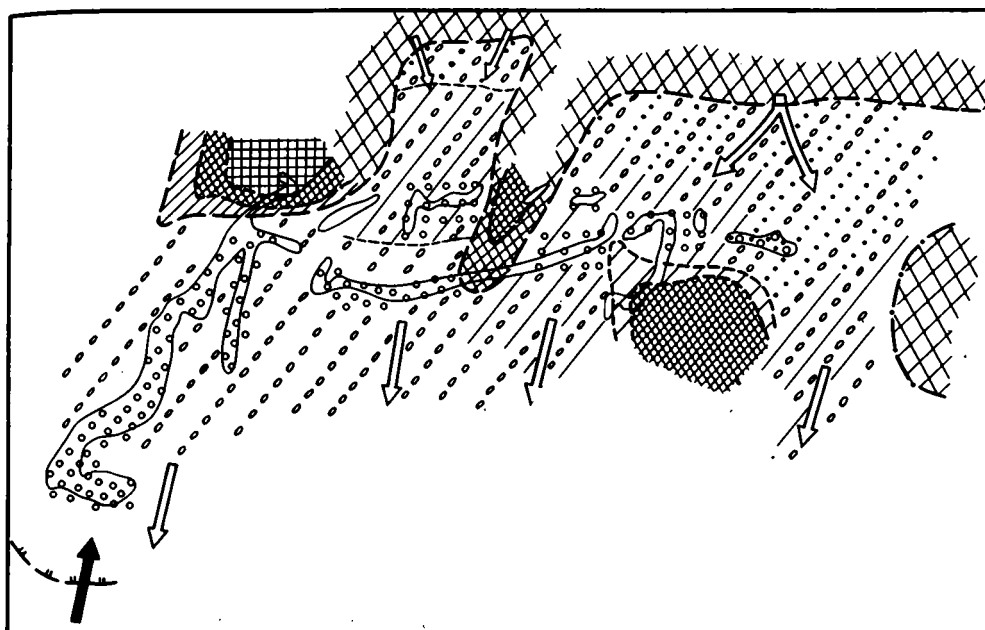
оживлением тектонической деятельности восточных частей Гиссарского и, возможно, Каратегинского поднятий. В результате накапливались в основном разногалечные, плохо отсортированные конгломераты. Западнее, до Ширкентского выступа, были развиты аллювиальные ландшафты равнинно-горных и горно-равнинных рек, которые на юге, очевидно, сменялись равнинными.

В западной части Мечитли р. Пра-Шаргунь по-прежнему имела в своей верхней части горный, южнее – горно-равнинный и далее на юг – равнинный ландшафты.

Юго-западная часть региона характеризуется развитием аллювиальных ландшафтов равнинной р. Пра-Сангардак. На крайнем юго-западе, где господствовали процессы эрозии, происходит накопление осадков равнинной р. Пра-Байсун. В русле этих рек формировался в основном гравийно-песчаный материал, в котором наряду с крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала присутствует мелкая косая выполаживающаяся слоистость. Это указывает на то, что скорости течения рек были более низ-

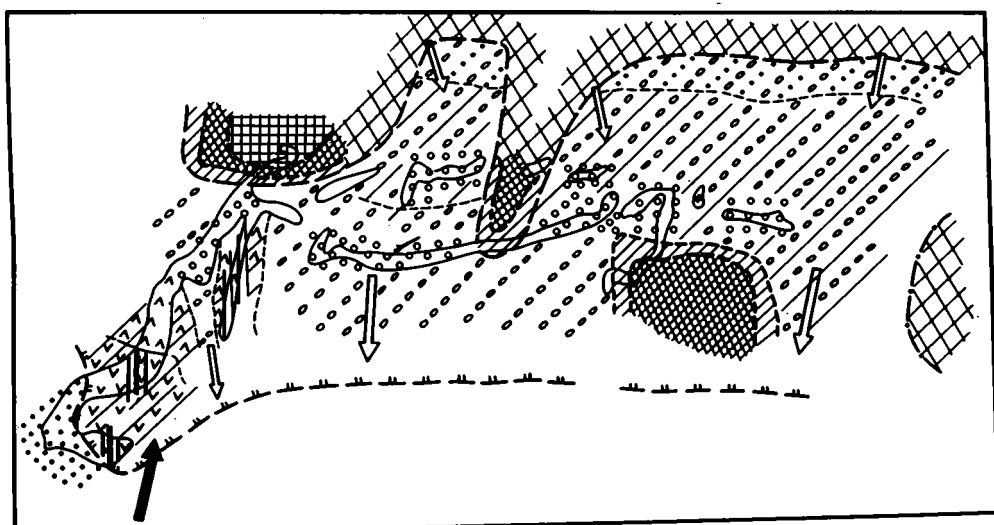
кими, чем в предыдущие этапы. По-видимому, начальный этап формирования осадков третьего мезоцикла явился временем выравнивания продольных профилей русел древних рек и приближения их к профилю равновесия.

В конечный этап образования осадков третьего мезоцикла аллювиальные горные ландшафты, которые были развиты в восточной части региона в начальный этап образования осадков третьего мезоцикла (см. фиг. 42), сменяются горно-равнинными. Соответственно изменился и характер накопившегося терригенного материала. Разногалечные конгломераты, развитые в начальный этап формирования третьего мезоцикла, сменяются гравелитами и



Фиг. 41. Схематическая палеогеографическая карта начального этапа формирования осадков третьего мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36



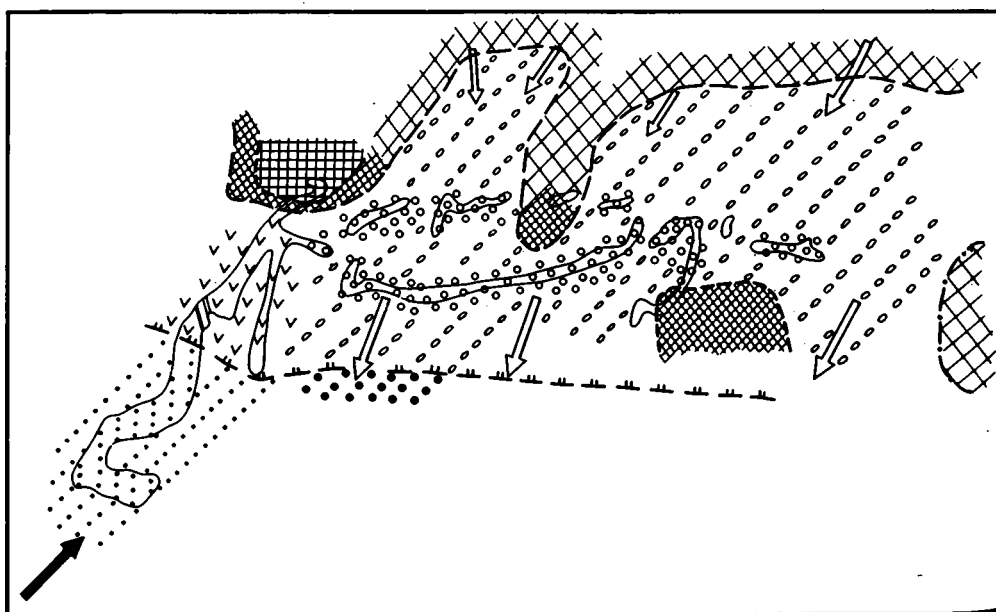
Фиг. 42. Схематическая палеогеографическая карта конечного этапа формирования осадков третьего мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36

песчаниками. Эти отложения характеризуются крупной косою однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Сравнительно широко распространены пойменные осадки, представленные осадками фаций АПП и АПВ.

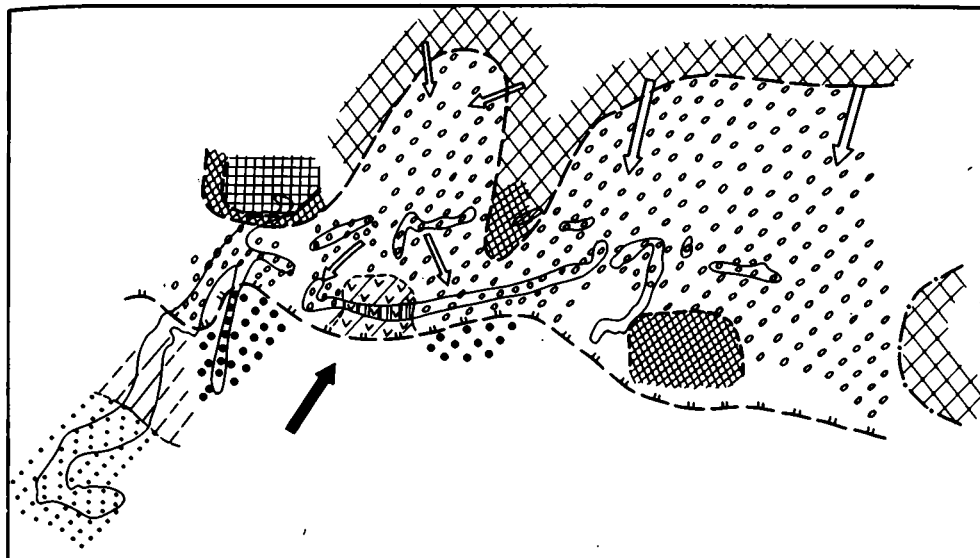
Центральная и западная части Мечитли характеризуются более широким развитием ландшафтов равнинных рек Пра-Шаргунь и Пра-Каратаг (Ташкутан). В долинах этих рек формировался в основном хорошо отсортированный гравийно-песчаный материал. Пойменные образования, которые здесь имеют широкое распространение, представлены мелко-, реже среднезернистыми песчаными осадками с мелкой косою штриховатой и выполаживающейся слоистостью приустьевой части поймы (фаия АПП). На площади и вверх по разрезу они сменяются алеврито-глинистыми осадками с горизонтально-волнистой слоистостью, с обилием мелких обугленных растительных остатков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (фаия АПВ).

В конечный этап образования осадков третьего мезоцикла в пределах структуры Сурхантау происходит существенная перестройка режима осадконакопления в связи с приближением побережья трансгрессирующего морского бассейна. Исчезает Сурхантауская палеовозвышенность. На крайнем северо-востоке существовали аллювиальные ландшафты, сформированные равнинной р. Пра-Сангардак. На юго-восток, в направлении разрезов Гуруд и Нило, они сменялись ландшафтами крупных озерных водоемов. По мере продвижения на юго-запад аллювиальные ландшафты в районе Дибодом сменялись ландшафтами зарастающих и заболачивающихся озерно-болотных водоемов, которые на юго-западе сменялись ландшафтами крупных озерных водоемов. Среди озерных отложений наиболее распространены осадки полуизолированных прибрежных и центральных их частей (фаия ОВП и ОВЦ). Отложения открытого прибрежного подвижного мелководья (фаия ОВМ) имеют незначительное распространение. При заболачивании отдельных участков озерных водоемов в районе Хауз, Фангарт, Диболо, Гуруд и Нило формировались маломощные, но сравнительно выдержанные по простиранию угольные пласты. На крайнем юго-западе, в разрезе Курганча, был развит ландшафт открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна; при этом накапливались разнозернистые



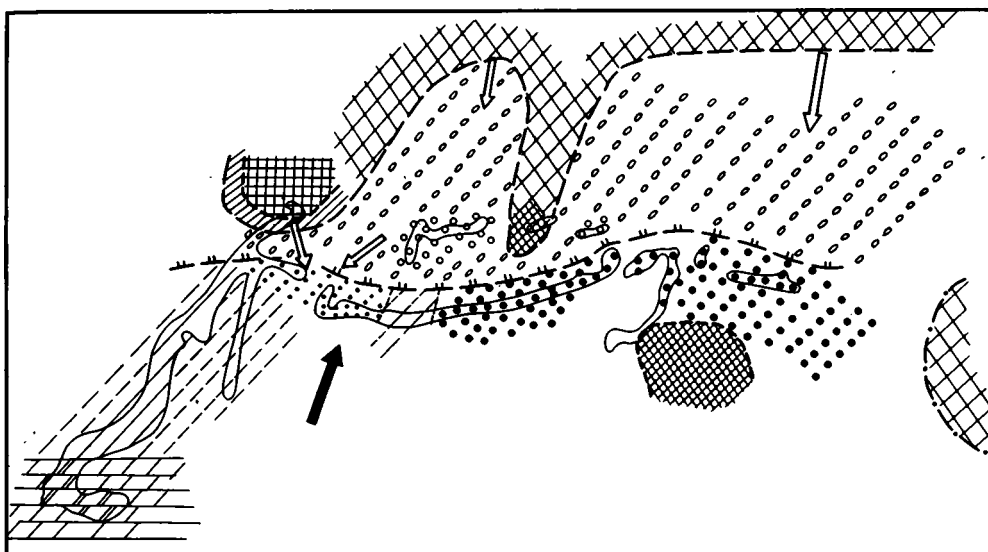
Фиг. 43. Схематическая палеогеографическая карта начального этапа формирования осадков четвертого мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36



Фиг. 44. Схематическая палеогеографическая карта среднего этапа формирования осадков четвертого мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36



Фиг. 45. Схематическая палеогеографическая карта конечного этапа формирования осадков четвертого мезоцикла

Условные обозначения см. на фиг. 36

песчаники и алевролиты с косой выполаживающейся и взаимосрезающейся слоистостью фаций БМП и БММ.

В период образования осадков третьего мезоцикла в пределах восточной и центральной частей Мечитли накапливались аркозово-кварцевые песчаники и мелкозернистые гравелиты, а на юго-западе района (Сурхантау и западная часть Мечитли) сформировалась олигомиктово-кварцевая ассоциация. В этот период продолжали существовать Шаамбары-Сангмилинское палеоподнятие и Ширкентский выступ.

Четвертый мезоцикл. Во время накопления осадков четвертого мезоцикла продолжалось дальнейшее выравнивание рельефа местности и выполаживание продольных профилей рек (фиг. 43-45).

Начальный этап формирования осадков четвертого мезоцикла протекал под влиянием более интенсивно трансгрессирующего морского бассейна. Это, естественно, не могло не сказаться и на развитии палеоландшафтов в пределах изученного региона. Как видно из палеогеографической карты (см. фиг. 43), восточная, центральная и западная части Мечитли представляли собой зону развития аллювиальных ландшафтов равнинных рек Пра-Лучоб, Пра-Каратаг и Пра-Шаргунь. В отличие от аллювия предыдущих этапов осадконакопления аллювий четвертого этапа тяготеет к устьевым частям речной долины. В южном направлении они сменяются вначале подводно-дельтовыми, а затем песчаными осадками открытого прибрежного мелководья морского бассейна (фашии БМД и БМП). Аллювиальные и озерно-болотные ландшафты, существовавшие на юго-западе региона (Хар-как и Дибодом), в конечный этап формирования третьего мезоцикла сменились ландшафтами крупных озерных водоемов, располагавшихся в пределах аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин. В этих озерных водоемах формировались в основном алевроито-глинистые и песчаные осадки полуизолированных прибрежных частей открытого подвижного мелководья и их центральных частей (фашии ОВП, ОВМ и ОВЦ). Отложения фашии ОЗЗ и ОЗП имеют подчиненное значение. В отличие от озерных водоемов, развитых в нижней части угленосной толщи, они характеризуются хорошей сортировкой материала, отчетливо выраженными разнообразными слоистыми текстурами, а также устойчивой выдержанностью на площади. При заболачивании этих озерных водоемов участками создавались условия для торфонакопления; в результате дальнейших постседиментационных процессов формировались угольные пласты в районе Дибодома.

Юго-западнее Дибодома, в периклинальной части Сурхантау, был развит прибрежно-морской ландшафт, где образовались песчаные осадки открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна (фашии БММ и БМП).

Несколько иная конфигурация палеоландшафтов характерна для времени формирования осадков средней части четвертого мезоцикла (см. фиг. 44). Морской берег вплотную подошел к южному склону Гиссарского хребта. Происходит дальнейшее сокращение палеоподнятий доюрского рельефа. Ландшафт Мечитли представлял собой очень выравненные низовья трех сравнительно крупных аллювиально-дельтовых равнин Пра-Лучоб, Пра-Каратаг (Ташкутан) и Пра-Шаргунь. Эти реки образовали здесь сплошное поле накопления речных отложений. Исключение составляют районы Гулиоб, Шаргунь и Шаргунь-1, где был развит озерный ландшафт. В результате заболачивания озерных водоемов накапливались хорошо выдержанные маломощные угольные пласты однородного строения. На крайнем северо-востоке структуры Сурхантау в районе Хар-как ландшафты крупных озерных водоемов вновь сменились аллювиальными, которые в направлении Нило и Гуруд переходили в обстановки открытого прибрежного мелководья морского бассейна; при этом накапливались песчаные осадки фашии БММ и БМП. В юго-западном направлении аллювиальные обстановки сменились ландшафтами полуизолированных прибрежных частей мелководья морского бассейна, в том числе прибрежных частей заливов и лагун с накоплением карбонатно-глинистых осадков фашии БПП и БПК. Последние в направлении разрезов Ушор, Курганча, Хауз и Фангарт переходили в ландшафты открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна, где формировались алевроито-песчаные осадки фашии БМП и БММ.

Конечный этап образования осадков четвертого мезоцикла явился логическим продолжением развития предыдущих этапов осадконакопления (см. фиг. 45). Море своей акваторией перекрывало значительные площади исследованного региона и подступало непосредственно к южным склонам Гиссарского хребта. К этому времени исчезает Ширкентский выступ палеозойского фундамента; Шаамбары-Сангмиллинская возвышенность доюрского рельефа продолжает существовать, но сильно изменяется в размерах.

Вся восточная часть Мечитли характеризовалась накоплением подводно-дельтовых гравелитов и песчаников. Севернее, возможно, были развиты аллювиальные ландшафты равнинных рек.

Центральная и западная части Мечитли характеризуются широким развитием обстановки открытого подвижного мелководья морского бассейна, где накапливались алеврито-песчаные осадки с горизонтально-волнистой мелкой ко-сой штриховатой и выполаживающейся слоистостью фаций БММ и БМП. Исключение составляют районы Шаргунь и Шаргунь-1, где формировались алеврито-глинистые осадки с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью фации БПП. Севернее, в районах Пошми-куна и Хакими были развиты аллювиальные ландшафты равнинных рек. Почти вся юго-западная часть территории до широты Дибодома характеризовалась развитием палеоландшафтов прибрежных частей заливов и лагун, которые на запад сменились ландшафтами сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна, где накапливались глинисто-известковистые осадки с горизонтальной слоистостью, иногда с отпечатками фауны фации БУК.

Во время накопления отложений четвертого мезоцикла в пределах восточной и центральной частей Мечитли по-прежнему происходило образование аркозово-кварцевой ассоциации. В пределах юго-западной части региона формировалась олигомиктово-кварцевая ассоциация при повышенном содержании полевых шпатов и обломков пород. Образование указанных ассоциаций происходило преимущественно за счет размыва магматических и осадочных отложений, площади которых к этому времени значительно расширились и захватили более северные районы Гиссарского и Каратегинского хребтов.

Итак, можно сформулировать общую палеогеографию юрской угленосной толщи в пределах изученного региона. Длительный континентальный перерыв, прдшествовавший юрскому времени, определил характер доюрского рельефа, который в период накопления осадков первого мезоцикла отличался сильной расчлененностью. Реки Пра-Сангардак, Пра-Лучоб, Пра-Каратаг, Пра-Шаргунь находились на самой начальной стадии формирования долин. В результате они образовали исключительно грубообломочные породы – разногалечные конгломераты с отдельными валунами и разнозернистыми гравелитами. На пойменных участках речных долин были развиты озерно-болотные ландшафты, в результате заболачивания которых формировались торфяные болота и накапливались угольные пласты. Морской бассейн находился за пределами изученной территории.

Время формирования осадков второго мезоцикла характеризуется дальнейшим выравниванием рельефа местности и увеличением речных долин за счет сокращения доюрских палеовозвышенностей. Горные аллювиальные и озерно-болотные ландшафты к этому времени сменяются ландшафтами горно-равнинных и равнинных рек.

В период формирования осадков третьего мезоцикла ощущается приближение морского бассейна с юга и юго-запада на север и северо-восток. Граница его внешнего края устанавливается по появлению морских горизонтов с отпечатками *parkchsonca* на юге Узбекистана, вплоть до Яккабагских гор (Вахрамеев и др., 1936).

На востоке и в центральных частях Мечитли были широко развиты равнинные и горно-равнинные аллювиальные обстановки, сформированные Пра-Каратагом и Пра-Шаргунем. Исключение составляет Пра-Лучоб, который носил характер горной реки; соответственно, он и формировал горные аллювиальные ландшафты.

В связи с дальнейшей трансгрессией морского бассейна в глубь суши происходит существенная перестройка осадконакопления в пределах юго-западной части региона. Полностью исчезает Сурхантауская возвышенность. На значительной территории в пределах прибрежно-континентальных и аллювиально-дельтовых равнин создавались условия для развития озерных и озерно-болотных ландшафтов. При их заболачивании в ряде районов возникали торфяные болота, в отдельных участках которых накапливались угольные пласты.

Формирование осадков четвертого мезоцикла протекало под влиянием более интенсивно трансгрессирующего морского бассейна. Это, естественно, и сказывалось на развитии палеоландшафтов. К этому времени исчезают почти все возвышенности доюрского рельефа, за исключением Шаамбары—Сангмиллинской, которая сильно сокращается в размерах. Аллювиальные равнинные ландшафты, развитые в восточной и центральной частях региона, сменяются подводно-дельтовыми. В юго-западной части региона озерные и озерно-болотные ландшафты сменяются заливно-лагунными, а последние переходят в ландшафты сравнительно удаленных участков морского бассейна. Трансгрессия побережья морского бассейна, связанная с опусканием земной коры, продолжается в позднем келловее—оксфорде. Следствием этого явился морской режим, который установился на всей исследованной территории.

В келловей—оксфордское время происходит формирование алевроито-глинистых прослоев с фауной и карбонатных пород. Мощность их увеличивается от 50 м на южном склоне Гиссарского хребта до 700 м на юго-западе региона (Троицкий, 1967).

Состав отложений хорошо согласуется с характером изменения их мощностей. Центральные, наиболее прогибающиеся части депрессий выполнены чистыми карбонатными осадками, а в областях сокращенных мощностей (южные склоны Гиссарского хребта) появляются прослой грубообломочных прибрежно-морских и дельтовых пород. К этому времени исчезают все палеовозвышенности доюрского рельефа. Продолжает существовать лишь Гиссарское поднятие на севере, очевидно, сильно расчлененное. Широкое развитие морских отложений в келловей—оксфорде свидетельствует об общем опускании земной коры и о постепенном затухании волновых движений, приводящих к нивелировке рельефа (Захаров, 1958).

Морской бассейн, по данным Е.А. Репман (1941), был неглубоким, на что указывают находки кораллов и мшанок в известняках.

В кимериджское время в связи с восходящими движениями начинается регрессия верхнеюрского моря. В этот период происходит накопление мощных галогенных толщ. Исключение составляет южный склон Гиссарского хребта, где выносимый в большом количестве терригенный материал препятствовал распространению на север галогенных отложений.

С изменением палеоландшафтов в течение нижней и средней юры изменялся и климат. В процессе формирования отложений первого мезоцикла климат был влажным и теплым (Сикстель, 1954). В этот период широкое распространение получают многочисленные папоротники, цикадофиты и диаптериевые. Бурное развитие растительности, расселявшейся по аллювиальным долинам, вплоть до осевой части Гиссарского хребта, способствовало формированию и накоплению громадных органических масс, рассеянных в породах или сконцентрированных позднее в виде угольных пластов.

Ко времени образования осадков второго мезоцикла климат оставался гумидным. Были широко развиты папоротники и цикадофиты, постепенно исчезали диаптериевые (Сикстель, 1954).

Наличие прослоев каменных углей и многочисленных обугленных растительных остатков в отложениях третьего мезоцикла свидетельствует о том, что климат продолжал оставаться влажным и теплым. Это, в свою очередь, способствовало развитию гидрографической сети. Реки сносили обломочный материал в юго-западном и меридиональном направлениях.

Пенепленизация рельефа способствовала созданию заболоченных участков, накоплению в них растительных остатков и образованию застойных условий. Палеогеографические перестройки, происшедшие в средней юре, обусловили изменение растительного покрова. Развитие трансгрессии морского бассейна, нивелирование большей части территории, лучшая разработанность речных долин, общее потепление климата благоприятствовали широкой миграции теплолюбивых комплексов. Это подтверждается распространением теплолюбивых цикадофитов в составе флористических комплексов бат-келловей и формированием отложений четвертого мезоцикла, чем и заканчивается длительный этап гумидного литогенеза, на смену которому приходит аридная седиментация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное литолого-фациальное изучение ниже-среднеюрской угленосной толщи в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта позволило сделать ряд выводов.

Юрская угленосная толща представляет собой чередование аллювиальных, озерных, озерно-болотных, прибрежно-морских и морских осадков трансгрессивной седиментации.

По основным первичным признакам выделено 44 генетических типа отложений, отнесенных к 20 фациям и 9 макрофациям. Установлено, что смена генетических типов отложений и их фаций позволяет фиксировать в разрезе ниже-среднеюрской угленосной толщи цикличность различных порядков: элементарные циклы и мезоциклы. Последние отвечают определенным интервалам времени и отчетливо прослеживаются по всему изученному региону.

В результате исследования минералого-петрографического состава пород было выделено семь терригенно-минеральных ассоциаций и определены основные источники обломочного материала.

Установлено, что изученные глинистые минералы имеют как аллотигенное, так и аутигенное происхождение. Их распределение по разрезу и на площади контролируется фациальной средой осадков и петрографическим составом пород водосборных площадей.

Широкое распространение каолинита в отложениях фаций поймы (АПВ), зарастающих и заболачивающихся озерно-болотных водоемов (ОЗЗ, ОЗП, ОЗУ), почв и подпочв (ОПА, ОПО) угольных пластов следует связывать с кислой средой, богатой органическим веществом осадков указанных фаций. Уменьшение каолинита в фациях русловых отложений обязано постседиментационным процессам, обусловившим гидрослюдизацию и диккитизацию этого минерала.

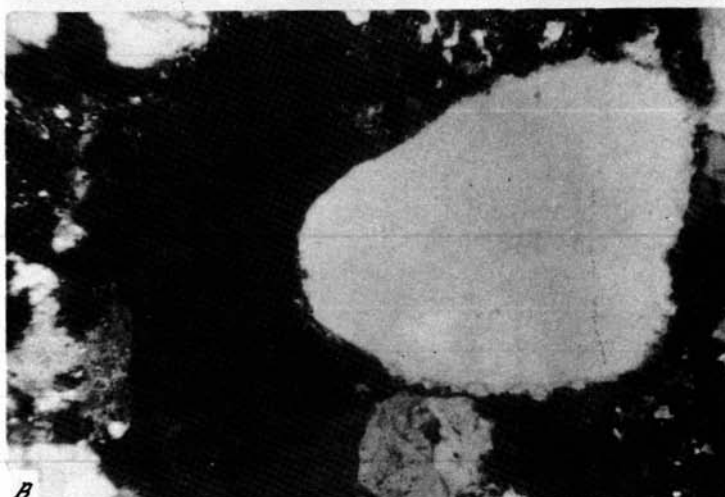
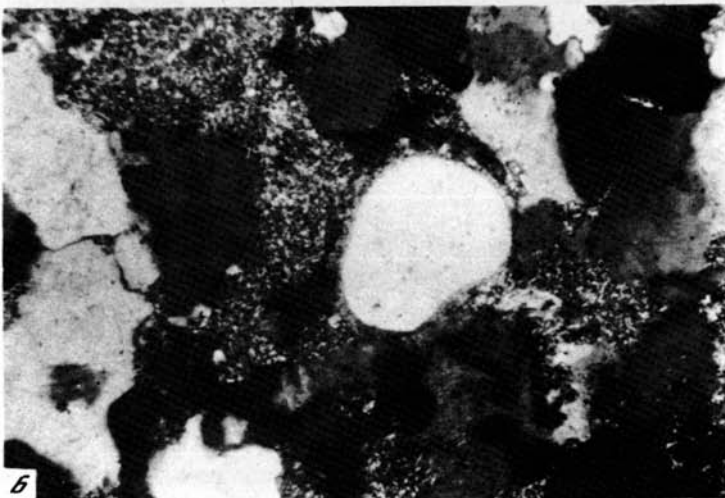
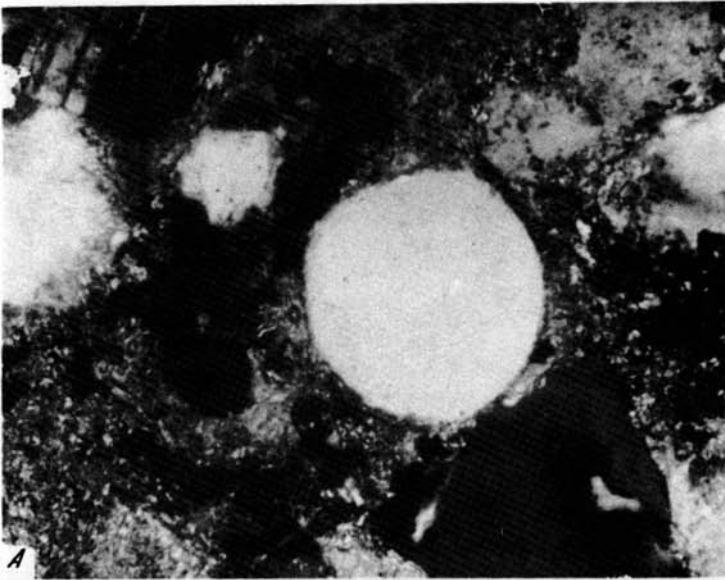
По мере смены типично континентальной обстановки прибрежно-морской начинает преобладать гидрослюда, которая в изученных отложениях представлена изометрично-пластинчатой аллотигенной разновидностью. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда является сингенетичным образованием. Формирование ее происходило в процессе постседиментационных преобразований изученных отложений. В результате повышенных температур и давлений кварц, полевые шпаты и, по-видимому, обломочные глинистые минералы растворялись, что приводило к обогащению интерстиционных растворов Al_2O_3 , SiO_2 и щелочами, т.е. компонентами, необходимыми для формирования гидрослюд. Не исключено, что дополнительным источником могли служить обогащенные ими грунтовые воды, фильтровавшиеся через породы. В результате в поровых пространствах конгломерато-гравийно-песчаных отложений фаций АРГ, АРП и АРР происходило образование удлиненно-пластинчатой гидрослюд.

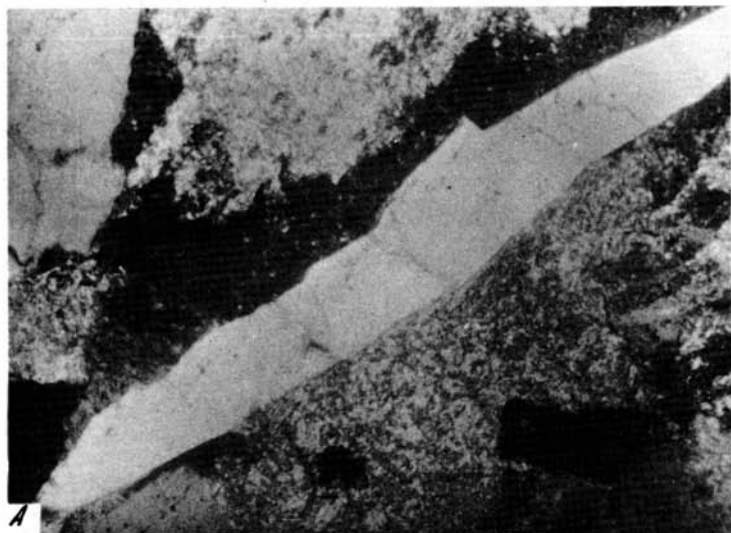
Присутствие хлорита исключительно в фациях открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна связано с постседиментационными стадиями изменения пород в условиях восстановительной среды, обогащен-

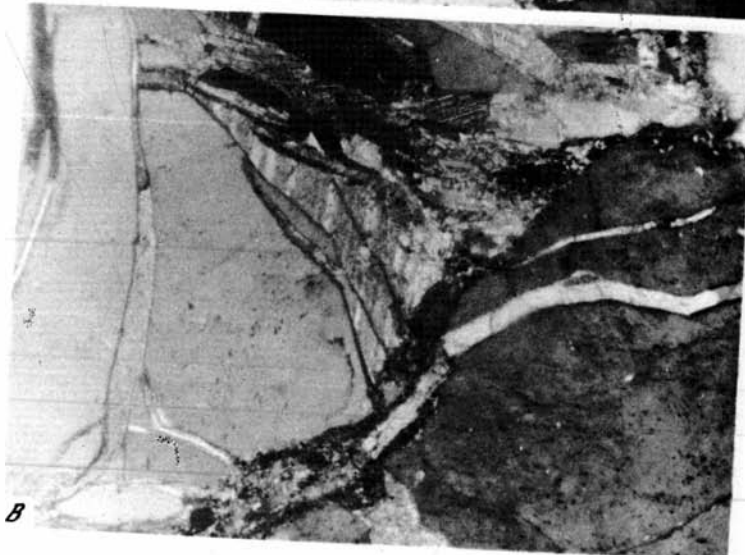
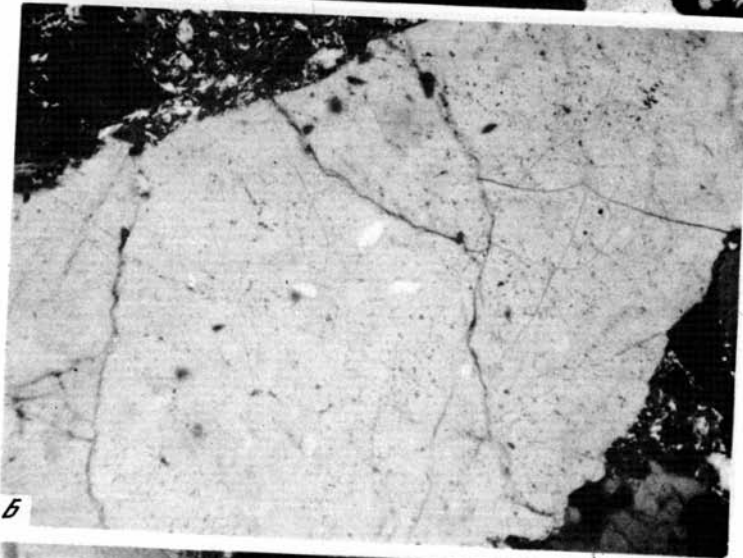
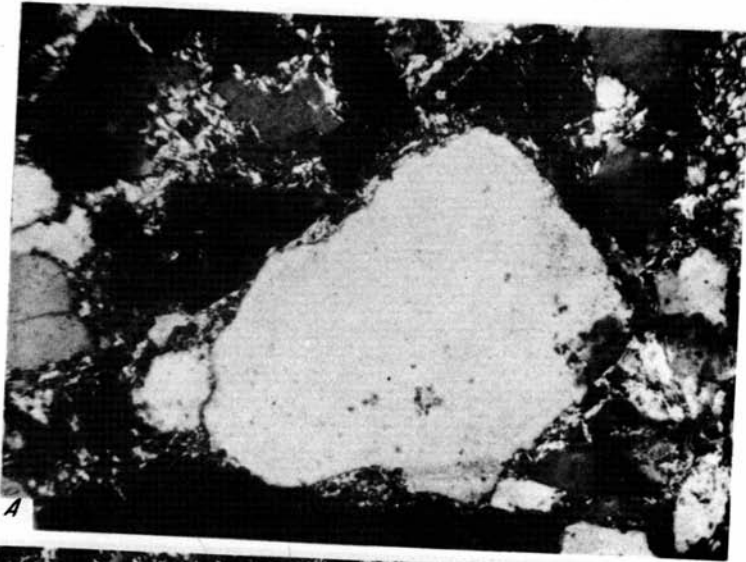
ных ионами Mg в субаквальных участках морского бассейна. Возникновение смешаннослойного образования хлорит-вермикулитового состава следует отнести за счет трансформации хлоритового материала, который поступал в осадок. Причем в одних случаях трансформация хлорита останавливалась на хлорит-вермикулитовой стадии (фации ОВП и ОЗП), в других он переходил в каолинит (фации ОПО и ОЗЗ).

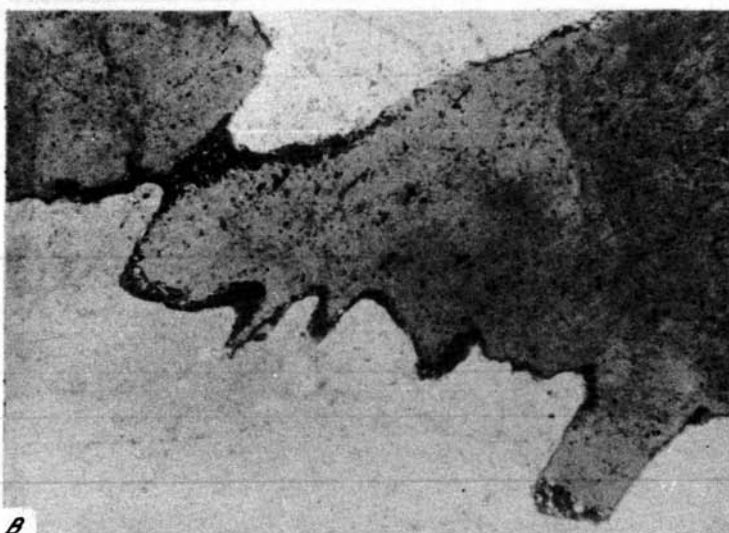
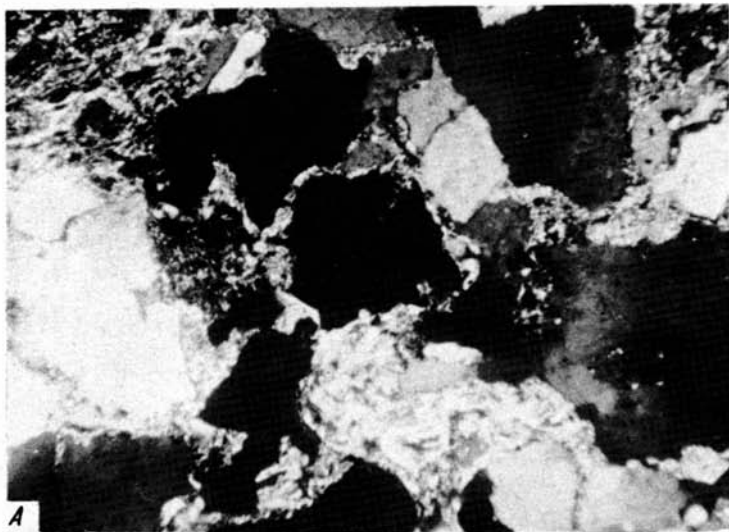
Восстановлена палеогеография изученного региона для сравнительно коротких отрезков времени, соответствующих мезоциклам.

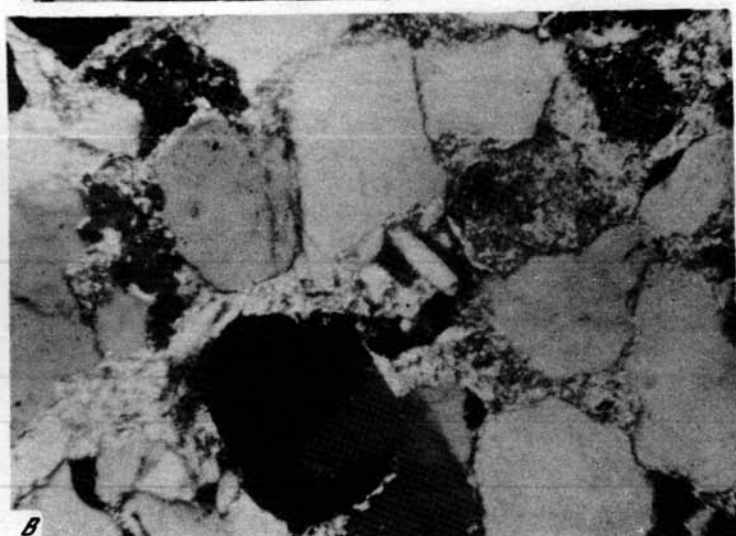
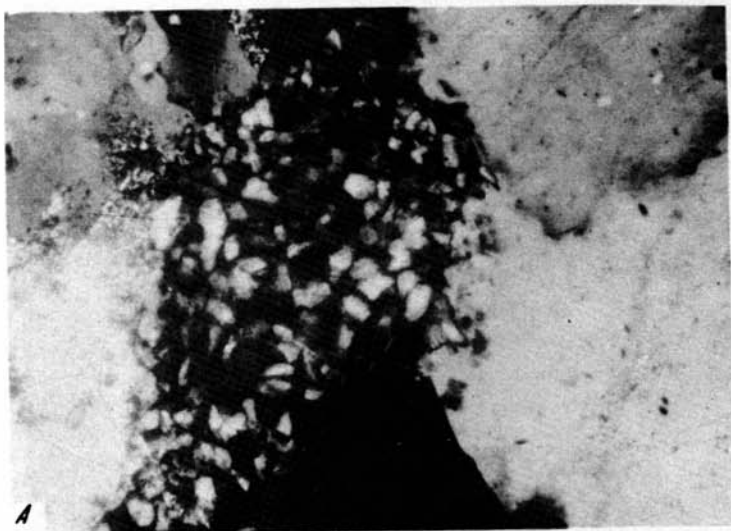
Знание распределения и эволюции палеоландшафтов в пространстве и во времени в пределах Средней Азии имеет большое значение для правильного прогнозирования как осадочных, так и россыпных полезных ископаемых.

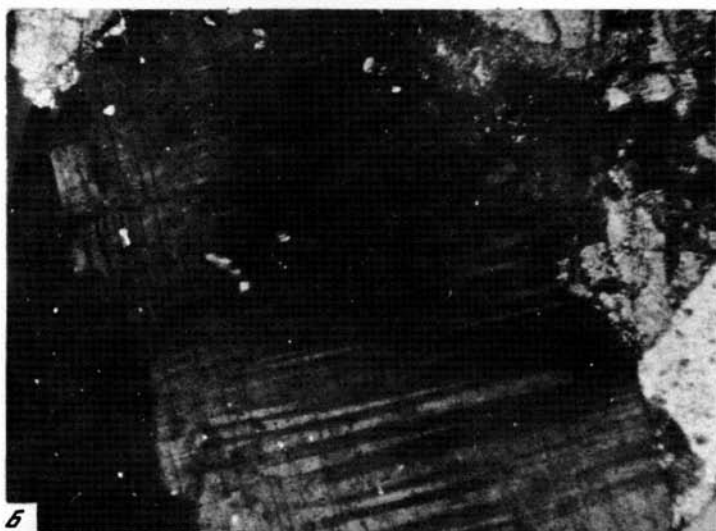
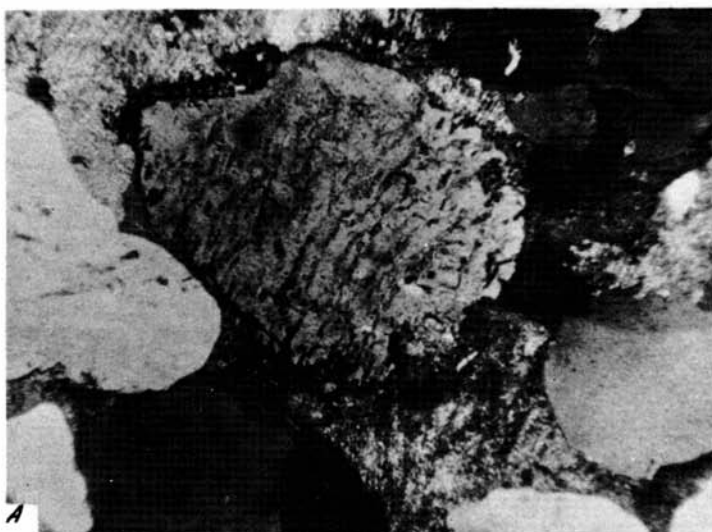


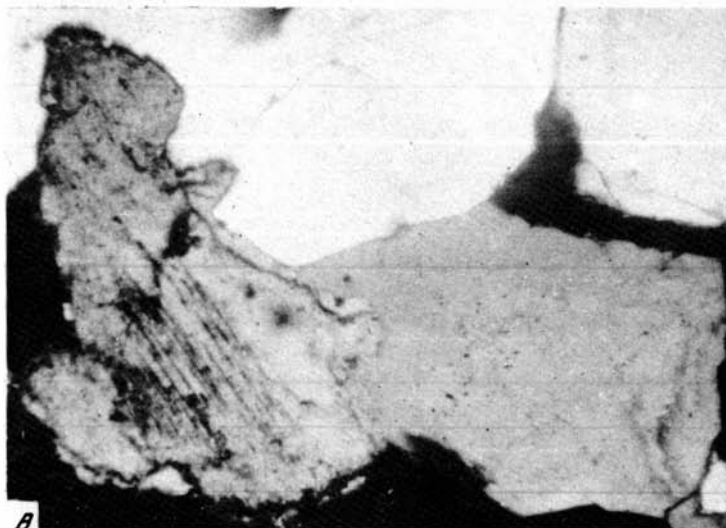
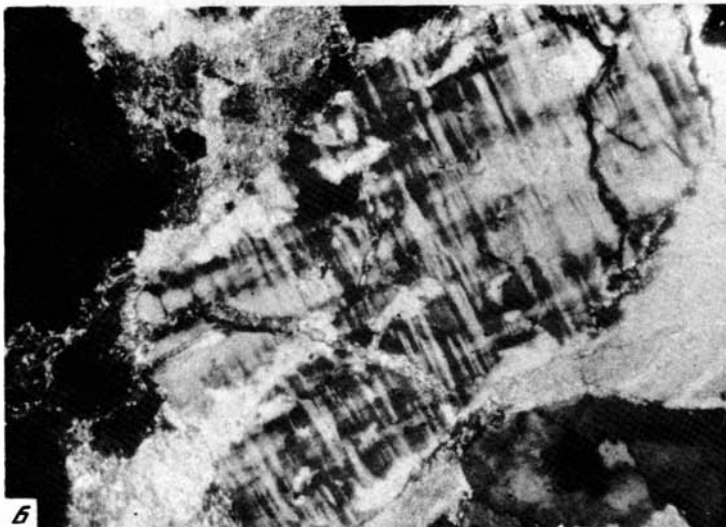
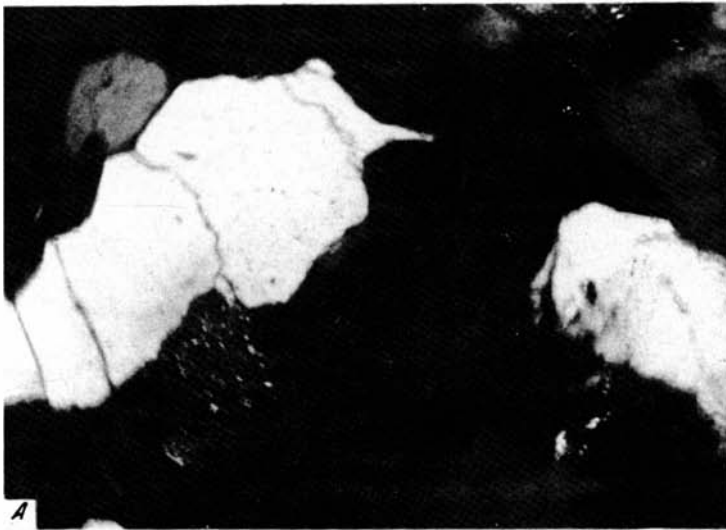


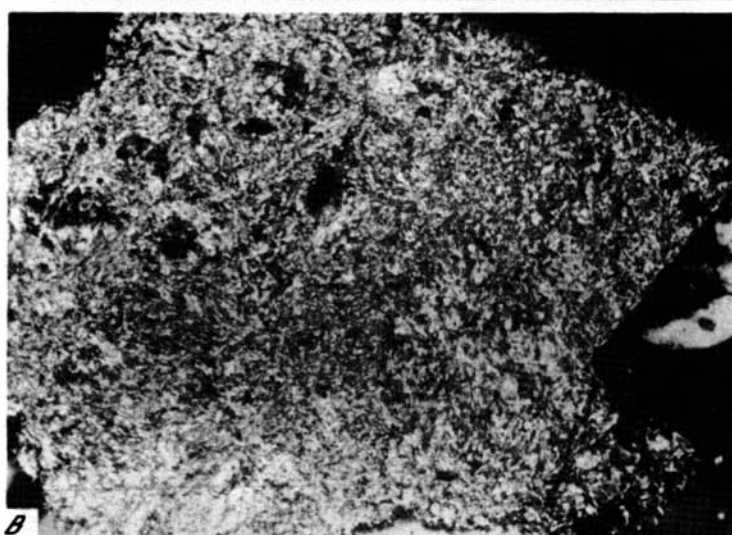
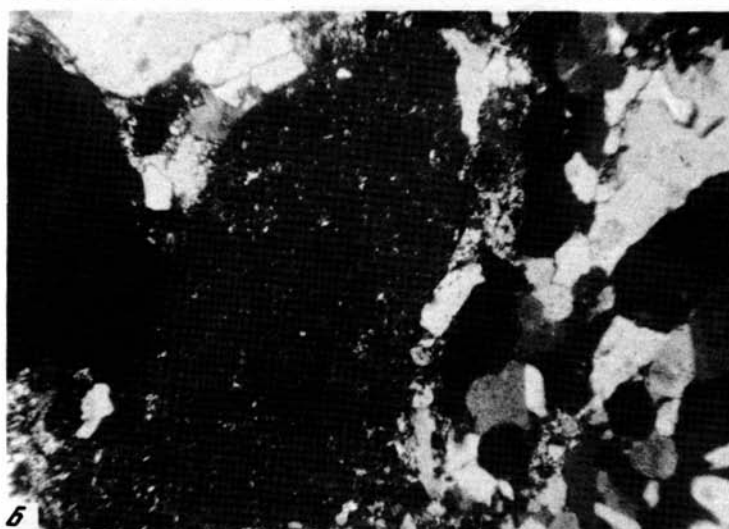
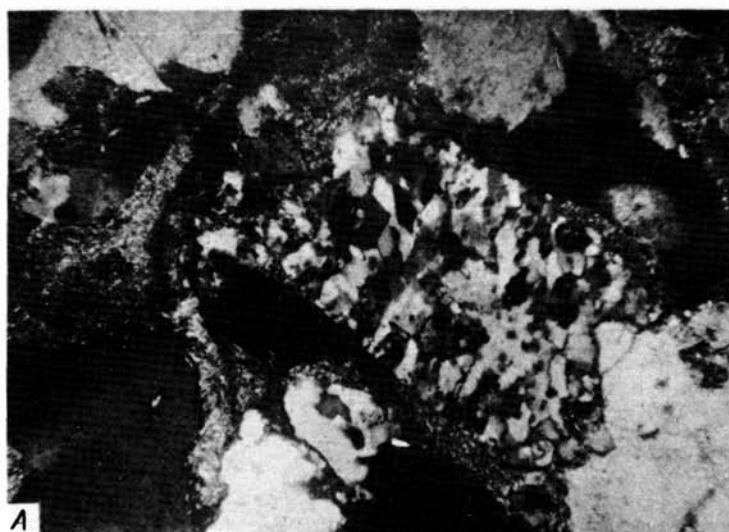


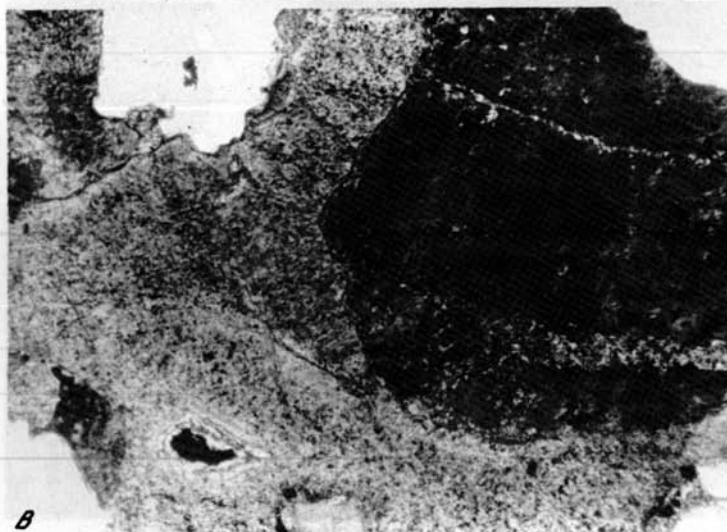
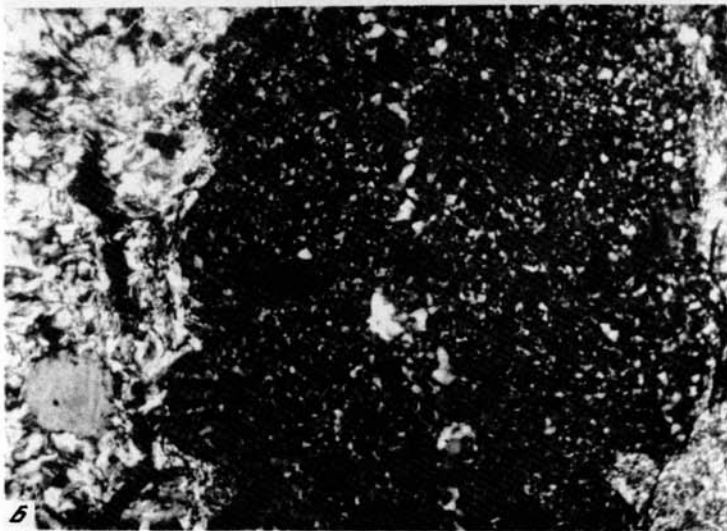
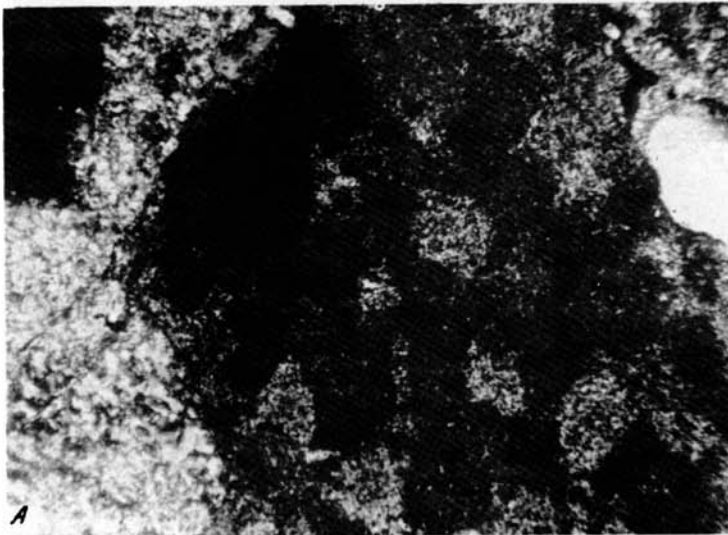


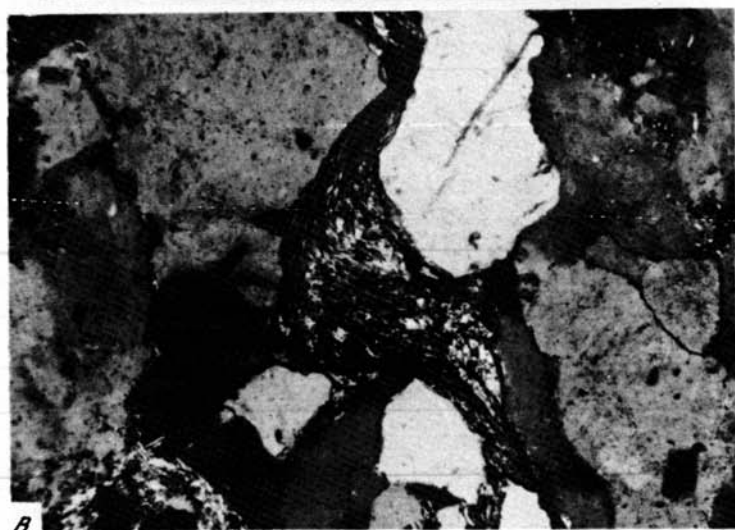
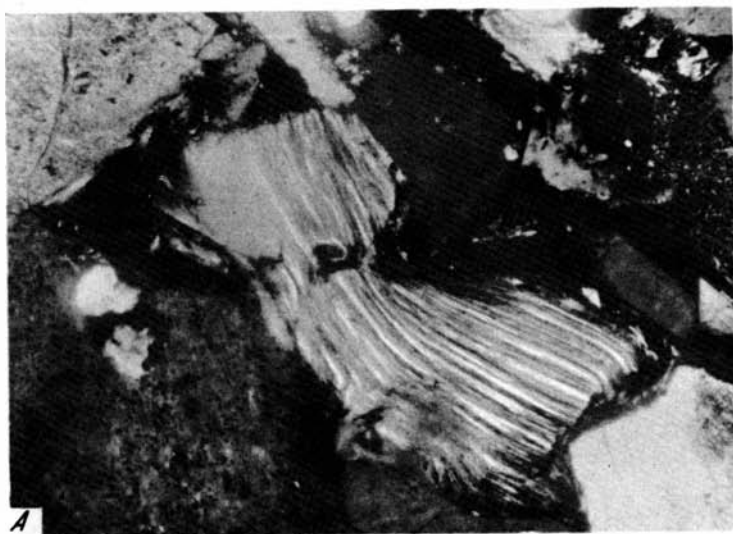


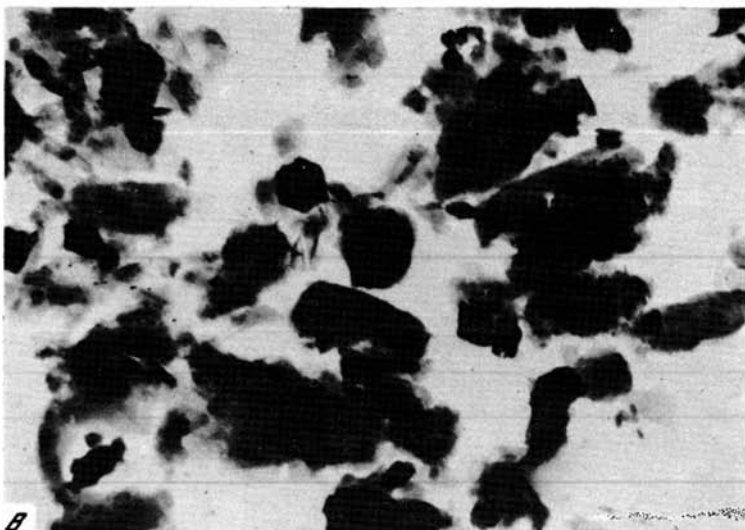
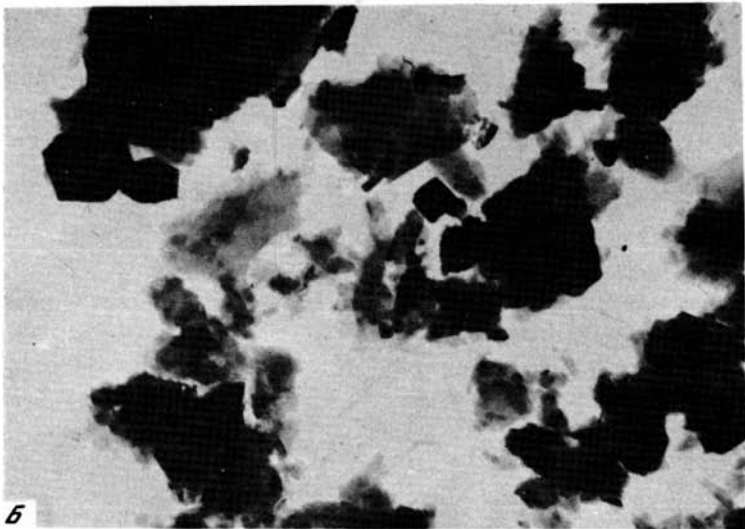
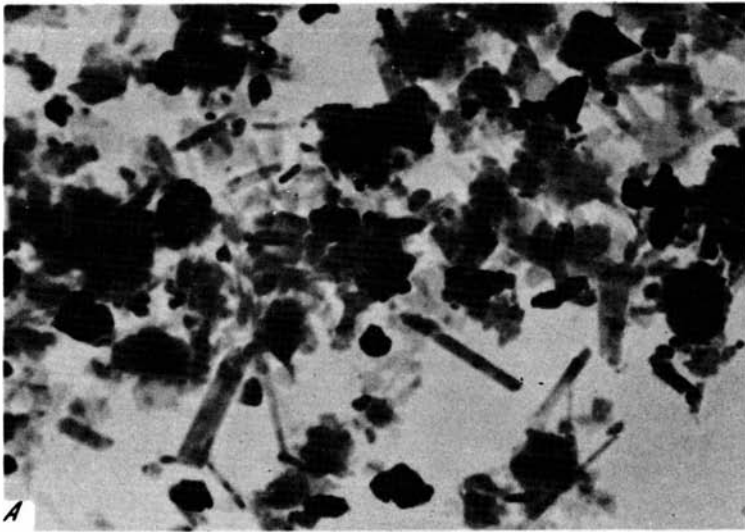


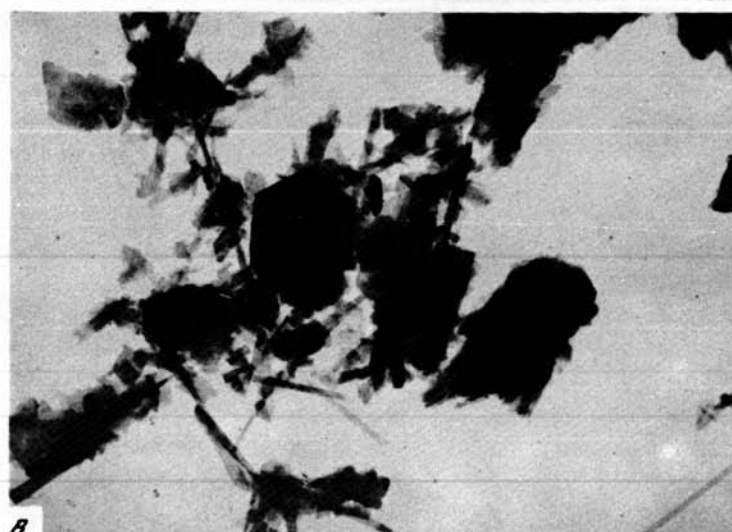
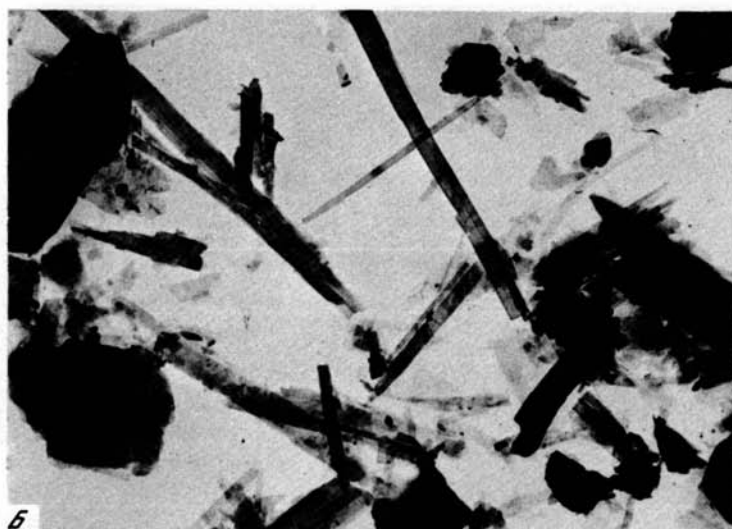
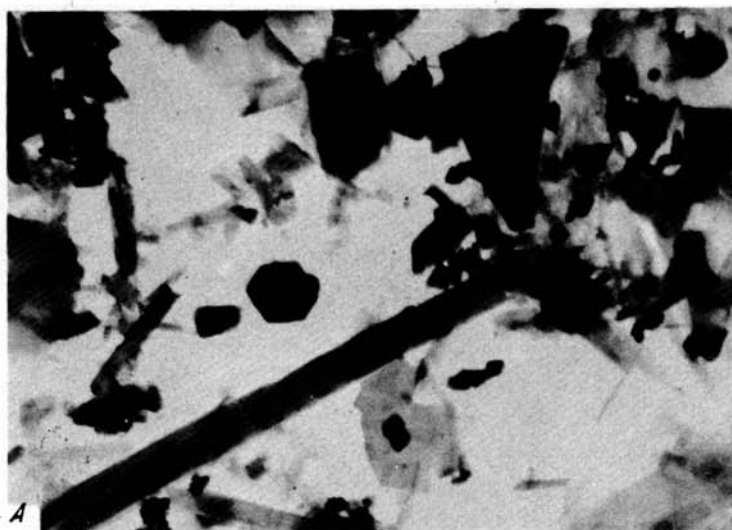


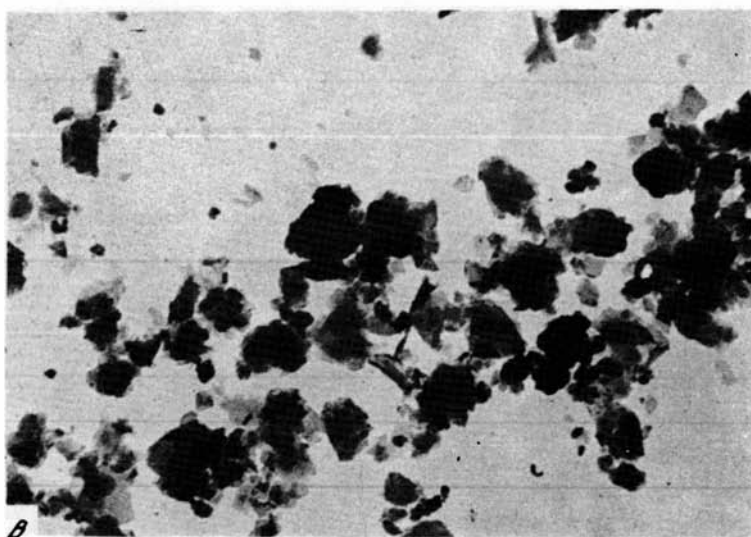
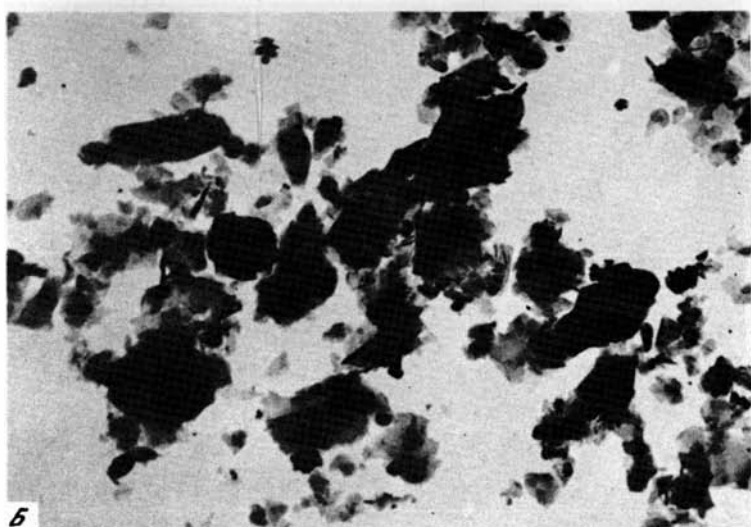
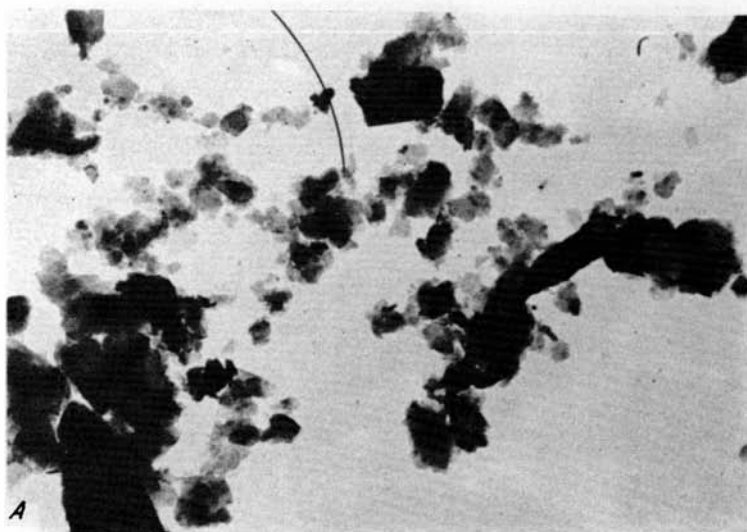


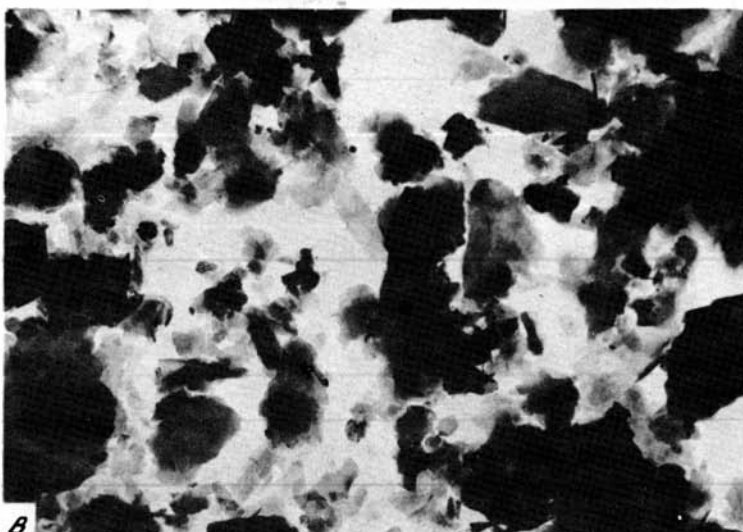
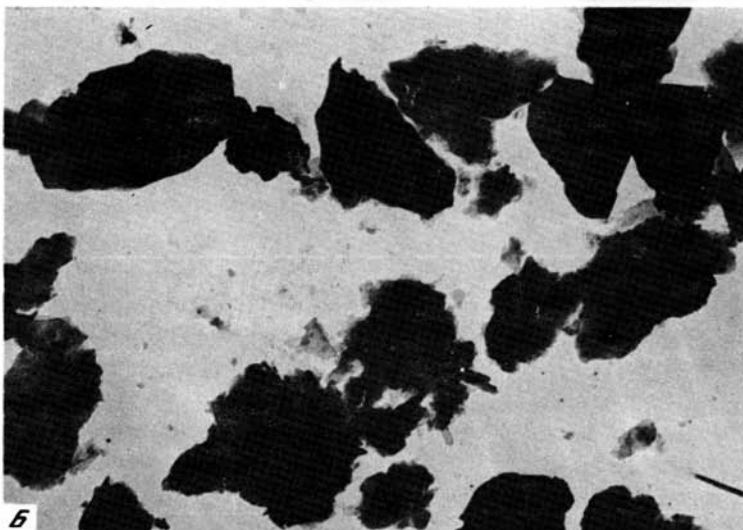
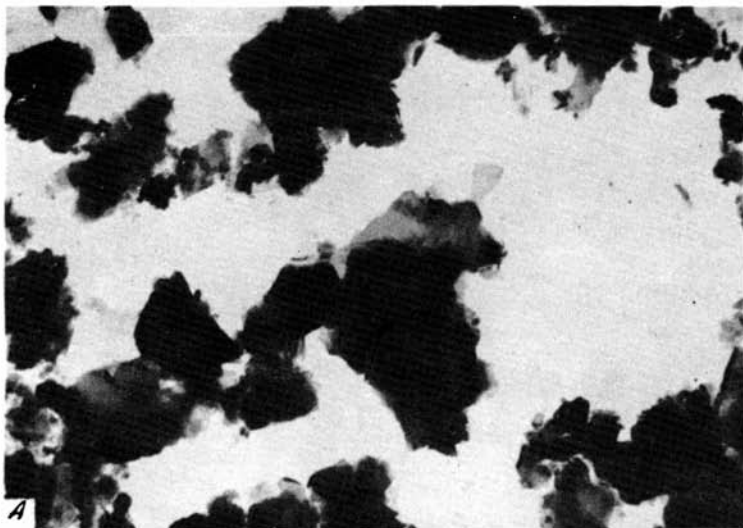












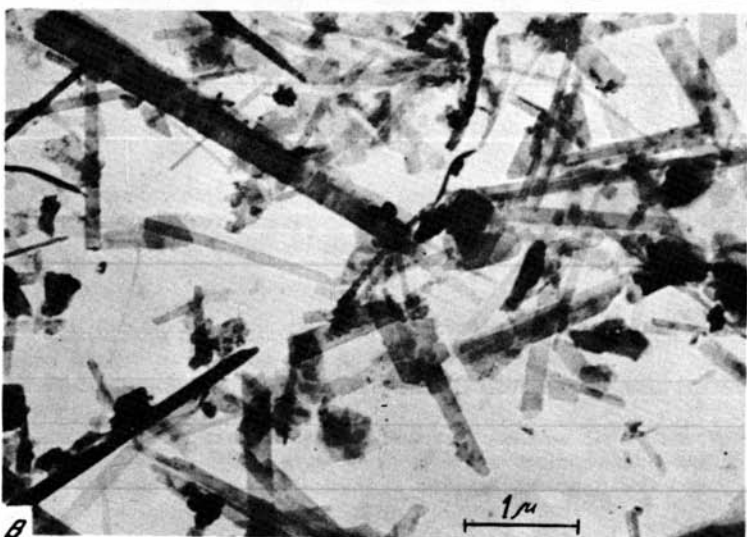
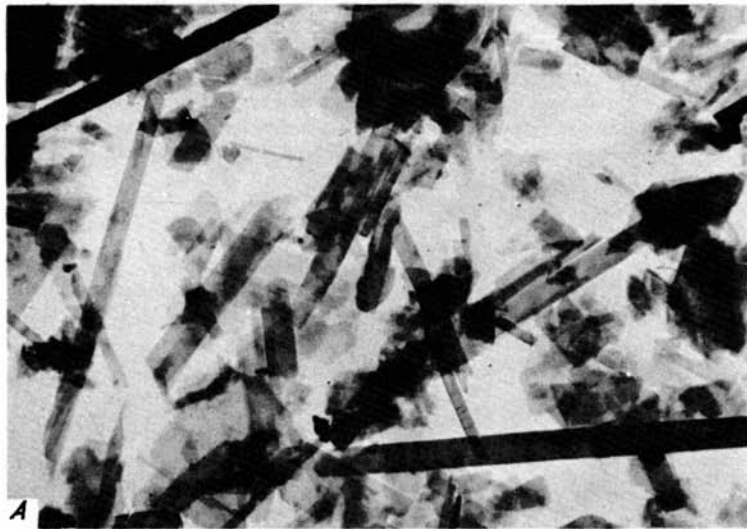




Таблица I

- А. Б. Окатаннные зерна кварца в песчаниках второго мезоцикла юго-западной части региона. В поровых участках виден новообразованный кварц, имеющий ту же оптическую ориентировку, что и обломочное зерно. Увел. 90, николи X.
- В. Полуокатанное зерно кварца в песчаниках третьего мезоцикла юго-западной части региона. Увел. 90, николи X.

Таблица II

- А. Удлиненное зерно кварца кристаллических сланцев. Гравелит второго мезоцикла разреза Ак-камар. Увел. 90, николи X.
- Б. То же. Внизу кварц с мельчайшими газообразными включениями изверженных пород. Увел. 90, николи X.
- В. Кварц изверженных пород изометрично-неправильной формы. Песчаник второго мезоцикла разреза Лучоб. Увел. 90, николи X.

Таблица III

- А. Струйчатый кварц с мельчайшими газообразными включениями. Гравелит третьего мезоцикла разреза Лучоб. Увел. 90, николи X.
- Б. Трещиноватый кварц изверженных пород изометрично-неправильной формы с включениями апатита. Гравелит третьего мезоцикла восточной части региона. Увел. 90, николи X.
- В. Характер разьедания кварцевых зерен кальцитом в отложении макрофашии открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна. Песчаник четвертого мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.

Таблица IV

- А. Характер разьедания кварцевых зерен с каолинит-гидрослюдистым цементом. Песчаник третьего мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.
- Б. Характер регенерации обломочных зерен кварца. Новообразованный кварц, заполняя поровые пространства, придает породе кварцитовидный облик. Песчаник третьего мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.
- В. Характер зубчатого сочленения кварцевых зерен. Отчетливо видно глубокое взаимное проникновение двух кварцевых зерен. В поровых пространствах виден диккитизированный каолинит. Гравелит второго мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.

Таблица V

- А. Разьедание кварцевых зерен эпигенетическим минералом диккитом. Гравелит второго мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.
- Б. Характер сочленения кварцевых зерен в песчаниках прирусловой части поймы. Третий мезоцикл разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.
- В. Характер сочленения кварцевых зерен в осадках фашии открытого прибрежного подвижного мелководья озерных водоемов. Песчаник третьего мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.

Таблица VI

- А. Ортоклаз. Песчаник третьего мезоцикла разреза Лучоб. Увел. 90, николи X.
- Б. Микроклин. Гравелит третьего мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.
- В. Плаггиоклаз. Песчаник четвертого мезоцикла разреза Лучоб. Увел. 90, николи X.

Таблица VII

- А. Характер разьедания полевых шпатов кварцем. Черное поле полевой шпат. Гравелит четвертого мезоцикла разреза Лучоб. Увел. 90, николи X.
- Б. Разьедание микроклина карбонатным цементом. Песчаник четвертого мезоцикла разреза Шаргунь. Увел. 90, николи X.
- В. Контакт сочленения кварцевых зерен с полевым шпатом. Отчетливо наблюдается регенерационная каемка, имеющая ту же оптическую ориентировку, что и зерна полевого шпата. Гравелит третьего мезоцикла разреза Дибодом. Увел. 90, николи X.

Таблица VIII

- А. Обломок мелкозернистого кварцита. Песчаник второго мезоцикла разреза Шаргунь. Увел. 90, николи X.
- Б. Обломок глинистого сланца. Справа обломок крупнозернистого кварцита. Песчаник второго мезоцикла разреза Ак-камар. Увел. 90, николи X.
- В. Обломок слюдяного сланца. Песчаник второго мезоцикла разреза Ак-камар. Увел. 90, николи X.

Таблица IX

- А. Обломок кислого эффузива. Гравелит второго мезоцикла Ак-камар. Увел. 90, николи X.
- Б. Характер сочленения обломков глинистого и слюдяного сланцев. Гравелит второго мезоцикла разреза Ак-камар. Увел. 90, николи X.
- В. Инкорпорация глинистого сланца кварцем и обломком яшмовидной породы. Гравелит второго мезоцикла разреза Ак-камар. Увел. 90, николи X.

Таблица X

- А. Обесцвечивание и деформация пластинки биотита. Песчаник третьего мезоцикла юго-западной части региона. Увел. 90, николи X.
- Б. Изотропный сгусток, возникший за счет полной аморфизации биотита. Увел. 90, николи X.
- В. Аморфизованная пластинка биотита с выделением мельчайших пластинок пирита. Песчаник второго мезоцикла юго-западной части региона. Увел. 90, николи X.

Таблица XI

Электронно-микроскопические снимки фракции <0,001.

- А. Каолинит с примесью изометрично- и удлиненно-пластинчатой гидрослюда. Фация АРР. Второй мезоцикл разреза Шаргунь.
- Б. Каолинит с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда. Фация АВП. Первый мезоцикл разреза Дибодом.
- В. Каолинит с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда. Фация ОЗП. Второй мезоцикл разреза Шаргунь.

Таблица XII

- А. Каолинит с примесью удлиненно-пластинчатой и изометрично-пластинчатой гидрослюда. Фация АРР. Третий мезоцикл разреза Шаргунь.
- Б. Каолинит с удлиненно-пластинчатой гидрослюдой. Фация АРП. Второй мезоцикл разреза Дибодом.
- В. Диксит. Фация АРГ. Первый мезоцикл разреза Дибодом.

Таблица XIII

- А. Изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда с примесью крупнопластинчатой гидрослюда. Фация ОВМ. Третий мезоцикл разреза Дибодом.
- Б. То же. Третий мезоцикл разреза Шаргунь.
- В. Изометрично-мелкопластинчатая гидрослюда. Фация ОВМ. Третий мезоцикл разреза Дибодом.

Таблица XIV

- А. Изометрично-крупнопластинчатая гидрослюда. Фация ОВП. Третий мезоцикл разреза Дибодом.
- Б. То же. Фация ОЗЗ. Третий мезоцикл разреза Шаргунь.
- В. То же. Фация АПВ. Второй мезоцикл разреза Шаргунь.

Таблица XV

- А. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда. Фация АРР. Первый мезоцикл разреза Курганча.
- Б. То же. Третий мезоцикл разреза Дибодом.
- В. То же. Третий мезоцикл разреза Шаргунь.

Таблица XVI

- А. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда. Фация АРГ. Первый мезоцикл разреза Дибодом.
- Б. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда и каолинитом. Фация АРГ. Первый мезоцикл разреза Дибодом.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П.П. 1939. Материалы по минералогии аллювия рек Азербайджана. — Труды Геол. ин-та Азерб. фил. АН СССР, т. 16.
- Акрамходжаев А.М. 1960. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Архангельский Д.В. 1917. Краткий отчет об осмотре месторождений нефти и серы. — Изв. Геол. ком., т. 36, № 1.
- Архипенко Д.К. 1963. О применении ИКС к изучению вопросов изоморфизма в биотитах. — Журн. структ. хим., т. 4, № 2.
- Балагурова Е.С., Кочнев Е.А., Троцкий В.И. 1963. Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов южного Узбекистана. — Труды Главгеол. УзССР, вып. 3.
- Балагурова Е.С., Кочнев Е.А., Троцкий В.И. 1964. Новые данные о древней коре выветривания южного Узбекистана. — Труды Главгеол. УзССР, вып. 3.
- Баратов Р.Б. 1964. Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта. — Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 8.
- Баратов Р.Б. 1966. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, "Дониш".
- Батурин В.П. 1937. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку-Москва, АЗОНТИ.
- Бибешев И.И. 1971а. Терригенно-минералогические ассоциации нижне-среднеюрских отложений южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — Литол. и полезные ископ., № 6.
- Бибешев И.И. 1971б. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда в юрских отложениях юго-запада Гиссарского хребта. — Литол. и полезные ископ., № 4.
- Бибешев И.И., Еремеев В.В. 1974. Применение фациального и химико-минералогических анализов в изучении конкреций для палеогеографических реконструкций. — В сб. "Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд", ч. I. М., изд. ВИЭМС.
- Бибешев И.И., Валиев Ю.Я., Мавлянов С.Р. 1975. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации юрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, № 2.
- Бенш Ф.Р. 1965. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана". Ташкент, "Наука".
- Борнеман Б.А. 1940. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Богатырев Б.А. 1970. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн. "Геология и минералогия коры выветривания", вып. 11. М., "Наука".
- Богатырев Б.А. 1971. Нижнемезозойские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии. — Автореф. канд. дисс. М.
- Багоявленский А.А. 1964. Фациально-палеогеографическая характеристика формаций Южно-Таджикской депрессии. — Труды Проблемной лабор. осадочных формаций и руд, вып. 4. Ташкент.
- Ботвинкина Л.Н. 1953. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. — Труды ИГН АН СССР, вып. 139, угольная серия, № 4.
- Ботвинкина Л.Н. 1960. Слоистость как генетический признак осадочных пород. — В кн. "Вопросы седиментологии". М., Госгеолтехиздат.
- Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР. (Труды ГИН АН СССР, вып. 59).
- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П.,

- Яблоков В.С. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР.
- Брик М.И. 1933. Материалы к изучению мезозойской флоры Средней Азии. - Материалы по геол. Средней Азии, вып. 1.
- Брик М.И. 1935. Мезозойская флора Южной Ферганы. I. Папоротники. Ташкент, Изд-во комитета наук УзССР.
- Брик М.И. 1936. Первая находка нижнетриасовой флоры Средней Азии. - Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 5.
- Брунс Е.П. 1948. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. - В кн. "Литологический сборник", т. I. Л.-М., Гостоптехиздат.
- Вахрамеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П. 1936. Мезозой Таджикистана. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Вебер В.Н. 1909. Заметка о юрских отложениях в Восточной Бухаре. - Труды Геол. музея Акад. наук, т. 3, вып. 2.
- Геология СССР, т. 24, ч. I. 1959. М., Гостеолтехиздат.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. 1951. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Горечкая Е.Н., Морозенко Н.К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). - Труды ВСЕГЕИ, т. 73, петрогр. сб., № 4.
- Губин И.Е. 1937. К стратиграфии и угленосности юрских песчано-сланцевых отложений Байсунского и Сарыассийского районов УзССР. - В кн. "Геология юго-западных отрогов Гиссарского хребта". Труды Тадж.-Памирск. экспед. АН СССР 1934 г., вып. 66.
- Губин И.Е. 1943. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Давыдова Т.Н., Гольштейн Ц.Л. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Гостеолтехиздат.
- Дронов В.И. 1958. Схема расчленения триасовых и юрских отложений Памира. - В кн. "Тезисы докладов к Совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии". М., Гостеолтехиздат.
- Еремеев В.В. 1969. Вещественный состав и постседиментационные преобразования песчаных пород угленосной формации карбона Восточного склона Урала. - Литол. и полезные ископ., № 1.
- Еремеев В.В. 1971. Особенности фациального состава и постседиментационных преобразований угленосных отложений Кизеловского бассейна. - В кн. "Осадконакопление и генезис углей карбона СССР". М., "Наука".
- Жемчужников Ю.А. 1926. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. - Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 7, вып. 1.
- Жемчужников Ю.А. 1947. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. - Труды ИГН АН СССР, вып. 90, угольная серия, № 2.
- Жемчужников Ю.А. 1948. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. - В кн. "Литологический сборник", вып. 1. Л.-М., Гостеолтехиздат.
- Жемчужников Ю.А. 1951. Угленосная толща и методика ее изучения. - Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 25, вып. 2.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.Ф. 1959-1960. Строение и условия накопления основных угленосных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1-2. М., Изд-во АН СССР (Труды ГИН АН СССР, вып. 15).
- Захаревич В.А. 1939. К вопросу бокситоносности палеозоя и нижнего мезозоя в южном Узбекистане. Ташкент.
- Захаров С.А. 1958. Страто-структуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. - Труды АН ТаджССР, т. 95.
- Захаров С.А. 1959. Тектоническое развитие Таджикской депрессии в мезозое и палеогене. - Автореф. докт. дисс. Душанбе.
- Захаров С.А. 1962. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 5.
- Зхус И.Д. 1957. К вопросу о направлении стадийных изменений глинистых минералов. - Докл. АН СССР, т. 115, № 2.
- Зхус И.Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., "Наука".
- Коннов Л.П. 1957. Литологический очерк верхнетриасовых бокситоносных отложений в Южном Узбекистане. - Изв. АН УзССР, серия геол., № 2.
- Коннов Л.П. 1964. Латериты и латеритоосадочные бокситы Средней Азии. - В кн. "Латериты". М., "Наука". (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14).
- Копелиович В.А. 1958. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Коперина В.В. 1956. Состав и условия осадконакопления карбоновых свит Караганды. - Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 4.

- Копорулин В.И. 1966. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. - Труды ГИН АН СССР, вып. 150.
- Коссовская А.Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. - Труды ГИН АН СССР, вып. 63.
- Коссовская А.Г. 1966. Типизация и генетическое значение смешанно-слоистых минералов глин. - В кн. "Физические методы исследования минералов осадочных пород". М., "Наука".
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. 1963. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. - Литол. и полезные ископ., № 2.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. 1971. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород. - В кн. "Эпигенез и его минеральные индикаторы." М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 221.)
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1956. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. - В кн. "Вопросы минералогии осадочных образований", № 3-4. Львов.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1963. Фации регионального эпигенеза и метаморфизма. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Александрова В.А. 1964. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. - Литол. и полезные ископ., № 2.
- Кудрявцев Н.А. 1932. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. - Труды нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, № 23.
- Кузичкина Ю.М. 1961. Петрографический состав углей юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - Труды Узгеолупр., сб. № 1 (геол.).
- Кухтиков М.М. 1962. История геологического развития и геологическое строение территории бассейна р. Вахш. - Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 5.
- Кухтиков М.М. 1963. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Лаврушин Ю.А. 1961а. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса перигляциальных областей материковых оледенений. - В кн. "Вопросы геологии антропогена". М., Изд-во АН СССР.
- Лаврушин Ю.А. 1961б. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея М., Изд-во АН СССР (Труды ГИН АН СССР, вып. 47).
- Лаврушин Ю.А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР (Труды ГИН АН СССР, вып. 87).
- Лазаренко А.А. 1964. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 120).
- Левицкий С.И. 1935. Геологическое строение района каменноугольных месторождений южнотерригенной группы. - В кн. "К геологии каменноугольных месторождений Таджикистана". Труды Тадж.-Памирск. экспед. АН СССР 1933 г., вып. 12.
- Леммлейн Г.Г., Князев В.С. 1951. Опыт изучения обломочного кварца. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Лион Р.Дж., Тудденгам В.М. 1965. Определение тетраэдрического аллювия в слюде методом инфракрасного абсорбционного анализа. - В кн. "Вопросы геологии и минералогии слюд". М., "Мир".
- Логвиненко Н.В. 1953. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Изд-во Харьковск. ун-та.
- Логвиненко Н.В. 1966. О метаморфизме терригенных пород геосинклиналей. - Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 3.
- Луппов Н.П. 1938. К палеогеографии среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Лучников В.С. 1968а. Циклическое строение байосских угленосных отложений горного обрамления Таджикской депрессии. - Докл. АН СССР, т. 11, № 3.
- Лучников В.С. 1968б. Юрские отложения Таджикской депрессии и ее горного обрамления в связи с перспективами их нефтегазоносности. - Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Мирошниченко В.П. 1933. Краткий геологический очерк западных склонов Кутитангау и Гаурдактубегатанской антиклинали. - В кн. "Таджикский химический комбинат", т. 1. М.
- Михайловский С.Н. 1914. Геологическое исследование в центральной Бухаре. - Зап. Горн. ин-та, т. 5, вып. 2-3.
- Мушкетов И.В. 1886. Туркестан, т. I. СПб.
- Наливкин Д.В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент-Москва, "Турпечать", т. 4.
- Наливкин Д.В. 1928. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. - Изв. Геол. ком., т. 47, № 2.

- Наливкин Д.В. 1930. Палеогеография Средней Азии в палеозое. - В кн. Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов, вып. 2. Ташкент, Изд-во Среднеазиат. отд. Геол. ком.
- Наливкин Д.В. 1932. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии. - Вестн. геол.-развед. объединения, № 4
- Наливкин Д.В. 1933. Геологическое строение Таджикистана как базы для развития горной промышленности. - В кн. "Проблемы Таджикистана." Материалы 1-й конференции по изучению производительных сил Таджикской ССР, вып. 1. Л.
- Наливкин Д.В. 1956. Учение о фациях. т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Николаев Н.И. 1946. Генетические типы новейших континентальных отложений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, вып. 4.
- Николаев Н.И. 1947. О строении поймы и аллювиальных отложений. - Вопросы теорет. и приклад. геол., сб. 2.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. 1970. Изд. ВНИГНИ.
- Овчинников С.К. 1946. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Овчинников С.К. 1958. Схема стратиграфии вулканогенных и терригенных толщ карбона и перми Южного Гиссара. - В кн. "Тезисы докладов по унификации стратиграфических схем Средней Азии". М., Госгеолтехиздат.
- Полянский Б.В. 1961а. Некоторые вопросы стратиграфии и основные типы фаций нижнемезозойских отложений района месторождения Ташкутан. - Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4.
- Полянский Б.В. 1961б. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб. - Докл. АН ТаджССР, т. 4, № 2.
- Полянский Б.В. 1962а. Литология и условия образования нижнемезозойских отложений южного склона Гиссарского хребта. - Автореф. канд. дисс., Ташкентский ун-т.
- Полянский Б.В. 1962б. Петрографо-минералогическая характеристика ретюрских отложений междуречья Ширкент-Ханака. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, вып. 4.
- Полянский Б.В., Лучников В.С. 1967. Литолого-фациальный анализ юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4.
- Попов В.И. 1937. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана. - Социалистическая наука и техн., № 8.
- Попов В.И. 1959. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Попов В.И., Макарова С.Д., Филиппов А.А. 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат.
- Попов В.И., Филиппов А.А., Макарова С.Д., Богоявленский А.А., Алтаев М.А., Юркова Е.М. 1968. Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии. Л., "Недра". (Труды Проблемной лабор. осадочных формаций и осадочных руд, вып. VII).
- Пустовалов Л.В. 1940. Об осадочной дифференциации вещества и периодичности минерального осадконакопления. - Разведка недр, № 4.
- Пустовалов Л.В. 1947. О терригенно-минералогических фациях. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 5.
- Ратеев М.А. 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. - М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 112).
- Репман Е.А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана (Яккобакайский и Широбадский районы). - В кн. "Геология Средней Азии", вып. 1. Ташкент, Изд-во Геол. упр. УзССР.
- Романовский Г.Д. 1878. Материалы для геологии Туркестанского края, т. I. СПб.
- Рухин Л.Б. 1953. Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат.
- Сикстель Т.А. 1954. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. - Труды Среднеазиат. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Сикстель Т.А. 1955. Материалы к палеогеографии Средней Азии в триасе. - Труды Среднеазиат. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Симаков С.Н. 1952. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. - Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 2.
- Симанович И.М. 1966. Эпигенез и начальный метаморфизм шокишинских кварцито-песчаников. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 153).
- Сотирнади К.А., Троицкий В.И. 1962. Терригенно-минералогическая зональность юрских отложений Узбекистана. - Труды Главгеол. УзССР, вып. 3.

- Станкевич Ю.В. 1954. К генезису юрских песчаников. – Труды Среднеаз. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Станкевич Ю.В. 1956. Некоторые вопросы к истории формирования юрских угленосных месторождений Ферганы. – Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6.
- Станкевич Ю.В. 1959. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. – Бюлл. научно-исслед. работ Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, вып. 1.
- Станкевич Ю.В., Троицкий В.И. 1962а. О тектоническом развитии Узбекистана в среднем мезозое. – Труды Главгеологии УзССР, вып. 2.
- Станкевич Ю.В., Троицкий В.И. 1962б. Типы разрезов юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Уч. зап. Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, вып. 7.
- Страхов Н.М. 1960–1962. Основные теории литогенеза, т. I–III. М., Изд-во АН СССР.
- Тарасенко А.Т. 1959а. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук, вып. 3.
- Тарасенко А.Т. 1959б. Магматизм центрального Таджикистана. – В кн. "Геология СССР, т. 24, ч. I. Геологическое описание", М., Госгеолтехиздат.
- Тарасенко А.Т. 1961. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зоны в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань). – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46.
- Твенхофел У.Х. 1936. Учение об образовании осадков. Перев. с англ. М.–Л., ОНТИ.
- Тимофеев П.П. 1954. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса. – Труды ИГН АН СССР, вып. 151, угольная серия, № 5.
- Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 94).
- Тимофеев П.П. 1968. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. – В кн. "Угленосные формации и угольные месторождения". (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1969. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 197).
- Тимофеев П.П. 1970а. Основные проблемы изучения угленосных формаций. – В кн. "Состояние и задачи советской литологии", т. 3. М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1970б. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 198).
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. 1972. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского междоуралья. – Литол. и полезные ископ., № 3.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Еремеев В.В., Копорулин В.И., Юревич А.Л. 1970. Особенности при образовании вещества осадков различных фаций в процессе формирования пород. – В кн. "Состояние и задачи советской литологии". М., "Наука".
- Троицкий В.И. 1961. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время. Изв. АН ТаджССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 1(3).
- Троицкий В.И. 1962. О соотношении глинистой и аридной седиментации в нижнем мезозое Таджикской депрессии. – Труды Главгеол. УзССР, сб. 2.
- Троицкий В.И. 1964. Рет-юрские седиментационные бассейны Средней Азии. Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4.
- Троицкий В.И. 1967. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., "Недра".
- Уивер И.Е. 1962. Петрология глинистых отложений. – В кн. "Вопросы минералогии глин". М., ИЛ.
- Чикризов Г.С. 1953. К вопросу о проносах угленосности в закрытом районе на основе структурно-фациального анализа. – Изв. АН УзССР, № 3.
- Чихачев П.К. 1931. Предварительный отчет о работах в 1929 году в Душанбинском районе. – Изв. Государств. геол. упр., т. 50, вып. 35.
- Чихачев П.К., 1934. Тектоника Юго-Западного Узбекистана. – В кн. "Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л., Госхимтехиздат (Труды Тадж.-Памирск. эксп. АН СССР, 1934 г., вып. 4).
- Чихачев П.К. 1937. Бассейн реки Кафтар. – В кн. "Геология Узбекской ССР т. 2. Л.–М., ОНТИ.
- Чуенко П.П. 1931. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Изв. Государств. геол. упр., т. 50, вып. 33.
- Чуенко П.П. 1937. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. – В кн. "Геология Узбекской ССР", т. 2. Л.–М. ОНТИ.
- Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Рудницкая Е.С., Ермилова Л.П. 1966. О природе и генезисе галлуазита. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Наливкин Д.В. 1930. Палеогеография Средней Азии в палеозое. - В кн. Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов, вып. 2. Ташкент, Изд-во Среднеазиат. отд. Геол. ком.
- Наливкин Д.В. 1932. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии. - Вестн. геол.-развед. объединения, № 4
- Наливкин Д.В. 1933. Геологическое строение Таджикистана как базы для развития горной промышленности. - В кн. "Проблемы Таджикистана." Материалы 1-й конференции по изучению производительных сил Таджикской ССР, вып. 1. Л.
- Наливкин Д.В. 1956. Учение о фациях. т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Николаев Н.И. 1946. Генетические типы новейших континентальных отложений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, вып. 4.
- Николаев Н.И. 1947. О строении поймы и аллювиальных отложений. - Вопросы теорет. и приклад. геол., сб. 2.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. 1970. Изд. ВНИГНИ.
- Овчинников С.К. 1946. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Овчинников С.К. 1958. Схема стратиграфии вулканогенных и терригенных толщ карбона и перми Южного Гиссара. - В кн. "Тезисы докладов по унификации стратиграфических схем Средней Азии". М., Госгеолтехиздат.
- Полянский Б.В. 1961а. Некоторые вопросы стратиграфии и основные типы фаций нижнемезозойских отложений района месторождения Ташкунтан. - Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4.
- Полянский Б.В. 1961б. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб. - Докл. АН ТаджССР, т. 4, № 2.
- Полянский Б.В. 1962а. Литология и условия образования нижнемезозойских отложений южного склона Гиссарского хребта. - Автореф. канд. дисс., Ташкентский ун-т.
- Полянский Б.В. 1962б. Петрографо-минералогическая характеристика ретюрских отложений междуречья Ширкент-Ханака. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, вып. 4.
- Полянский Б.В., Лучников В.С. 1967. Литолого-фациальный анализ юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4.
- Попов В.И. 1937. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана. - Социалистическая наука и техн., № 8.
- Попов В.И. 1959. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Попов В.И., Макарова С.Д., Филиппов А.А. 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат.
- Попов В.И., Филиппов А.А., Макарова С.Д., Богоявленский А.А., Алтаев М.А., Юркова Е.М. 1968. Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии. Л., "Недра". (Труды Проблемной лабор. осадочных формаций и осадочных руд, вып. VII).
- Пустовалов Л.В. 1940. Об осадочной дифференциации вещества и периодичности минерального осадконакопления. - Разведка недр, № 4.
- Пустовалов Л.В. 1947. О терригенно-минералогических фациях. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 5.
- Ратеев М.А. 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. - М., "Наука". (Труды ГИН АН СССР, вып. 112).
- Репман Е.А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана (Яклубакский и Широбадский районы). - В кн. "Геология Средней Азии", вып. 1. Ташкент, Изд-во Геол. упр. УзССР.
- Романовский Г.Д. 1878. Материалы для геологии Туркестанского края, т. I. СПб.
- Рухин Л.Б. 1953. Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат.
- Сикстель Т.А. 1954. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. - Труды Среднеазиат. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Сикстель Т.А. 1955. Материалы к палеогеографии Средней Азии в триасе. - Труды Среднеазиат. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Симаков С.Н. 1952. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. - Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 2.
- Симанович И.М. 1966. Эпигенез и начальный метаморфизм шокинских кварцито-песчаников. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 153).
- Сотириади К.А., Троицкий В.И. 1962. Терригенно-минералогическая зональность юрских отложений Узбекистана. - Труды Главгеол. УзССР, вып. 3.

- Станкевич Ю.В. 1954. К генезису юрских песчаников. – Труды Среднеаз. гос. ун-та, новая серия, вып. 52, геол. науки, кн. 5.
- Станкевич Ю.В. 1956. Некоторые вопросы к истории формирования юрских угленосных месторождений Ферганы. – Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6.
- Станкевич Ю.В. 1959. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. – Бюлл. научно-исслед. работ Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, вып. 1.
- Станкевич Ю.В., Троицкий В.И. 1962а. О тектоническом развитии Узбекистана в среднем мезозое. – Труды Главгеологии УзССР, вып. 2.
- Станкевич Ю.В., Троицкий В.И. 1962б. Типы разрезов юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Уч. зап. Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, вып. 7.
- Страхов Н.М. 1960–1962. Основные теории литогенеза, т. I–III. М., Изд-во АН СССР.
- Тарасенко А.Т. 1959а. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук, вып. 3.
- Тарасенко А.Т. 1959б. Магматизм центрального Таджикистана. – В кн. "Геология СССР, т. 24, ч. I. Геологическое описание", М., Госгеолтехиздат.
- Тарасенко А.Т. 1961. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зоны в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань). – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46.
- Твенхофел У.Х. 1936. Учение об образовании осадков. Перев. с англ. М.–Л., ОНТИ.
- Тимофеев П.П. 1954. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозийные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса. – Труды ИГН АН СССР, вып. 151, угольная серия, № 5.
- Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 94).
- Тимофеев П.П. 1968. Литолого-фашиальный и формационный анализ угленосных отложений. – В кн. "Угленосные формации и угольные месторождения". (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1969. Геология и фашии юрской угленосной формации Южной Сибири. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 197).
- Тимофеев П.П. 1970а. Основные проблемы изучения угленосных формаций. – В кн. "Состояние и задачи советской литологии", т. 3. М., "Наука".
- Тимофеев П.П. 1970б. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., "Наука" (Труды ГИН АН СССР, вып. 198).
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. 1972. Фашии и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба. – Литол. и полезные ископ., № 3.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Еремеев В.В., Копорулин В.И., Юревич А.Л. 1970. Особенности преобразования вещества осадков различных фашии в процессе формирования пород. – В кн. "Состояние и задачи советской литологии". М., "Наука".
- Троицкий В.И. 1961. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время. Изв. АН ТаджССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 1(3).
- Троицкий В.И. 1962. О соотношении гумидной и аридной седиментации в нижнем мезозое Таджикской депрессии. – Труды Главгеол. УзССР, сб. 2.
- Троицкий В.И. 1964. Рэт-юрские седиментационные бассейны Средней Азии. – Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4.
- Троицкий В.И. 1967. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., "Недра".
- Уивер И.Е. 1962. Петрология глинистых отложений. – В кн. "Вопросы минералогии глин". М., ИЛ.
- Чикризов Г.С. 1953. К вопросу о прогнозах угленосности в закрытом районе на основе структурно-фашиального анализа. – Изв. АН УзССР, № 3.
- Чихачев П.К. 1931. Предварительный отчет о работах в 1929 году в Душанбинском районе. – Изв. Государств. геол. упр., т. 50, вып. 35.
- Чихачев П.К., 1934. Тектоника Юго-Западного Узбекистана. – В кн. "Таджикская комплексная экспедиция 1932 г." Л., Госхимтехиздат (Труды Тадж.-Памирск. эксп. АН СССР, 1934 г., вып. 4).
- Чихачев П.К. 1937. Бассейн реки Кара-таг. – В кн. "Геология Узбекской ССР", т. 2. Л.–М., ОНТИ.
- Чуенко П.П. 1931. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. – Изв. Государств. геол. упр., т. 50, вып. 33.
- Чуенко П.П. 1937. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. – В кн. "Геология Узбекской ССР", т. 2. Л.–М., ОНТИ.
- Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Рудницкая Е.С., Ермилова Л.П. 1966. О природе и генезисе галлуазита. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Шанцер Е.В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды ИГН АН СССР, вып. 135, серия геол., № 25.
- Шанцер Е.В. 1961. Типы аллювиальных отложений. — В кн. "Вопросы геологии антропогена". М., Изд-во АН СССР.
- Швецов М.С. 1927. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе. — Бюлл. МОИП, отд. геол., новая серия, т. 5, вып. 3—4.
- Швецов М.С. 1958. Петрография осадочных пород. Изд. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Шехтман П.А. 1939. О нижнем мезозое Гиссарского хребта. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Шехтман П.А. 1941. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- 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., Александрова В.А., Лосиевская С.А. 1966. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах. — В кн. "Физические методы исследования минералов осадочных пород". М., "Наука".
- Шутов В.Д., Долматов Т.В. 1961. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубоком эпигенезе. — В кн. "Труды 2-й конференции по минералогии и петрографии глин, в Праге". Прага.
- Эдельштейн П.О. 1909. Заметки о юрских слоях Байсун-Тау. — Труды Геол. музея Акад. наук, т. 4.
- Hatten S., Yoder H. 1962. Experimental studies of micas: a synthesis. — Clays and Clay Minerals. Vol. 9. Proceedings of the 9th National conference of clays and clay minerals. New York, Pergamon Press.
- Kleibelsberg R. 1922. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck.
- Krafft A. 1900. Geologische Ergebnisse einer Reise durch Chanat Bochara. — Denkschr. Kai. Acad. Wiss., Bd. 70.
- Lemcke K., Engelhardt W., Füchtbauer H. 1953. Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Hannover. (Beihefte zum Geol. Jahrb., H. 11).
- Newnham R.E., Brindley G.W. 1965. The crystal structure of dickite. — Acta crystallogr., vol. 9, pt. 9.
- Powers M.C. 1955. Clay diagenesis in the Chesapeake Bay area. — Clays and Clay Minerals. Proceedings of the 3rd National conference on clays and clay minerals. Washington. (National Acad. of Sci. National Research Council. Publ. 395).
- Powers M.C. 1957. Adjustment of land-derived clays to the marine environment. — J. Sediment. Petrol., vol. 27, N 4.
- Smithson F., Brown G. 1957. Dickite from Northern England and North Wales. — Mineral. Mag., vol. 31, N 236.
- Yoder H., Eugster H. 1955. Synthetic and natural muscovites. — Geochim. et cosmochim. acta, vol. 8, N 5/6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
<u>Краткий обзор изученности ниже-среднеюрских угленосных отложений</u>	5
Глава вторая.	
<u>Общая геологическая характеристика региона</u>	10
Докембрийские отложения	-
Палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения	-
Четвертичные отложения	15
Глава третья	
<u>Макрофации, фации и генетические типы ниже-среднеюрских угленосных отложений</u>	17
Общие замечания	-
Аллювиальные отложения (А)	18
Макрофация русловых отложений (АР)	-
Макрофация пойменных отложений (АП)	22
Условия накопления аллювиальных отложений	23
Макрофация делювиально-пролювиальных отложений (ДП)	24
Озерные и озеро-болотные отложения (О)	25
Макрофация отложений озерных водоемов речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОВ)	-
Макрофация отложений зарастающих озерных водоемов, заиляющихся торфяных болот, сапропелевых озер речных долин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин (ОЗ)	28
Макрофация отложений заболачивающихся речных долин, прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых равнин (ОП)	30
Условия накопления озерных и озеро-болотных отложений	33
Морские отложения	35
Макрофация отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (БП)	-
Макрофация отложений открытого подвижного мелководья морского бассейна (БМ)	37
Макрофация отложений сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (БУ)	38
Условия накопления морских отложений	39
Глава четвертая	
<u>Типы элементарных циклов, мезоциклы и циклическое строение угленосной толщи</u>	41
Элементарные циклы	-
Континентальные типы циклов	-
Континентально-морские типы циклов	43
Морские типы циклов	44
Циклическое строение разреза	44
Мезоциклы	45
Первый мезоцикл	46

Второй мезоцикл	48
Третий мезоцикл	49
Четвертый мезоцикл	50
Глава пятая	
<u>Типы пород ниже- и среднеюрской угленосной толщи и их минералого-петрографическая характеристика</u>	53
Глава шестая	
<u>Терригенно-минеральные ассоциации и возможные материнские породы</u>	61
Характеристика терригенно-минеральных ассоциаций	-
Палеогеография терригенно-минеральных ассоциаций	69
Глава седьмая	
<u>Глинистые минералы и особенности их формирования</u>	72
Характеристика глинистых минералов	-
Распределение глинистых минералов и их ассоциаций	78
Закономерности распределения глинистых минералов	90
Глава восьмая	
<u>Палеогеография и условия формирования угленосной толщи</u>	95
Заклучение	111
Таблицы I—XVI и объяснения к ним	113
Литература	131

CONTENTS

Introduction	3
Chapter first	
<u>Short review of the state of study on the Lower and Middle Jurassic coal-bearing deposits</u>	5
Chapter second	
<u>Geology of the region</u>	10
Precambrian sediments	-
Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments	-
Quaternary sediments	15
Chapter third	
<u>Macrofacies, facies, and genetic types of the Lower and Middle Jurassic coal-bearing deposits</u>	17
General notes	-
Alluvial deposits (A)	18
Macrofacies of the fluvial deposits (AP)	-
Macrofacies of the flood plain deposits (АП)	22
Accumulation conditions of the alluvial deposits	23
Macrofacies of the deluvial-proluvial deposits (ДП)	24
Lacustrine and lacustrine-boggy deposits (O)	25
Macrofacies of lacustrine basin deposits of river valleys, alluvial-deltaic and coastal plains (OB)	-
Macrofacies of deposits of overgrown lacustrine basins and silting up peat bogs and of sapropelic lakes of the river valleys, alluvial-deltaic and coastal plains (O3)	28
Macrofacies of deposits of the swamped river valley, alluvial-deltaic and coastal plains (ОП)	30
Conditions of accumulation of lacustrine and lacustrine-boggy sediments	33
Marine deposits	36
Macrofacies of deposits of bay-lagoon near-shore shoal-waters in the marine basin (BП)	-
Macrofacies of deposits of open mobile shoal-waters in the marine basin (BM)	37
Macrofacies of deposits of relatively off-shore parts of the marine basin (BY)	38
Conditions of accumulation of marine deposits	39
Chapter fourth	
<u>Elementary cycle types, mesocycles and cyclic structure of the coal measures</u>	41
Elementary cycles	-
Continental types of cycles	-
Continental-marine types of cycles	43
Marine types of cycles	44
Cyclic structure of sequence	44
Mesocycles	45
First mesocycle	46

Second mesocycle	48
Third mesocycle	49
Fourth mesocycle	50
Chapter fifth	
<u>Rock types of the Lower-Middle Jurassic coal measures and their mine- ralogical-petrographical characteristic</u>	53
Chapter sixth	
<u>Terrigene-mineral associations and possible source rocks</u>	61
<u>Terrigene-mineral associations</u>	-
Paleogeography of terrigenous minerals associations	69
Chapter seventh	
<u>Clay minerals and their formation peculiarities</u>	72
<u>Clay minerals characteristic</u>	-
Distribution of clay minerals and their associations	78
Regularities of distribution of clay minerals	90
Chapter eighth	
<u>Paleogeography and formation conditions of the coal measures</u>	95
Summary	111
Plates I-XVI and explanations to them	113
Bibliography	131

Иван Ильич Бебешев

**ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА
(южных и юго-западных отрогов)**

Труды, вып. 293

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л.С. Тапельзон. Обложка художника В. Шульженко
Художественный редактор В.А. Чернецов. Технический редактор Е.К. Полукарова.

Подписано к печати 31/III -1976 г. Т-08007. Усл.печ.л. 12,3 + вкл. 3,2
Уч.-изд.л. 15,0. Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 972 Цена 1 р. 50 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО . НАУКА .